



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ Выходит 6 раз в год Москва

2

i,

МАРТ — АПРЕЛЬ 1985

,

СОДЕРЖАНИЕ

Холодов В. Н., Туровский Д. С. К проблеме осадконакопления в Каспийском море. Сообщение II. Распределение химических элементов в голоцен-четвер-
тичных отложениях
Попов В. П. Осадки западной части Центральной котловины Индийского океана 16
Ерощев-Шак В. А., Карпов Г. А., Ципурский С. И. Особенности минералогии и
Падрожити пидрогериального со. Серное на канчатке
Полянский В. В. Этапы процессов раннемезозойского континентального осадко-
накопления в Среднеи Азии
Богатырев Б. А., Алырчиков А. Н., Яншина Р. С. Литологические типы девон-
ских бокситов Северного Урала
Лейпциг А. В., Вильшанский В. Н., Савельева З. И. Типы и условия преобразо-
вания бокситов на контакте с углистыми породами
Боровская И. С., Казанцев В. А., Скулков Н. А. Литофациальный контроль фос- фатоносности черносланцевой толщи нижнего протерозоя КМА
KMA
Белкин В. И., Ефремов Е. П., Каптелинин Н. Д. Строение и нефтеносность ба-
Шведов В. Н. Седарикая Н. М. Вединская Н. С. Типы и условия образования
TORONITOR B DARWARD CHUR CARDUCULUS OTTOWARD F SUDJAY KUTA UCKORO
района
Краткие сообщения
Высоцкий В. А., Карпунин А. М. Вертикальная окислительно-восстановительная

зональность в корах	выветр	ивания	как	фактор	о рудног	о контр	роля у	урана	в	
гипергенных условиях			•				• •		•	132
Соколов Б. А., Конюхов	А. И.	Отлож	ения	в зона	х лавинн	юй сед	имента	ации	на	
материковых окраина	x.						•			137
•										

Хроника

Седлецкий	В.	И.	ш	Всесою	озное	солевое	совел	цани	ie -	кЛит	олог	ro-ф	ациа	альн	ые	Ħ	
геохими	ичес	кие	про	блемы	солен	акоп лен и	IЯ»	•	•	•	•	•	•	•	•	•	142

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

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

i

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

2

MARCH — APRIL 1985

CONTENTS

Kholodov V. N., Turovsky D. S. On the problem of sediment accumulation in the Caspian Sea, Paper II. Distribution of chemical elements in the Holocene-	3
 Quaternary deposits Popov V. P. Sediments of the western pat of the Indian Ocean Central basin Yeroshchev-Shak V. A., Karpov G. A., Tsipursky S. I. Peculiarities of mineralogy and hydrochemistry of hydrothermal lake Sernoye on Kamchatka Polyansky B. V. Stages of the processes of Early Mesozoic continental sedimen- tation in Middle Asia Bogatyrev B. A., Alyrchikov A. N., Yanshina R. S. Lithological types of Devonian bauxites of the North Urals 	36 36 47 57
Leiptsig A. V., Vilskansky V. N., Savelieva Z. I. Types and conditions of bauxite transformation on the contact with coaly rocks Borovskaya I. S., Kazantsev V. A., Skulov N. A. Lithofacial control of phosphate content of the Lower Proterozoic black shale series of Kursk Magnetic	68 82
 Anomary J. J. Zakrutkin V. E., Emets T. P., Bartashevich O. V., Chinenov V. A. Bituminous matter of rocks of the Lower Proterozoic carbonaceous formation of Kursk Magnetic Anomaly Belkin V. I., Efremov E. P., Kaptelinin N. D. Structure and oil reserves of the Bazhenov reservoir Shvedov V. N., Sedletskaya N. M., Vedrinskaya N. S. Types and conditions of dolomite formation in Upper Jurassic sulphur-bearing deposits of the Gaur- 	95 108
dak-Kugitang region	124
<i>vysoisky v. A., Karpunin A. M. vertical oxidizing-reduction zonation in the weathering crusts as a factor of uranium ore control undergene conditions</i> . <i>Sokolov B. A., Konyukhov A. I.</i> Deposits in the zones of avalanche sedimentation on the continental margins	132 137

Chronicles

Sedletsky V.	Ι.	Ш	All-Union	Salt	Confer	епсе	≪Li	ithol	ogo	faci	al	and	geo	oche	mic	al	
problems	of	salt	t accumula	tion»	•		•	•	•	•	•	•		•			147

УДК 550.4:551.35(262.8)

К ПРОБЛЕМЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ

СООБЩЕНИЕ 2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОЛОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

ХОЛОДОВ В. Н., ТУРОВСКИЙ Д. С.

В статье рассмотрено поведение химических элементов в плейстоценчетвертичных отложениях Каспийского моря. Показано, что во время Мангышлакской регрессии в водоеме существенно усилилось относительное накопление кластофильных элементов.

Начало изучения истории древнего Каспия связано с именами Н. И. Андрусова [1, 2], А. Д. Архангельского [3], Л. С. Берга [4], М. В. Кленовой [9] и С. В. Бруевича [5]; оно осуществлялось в основном геоморфологическим или палеонтологическим путем, в то время как сведения о вещественном составе голоцен-четвертичных осадков долгое время оставались «terra incognita».

Первые систематические исследования литологического состава древнекаспийских отложений выполнил П. Г. Попов [18]; с помощью колонок грунтов от 0,5 до 1,2 м он изучил минеральный, механический и химический состав стратифицированных толщ, слагающих дно Каспия в районе Бакинского архипелага, сравнил его с составом аналогичных колонок глубоководных частей Южного и Среднего Каспия и пришел к выводу о тесной связи между слоистостью осадков и движениями древних береговых линий.

В период 1957—1963 гг. лабораторией геологических исследований морских нефтегазоносных областей ИГиРГИ было изучено около 350 колонок глубоководных отложений Среднего и Южного Каспия; прямоточные и поршневые грунтовые трубки позволили получить колонки длиной до 12 м и впервые описать сравнительно полные разрезы донных отложений водоема. Во вскрытой части донных отложений были выделены четыре толщи [10, 13].

Верхняя толща, тесно связанная с современным и осадками Каспия, в глубоководных частях оказалась сложенной карбонатными глинистыми и алеврито-глинистыми илами серого цвета; ее назвали новокаспийской. Возраст ее оценивается в 6—8 тыс. лет, а мощность местами достигает 9—10 м.

В шельфовых фациях найдена характерная фауна моллюсков Didacna trigonoides Pall, Dreissena rostriformis distincta Andr., Cardium edul Lim. и др., а в глубоководных отложениях обнаружен типичный комплекс остракод рода Leptocythere и др.

Нижележащая толща верхнехвалынских отложений делится на три горизонта. Среди них особенно выделяются грубозернистые, менее карбонатные алеврито-глинистые илы, непосредственно подстилающие новокаспийские слои; они известны под наименованием мангышлакского горизонта, фаунистически отличаются от новокаспийских слоев присутствием моллюсков Didacna parallella B c g. и других видов этого рода, а также остракодами родов Lochoconcha и Leptocythere. Горизонт сформировался в обстановке верхнехвалынской регрессии; мощность его колеблется от 0,2 до 4 м. Возраст этих отложений колеблется в пределах от 8 до 10 тыс. лет [7].

Под мангышлакским горизонтом залегают тонкозернистые карбонатно-глинистые илы серовато-коричневого цвета, заведомо отложившиеся в условиях трансгрессии; они соответствуют самой молодой террасе



Фиг. 1. Литологические колонки станций Северного Каспия (1— новокаспийские отложения, 11— мангышлакские) 1— песок с ракушей; 2— песок; 3— алевритовый ил; 4— глинистый ил. Содержание СаСО₃, Fe, Mn и Ti приведено в процентах, остальных элементов в 10⁻⁴%

позднехвалынского времени на суше и были выделены под названием дагестанского горизонта [10, 11]. Возраст дагестанской трансгрессии, по данным абсолютной геохронологии, соответствует интервалу 10— 20 тыс. лет [7].

Ниже залегают тонкозернистые, слабокарбонатные глинистые илы, местами чередующиеся с алевритовыми осадками; они, по-видимому, имеют хвалынский возраст и встречаются споралически на шельфе Среднего Каспия и Дербентской котловины.

Геохимические особенности древних отложений Каспийского моря были исследованы нами методом геохимических профилей, которые охватили почти всю площадь этого водоема.

В Северном Каспии работы были сосредоточены на востоке, в предустьевых частях р. Урал; здесь были отобраны три колонки, вскрывшие древние толщи на глубинах до 8 м от поверхности современных осадков.

Литологические закономерности строения древних толщ и их геохимическая характеристика приведены на фиг. 1. Изучаемые отложения представлены осадками новокаспийского и мангышлакского горизонтов, однако их литолого-фациальная характеристика в данном районе резко различна.

Действительно, новокаспийские отложения мощностью от 180 до 420 см слагаются обычно серыми алевролитовыми илами, местами сменяющимися глинистыми илами желтого цвета (ст. 24); в кровле обломочный материал заметно грубеет, появляются пески с многочисленными раковинами моллюсков хорошей сохранности. Фациально они представляют собой типичные морские образования, мало отличающиеся от современных поверхностных осадков Северного Каспия.

Номер станции	Отложения (мощность горизонта, см)	CaCO3	Fe	Mn	ΤÌ	Р	C _{opr}	Zr	Мо	v	Cr	NI	ß	Сц	РЪ	Ga	Ge
4	Новокаспийские (0—380)	17,87	3,77	0,17	0,36	0,05	0,05	315	2,7	88	88	35	11	12	17	13	0,9
	Мангышлакские (380—840)	6,78	2,87	0,08	0,33	0,03	0,07	429	1,6	97	95	31	9	11	16	14	0,9
24	(000—010) Новокаспийские (0—180)	25,0	3,14	0,12	0,29	- 0,04	0,41	291	2,5	71	64	26	7	7	11	7	0,8
	(0—100) Мангышлакские (180 540)	6,5	1,69	0,06	0,18	0,08	Нет	308	1,1	40	45	12	3	5	9	4	0,8
32	Новокаспийские	14,34	1,26	0,04	0,12	0,01	*	260	0,8	17	19	5	3	5	3	3	0,5
	(0—280) Мангышлакские (280—620)	7,3	1,63	0,11	0,18	Ó,02	>	219	0,9	36	36	10	3	5	6	3,5	0,6
	Новокаспийские (в целом):	19,07	2,72	0,11	0,27	0,03	0,15	289	2,0	59	57	22	7	8	10	7,7	0,7
	пески, мелкоалевритовый	$24,45 \\ 25,0$	1,92 3,14	0,05 0,13	0,18 0,29	0,04 0,04	Нет 0,42	379 291	0,7 2,5	15 71	41 63	7 26	4 7	7 7	11 12	4 8	$0,5 \\ 0,8$
	лл, глинистый ил Мангышлакские (в целом):	16,22 5,85	4,23 2,06	0,20 0,08	0,41 0,23	0,06 0,02	0,06 0,02	260 319	3,2 1,2	106 58	101 59	42 18	12 5	13 7	19 10	18 10,5	1,0 0,7
	пески, мелкоалевритовый	7,66 1,11	1,71 3,22	0,09 0,06	0,20 0,33	0,02 0,04	Нет 0,05	350 368	1,1 0,6	47 110	52 105	14 38	3 11	5 12	10 15	5 16	0,7 1,0
	глинистый ил	7,54	4,63	0,10	0,51	0,06	0,24	303	1,0	147	127	46	13	23	20	23	1,2

Распределение химических элементов в древних толщах Северного Каспия (в пересчете на бескарбонатное вещество)

Примечание. Значения CaCO₃, Fe, Mn, Ti, P и C_{opr} приведены в процентах, остальных элементов – в 10-4%.

Мангышлакские отложения, напротив, почти повсеместно представлены полимиктовыми песками, содержащими редкие обломки переотложенной верхнехвалынской фауны моллюсков; фациально они представляют собой явно континентальные образования, а их изменяющаяся мощность и некоторые текстурные признаки свидетельствуют о том, что мы имеем дело с песчаными накоплениями типа «бэровских бугров» [20].

Закономерность распределения химических элементов в изученных колонках иллюстрирует фигура 1. На первый взгляд кажется, что в целом более грубозернистые континентальные толщи мангышлакского возраста заметно обеднены большинством химических компонентов.

Однако подсчеты по типам пород, приведенные в табл. 1, свидетельствуют о более сложных закономерностях их концентрации и рассеяния.

Прежде всего обращает на себя внимание высокая средняя карбонатность новокаспийских отложений, достигающая 19,07%; она требует оценивать распределение других элементов путем пересчета на бескарбонатное вещество.

В конечном счете, если сравнить между собой только наиболее распространенные типы пород обоих изучаемых горизонтов (пески и мелкоалевритовые илы), то окажется, что подавляющее большинство химических элементов концентрируется именно в мангышлакских континентальных их разновидностях. При этом и в грубозернистых, и в более тонкозернистых отложениях накапливаются не только слабые мигранты (Zr, V, Ti, Cr, Ge), но, отчасти, и хорошо мигрирующие элементы группы железа (например, Ni, Ga или Cu, Pb).

По всей вероятности, это связано с тем, что морские песчано-алевритовые осадки обычно подвергаются более полной фазовой дифференциации благодаря длительному воздействию волн и морских течений; соогветственно обедняется их химический состав. Менее отсортированные континентальные образования должны содержать повышенные количества элементов-примесей, что и имеет место в данном случае.

В пределах Среднего Каспия нами было изучено пять профилей. Два наиболее важных геохимических профиля пересекают водоем с запада на восток, располагаясь примерно параллельно друг другу (фиг. 2). Они охватывают западный шельф (ст. 293, 344), верхнюю (ст. 346) и нижнюю (ст. 348) части материкового склона, глубоководную Дербентскую котловину (ст. 298, 301, 304, 350, 351, 354), восточный материковый склон (ст. 312, 356) и восточный шельф (ст. 358).

Северный профиль включает станции 293, 298, 301, 304, 312, а южный — 344, 346, 348, 350, 351, 354, 356, 358.

Колонки профилей Среднего Каспия более полные; они вскрыли отложения новокаспийского, мангышлакского и дагестанского горизонтов.

Новокаспийские отложения колеблются в мощности от 1,5 до 7,6 м. В области западного шельфа они представлены чередованием прослоев слабоизвестковых (9,6—12,9% CaCO₃) алеврито-глинистых, мелкоалевритовых и глинистых илов. Такое чередование характерно для верхней части новокаспийских отложений. Ниже залегают однообразные серые, несколько более карбонатные (15,6—17,2% CaCO₃) алеврито-глинистые илы.

Верхняя часть западного материкового склона (ст. 346) сложена слабоизвестковыми (12,3—14,3% CaCO₃) алеврито-глинистыми и мелкоалевритовыми илами. В нижних частях материкового склона, западного (ст. 348) и восточного (ст. 356) развиты светло-серые слабоизвестковые (11—12,8% CaCO₃) глинистые илы, обогащенные диатомовыми водорослями. Они подстилаются более карбонатными, особенно на востоке (18— 23% CaCO₃, ст. 312, 356), известково-глинистыми илами. Новокаспийские отложения глубоководной центральной котловины (ст. 350, 351, 354) в верхней своей части сложены слабоизвестковыми (9,5—13% CaCO₃) глинистыми илами с алеврито-глинистыми прослоями. Книзу карбонатность возрастает до 23—30% (ст. 350, 354). На восточном шельфе разреза (ст. 358) новокаспийские отложения смыты.



Фиг. 2. Закономерности распределения химических элементов в колонках северного профиля Среднего Каспия

 крупноалевритовый ил с включениями карбонатных раковин; 2 крупноалевритовый ил;
 глинистый ил. Справа—распределение средних содержаний химических элементов в современных (А), новокаспийских (Б) и мангышлакских (В) отложениях (по станциям северного профиля)

~



отложения;

Zr,10

۶.

Номера станций

											Номер	а станци	A							- <u></u>
	34	14	3	46	34	18		3	50			3	151	_		354		34	56	358
Компонент	·									_	Мощнос	ть, см	-							
	0-5 (1)	0 <u>-36</u> 0 (11)	0—5 (1)	0—185 (11)	0—5 (1)	0 <u>-600</u> (11)	05 (1)	0—108 (II)	108 312 (111)	312—480 (IV)	0—5 (1)	0→143 (II)	144209 (111)	209480 (IV)	0—5 (1)	0-337 (11)	338—580 (111)	04—5 (I)	0—580 (11)	0—550 (111)
Copr	1,46	1,00	0,91	0,61	3,26	2,38	2,63	1,81	0,32	0,44	2,77	2,77	0,28	0,40	2,43	1,52	0,29	1,75	1,33	0,35
Fe	3,85	4,04	3,55	3,68	4,49	4,44	4,31	4,34	5,32	5,60	5,24	5,24	4,9 0	5,36	4,77	4,82	5,06	4,63	4,55	4,25
Ti	40	41	38	41	35	36	30	31	39	40 (?)	32	32	39	38	27	31	39	37	38	40
Mn	77	73	70	73	103	96	94	106	105	96 -	125	125	85	91	159	156	100	107	132	81
Р	66	86	69	76	115	96	77	73	70	80	91	91	79	81	144	108	95	95	87	94
Ni	44	49	50	50	68	61	77	74	67	69	81	81	63	71	67	68	62	62	62	54
Со	15	15	14	16	14	45	16,5	16,5	16	16	18	18	16	14	18	15	15	14	15	14
Cu	36	38	47	38	55	46	80	71	53	59	68	68	47	51	60	63	52	54	50	38
Мо	2,5	2,1	3,0	2,0	1,3	2,0	30,0	14,8	1,2	1,5	18,3	18,3	2,0	2,0	14,8	7,2	1,4	4,7	3,1	3,1
Zr	238	220	247	271	162	164	144	168	185	198	143	143	193	169	122	146	202	170	173	225
Сг	104	96	96	95	92	93	77	80	97	95	70	70	101	106	99	109	113	96	93	104
v	113	117	109	111	113	113	110	113	112	119	113	113	117	122	128	124	128	119	122	124
CaCO ₈	9,60	13,50	13,52	14,70	12,84	11,48	9,42	15,43	14,73	13,8	12,0	12,0	11,5	11,4	12,15	21,56	14,32	15,5	19,15	21,44

Средние содержания элементов в глубоководных осадках Среднего Каспия (в пересчете на бескарбонатное вещество)

Примечание. 1. В этой и следующих таблицах I— поверхностный слой новокаспийских отложений; II— новокаспийские отложения в целом; III— мангышлакский горизонт; IV— дагестанский горизонт. 2. Значения С_{орг} Fe и CaCO₈ приведены в процентах, Ti— в 10-2%, Мп и Р— в 10-3%, остальных элементов — в 10-4%

Таблица 2

Средние соде	ержания элементо	3 B	северном в	профиле	Южного	Каспия
--------------	------------------	-----	------------	---------	--------	--------

·						Hower	0.000.000	*					_
						помер	астанци	ц					
	20	6	¹ 1	3	1	4	1	5	1	6	1	7	
Элемент											Moi	цность,	
	0—5 (I)	0 <u>-205</u> (11)	0—5 (I)	0—225 (11)	0—5 (1)	0—200 (II)	0 <u>-</u> 5 (I)	0—220 (11)	0—5 (1)	0—240 (11)	0-5 (1)	0 <u>-210</u> (11)	
Fe	4.58	4.54	5.44	4.86	4.07	4.55	4.21	5.64	3.95	4.61	3.99	3.79	
Mn	11	10	11	9	12	12	9	12	25	14	8	8	
Ti	41	46	53	49	41	45	48	57	39	47	50	49	
P	9	9	9	8	9	9	8	10	8	8	10	9	
Copr	0,56	0,66	2,40	1,39	1,73	1,51	0,99	1,42	3,63	1,54	1,46	1,05	
V	102	110	132	116	102	116	115	132	97	111	116	107	
Сг	78	79	94	88	73	74	73	94	69	73	100	85	
Ni	48	48	49	50	49	51	53	60	55	49	59	50	
Co	20	20	22	19	17	18	16	22	17	19	17	19	
Cu	39	39	42	48	49	50	70	68	66	56	83	60	
Pb	25	28	34	33	34	31	36	36	35	30	30	28	
Ga	16	20	29	24	25	23	26	29	25	22	20	19	
Ge	2,3	2,2	2,0	2,2	2,8	2,6	2,8	3,2	1,9	2,1	3,2	2,4	
Mo	2,5	2,7	4,6	4,7	6,3	5,0	3,0	5,2	14,5	6,5	3,1	8,9	Í -

Примечание. Значения Fe и С_{Орг} приведены в процентах, Mn, Ti, P – в 10-2%, остальных эле

Мангышлакский горизонт развит в пределах ст. 350, 351, 354, 358, 301, 304, 312; его мощность колеблется от 0,2 до 7 м. Обычно он представлен чередованием серовато-бурых слабоизвестковых алеврито-глинистых и бурых глинистых илов с карбонатностью 8—15 % Характерно наличие включений хорошо окатанных обломков пород. В области восточного шельфа (ст. 358) мангышлакский горизонт сложен более карбонатными (21,3—23% CaCO₃) мелкоалевритовыми илами.

Дагестанский горизонт вскрыт только двумя колонками, расположенными в глубоководной Дербентской котловине (ст. 350, 351). Он сложен тонкими глинистыми илами коричневого и коричневато-серого цвета. Карбонатность их колеблется от 8 до 13%, заметно возрастая с запада на восток.

На фиг. 2 в качестве примера приведены две характерные колонки изученных профилей (ст. 293 и 304) и показаны закономерности распределения химических элементов по вертикали. Очевидно, что распределение многих элементов, и в первую очередь CaCO₃, C_{эрг}, Ti, Zr, Pb, V, в разновозрастных толщах весьма прихотливо.

В правой части фиг. 2 сделана попытка оценить поведение средних содержаний химических элементов в трех горизонтах северного профиля — в современных осадках (А), в новокаспийском (Б) и мангышлакском (В) горизонтах. Графики построены по результатам детального геохимического исследования 45 представительных проб.

В табл. 2 приведены средние содержания различных компонентов в тех же толщах южного профиля Среднего Каспия, полученные в результате изучения 54 представительных проб, а на фиг. 3 сделана попытка оценить поведение средних данных в современных осадках (A), в новокаспийском (Б) и мангышлакском (B) горизонтах.

Общая геохимическая картина, полученная для древних отложений Среднего Каспия, в целом довольно сходная.

Во-первых, особенности распределения химических элементов в разновозрастных толщах голоцена и в современных осадках удивительно похожи (анализ последних был приведен в сообщении 1 настоящей работы).

Во-вторых, среди всех изученных элементов хорошо прослеживаются две группы: кластофилы (Zr, V, Ti, Cr) заметно концентрируются в шельфовых частях профилей и рассеиваются в халистазах, тогда как Fe, Mn, Co, Ni, Mo, наоборот, преимущественно накапливаются в халиста(в пересчете на бескарбонатное вещество)

19 20 21 23 24	25

	СМ											
	0-5 (1)	0—220 (11)	0—5 (1)	0 <u>-200</u> (11)	0—5 (1)	0 <u>-90</u> (11)	0—5 (1)	0—210 (11)	05 (I)	0 ²⁴⁰ (11)	0 ⊄ 5 (1)	0—210 (11)
į	4,38	4,27	4,44	4,13	5,23	4,46	4,82	4,72	4,48	4,04	3,74	4,26
	10 47	63 63	35	23 45	10	9 47	15 50	11 47	15	11 42	8 58	9 47
	-47	9	11	9	9	8	10	9	13	11	17	12
	0,26	1,26	0,83	0,71	0,52	0,41	2,03	Ŏ,83	2,46	2,90	1,39	0,88
	110	105	116	103	108	104	117	97	86	60	103	86
	95	84	58	78	90	89	85	79	76	48	83	67
	51	52	68	52	50 ·	46	64	48	66	40	51	38
	18	19	26	23	18	18	25	21	27	23	23	21
	47	58	88	59	34	40	85	52	71	49	47	41
	37	28	32	28	87	41	33	26	42	26	32	24
	19	20	15	19	17	18	17	17	19	21	21	19
	1,9	2,1	2,2	2,0	2,0	1,9	2,8	2,4	2,8	3,2	3,2	3,0
	6,6	18,2	23,5	8,3	6,5	4,9	7,8	4,9	4,7	5,0	5,3	4,4

ментов — в 10-4%, Zr не определялся.

тических частях обоих профилей, там, где широко развиты тонкие глинистые илы.

Кроме двух описанных выше геохимических профилей в пределах Среднего Каспия был исследован небольшой полигон, характеризующий осадконакопление на его восточном шельфе; в него вошли три субмеридиональных профиля, охватывающих 13 станций [6].

В пределах Южного Каспия нами исследованы два субширотных профиля, пересекающих Южно-Каспийскую котловину. Северный профиль, включающий 12 станций, начинается от устья р. Куры и протягивается в направлении к о-ву Огурчинскому. Южный профиль расположен параллельно Государственной границе СССР и состоит из семи станций.

К сожалению, в этом регионе большинство колонок не вышли за пределы новокаспийских отложений. Последние представлены чередованием алевритового и алеврито-глинистого карбонатного ила, содержащего прослои и линзы гидротроилита. В наиболее прибрежных станциях в них получают распространение линзовидные слойки алевролитов и песков.

Закономерности поведения химических элементов в современных и новокаспийских отложениях обоих профилей охарактеризованы в табл. 3 и 4; они составлены на основании усреднения результатов анализа 109 представительных проб.

При анализе таблиц обращают на себя внимание их существенные отличия от аналогичных таблиц Среднего Каспия. Действительно, в отложениях Южного Каспия исчезают резкие различия между геохимической характеристикой шельфов и халистаз, столь характерные для осадков Среднего Каспия. В связи с этим в Южном Каспии обычно нет чегких различий между поведением химических элементов кластофильной группы (Zr, Cr, Ti, V, Ge) и группы железа (Mn, Co, Mo, Ni, Pb и др.).

Единственная геохимическая особенность, которая сохраняется при анализе поведения элементов в голоценовых толщах Южного Каспия, это некоторое подобие между их распределением в современных поверхностных осадках и в новокаспийских отложениях, хотя и здесь наблюдаются исключения.

В целом картина поведения химических элементов в осадках Южного Каспия очень пестрая; кривые распространения обычно осложняются множеством резких точечных пиков, возникновение которых бываст трудно связать с неровностями рельефа дна или с деятельностью подводных течений.

*							Ho	мера станций	1					
	5	2		53		54		55		56		57	5	i8
Элемент					· · · · · ·		Мощн	юстъ, см						
	0-5 (1)	0—210 (II)	0—5 (1)	0-210 (II)	05 (I)	0-290 (II)	0 <u>-</u> 5 (1)	0-260 (11)	0—5 (1)	0180 (II)	0—5 (1)	0—210 (11)	05 (I)	0-210 (II)
Fe	4,18	4,24	4,65	4,41	4,13	4,11	4,53	4,70	3,57	4,29	5,06	5,35	5,45	5,60
Mn	10	12	11	14	13	12	12	12	8	8	29	20	14	14
Ti	43	51	43	47	44	45	61	48	37	41	50	50	49	54
Р	10	10	11	9	9	10	9	10	8	7	15	13	17	15
Copr	1,32	0,97	0,15	1,08	1,08	0,38	3,70	1,52	1,83	1,00	2,72	1,59	Нет	1,09
Zr	155	159	127	126	224	199	184	175	135	154	153	135	230	279
v	100	105	111	107	88	94	163	114	105	103	85	87	76	75
Cr	83	86	75	78	76	81	109	80	78	80	63	69	47	45
Ni	51	53	67	60	51	50	100	60	48	47	57	54	52	48
Со	18	19	19	19	18	19	25	23	18	19	22	24	29	34
Cu	41	42	83	59	66	56	114	61	56	52	44	51	58	72
Pb	41	53	29	28	25	25	31	26	20	24	24	25	32	35
Ga	22	22	27	23	22	20	25	23	19	21	18	23	29	34
Ge	5,7	3,2	2,0	2,0	2,2	2,4	2,3	2,5	1,8	2,1	2,8	3,4	4,3	5,1
Mo	2,7	2,7	8,2	6,2	5,0	4,8	13,7	8,2	5,5	5,3	4,2	5,7	4,9.	6,3

Средние содержания элементов в южном профиле Южного Каспия (в пересчете на бескарбонатное вещество)

Примечание. Значения Fe и Сорг приведены в процентах, Mn, Ti, P - в 10-2%, остальных элементов - в 10-4%.

Таблица 4

Думается, что в Южном Каспии помимо обычных факторов седиментогенеза на поведение химических элементов большое влияние оказала грязевулканическая деятельность; значение геохимической деятельности подводных грязевых вулканов было рассмотрено в сообщении 1.

Приведенный в настоящей работе фактический материал не позволяет достаточно надежно и систематически рассмотреть всю геохимическую историю древних бассейнов, существовавших на месте современного Каспийского моря.

Наиболее полная геохимическая характеристика мангышлакского бассейна может быть сделана на материалах Среднего Каспия, так как в Северном Каспии отложения этого возраста представлены континентальными фациями, а в Южном они не были вскрыты при опробовании.

Сравнение данных, характеризующих мангышлакские и новокаспийские толщи в среднекаспийских профилях, показывает, что первые обычно весьма существенно обогащены кластофильными элементами (Zr, Cr, Ti, V) и заметно обеднены элементами группы железа (Mn, Co, Ni, Mo и др.). Эта особенность хорошо вписывается в общую палеогеографию региона, согласно которой мангышлакский бассейн представлял собой палеоводоем, уровень которого был опущен по сравнению с современным (-28 м) примерно на 40 м [8, 14]. В более поздних работах [15] приводится величина 20-22 м. Очевидно, одновременно резко сокращается площадь акватории моря — на севере осушается вся территория, находившаяся севернее Мангышлакского порога, а дельтовые отложения палео-Волги смещаются к северным границам Среднего Каспия. Другой любопытной особенностью мангышлакского времени является резкое усиление деятельности Узбоя; эта ныне исчезнувшая река, впадавшая в Южный Каспий со стороны Аральского моря, поставляла в водоем значительные массы обломочного материала [16].

В целом имеются основания считать, что во время мангышлакской регрессии площадь области питания благодаря усиленной деятельности Узбоя значительно превышала современную область питания Каспия; в то же время резко сократившаяся площадь акватории палеоводоема способствовала заметному росту величины B/L (где B — площадь водосбора, L — то же, водоема). В соответствии с представлениями Н. М. Страхова интенсивность питания бассейнов осадочным материалом растет пропорционально увеличению коэффициента B/L, который в современном Каспийском море равен 4,3, а в мангышлакском палеоводоеме, видимо, приближался к 7—10.

Следует также иметь в виду, что понижение уровня мангышлакского моря несомненно должно было стимулировать эрозионную деятельность рек; в результате в палеоводоем стали усиленно поступать массы более грубозернистого осадочного материала, а вместе с ним на всей площади дна стали относительно накапливаться кластофильные элементы (Zr, Cr, Ti, V, Ge). Одновременно с гранулометрическим погрубением стока заметно сократился привнос карбонатов, а также тонкого глинистого вещества и соответственно уменьшилась относительная роль элементов группы железа (Fe, Mn, Co, Ni, Mo и др.).

Во время новокаспийской трансгрессии уровень Каспия постепенно повышался, море захватывало значительные площади суши на севере и соответственно изменялся гранулометрический состав поступающего в водоем осадочного материала. В составе стока большую роль начали играть карбонаты и тонкие, глинистые фракции, что отражалось в геохимических особенностях осадков; в среднем новокаспийские отложения обеднены кластофилами и обогащены элементами группы железа.

Характерно, что хвалынское, мангышлакское и новокаспийское моря представляли собой палеоводоемы, полностью изолированные от влияния Мирового океана. Более того, в работе [19] было показано, что тектонический режим Каспийской области в голоцене был сравнительно стабилен и не мог оказывать существенного влияния на заметно меняющиеся во времени палеогеографические обстановки.

Поэтому важнейшие голоценовые трансгрессии и регрессии палео-Каспия большинство исследователей [12, 16, 19] связывают с региональными изменениями климата. В настоящее время можно считать, что глубокая мангышлакская регрессия хронологически совпадает с эпохой развития наиболее сухого бореального климата в центральной части Евразии, что хорошо подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа [11]. Наоборот, развитие новокаспийской трансгрессии, осуществлявшейся в несколько фаз, отражает постепенное увлажнение климата и появление среди растений-ксерофитов вкраплений лесных сообществ.

Если все это так, то на примере Каспия становится очевидным, что влияние климатического фактора на процессы эпиконтинентального морского осадкообразования не ограничивается одной принадлежностью областей питания палеоводоемов к аридным или гумидным зонам. Изменения климата особенно интенсивно сказываются на эпиконтинентальных, изолированных от Мирового океана, водоемах, в которых они регулируют положение уровня воды, площадь акватории, интенсивность поступления грубого обломочного материала, а через нее — геохимические особенности осадков, гидродинамику палеобассейна и его биологическую продуктивность.

Можно без преувеличения сказать, что потерявшие связь с Мировым океаном морские бассейны немедленно оказываются под действием климатического пресса, значение которого в ряду: озеро-эпиконтиненталь-площади акватории водоема и его максимальных глубин.

Литература

- 1. Андрусов Н. И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей.-
- Изв. Русск. геогр. о-ва, 1888, т. 24, вып. 1—2, с. 91—114. 2. Андрусов Н. И. О древних береговых линиях Каспийского моря.— Ежегодник по геологии и минералогии России, 1900—1901, т. 4, вып. 1—2, с. 3—7.
- Архангельский А. Д. Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия, произведенных экспедицией Института геологии и минералогии.— В кн.: Проблемы Волго-Каспия. М.: Изд-во АН СССР, 1934, т. 2, с. 32-46.
- 4. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время.— Проблемы физи-ческой географии, 1934, вып. 1, с. 28—52.
- 5. Бруевич С. В. Изменение климата и уровня Каспийского моря за последнее тысячелетие по химическим данным. Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1948, вып. 4(16), c. 65—89.
- Глаголева М. А., Туровский Д. С. К познанию геохимии микроэлементов в осадках Среднего Каспия.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 1, с. 20—29.
 Каплин П. А., Леонтьев О. К., Рычагов Г. И. и др. Хронология и палеогеография
- плейстоцена Понто-Каспия (по данным абсолютного датирования). В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977, c. 33-34.
- 8. Квасов Д. Д. Причины плиоценовых и четвертичных трансгрессий Каспийского н Черного морей. В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 17—25.
- Кленова М. В., Рачковская К. А., Краснова Н. Г. Мощность современных отложений дельты р. Волги. Докл. АН СССР, 1941, т. ХХХІ, № 4, с. 215—220.
 Лебедев Л. И., Маев Е. Г. Новокаспийские отложения глубоководной части Каспийского моря. В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 3, с. 167—201.
 Лебедев Л. И., Маев Е. Г. Верхнехвалынские осадки (мангышлакский и дагестан-ий сооронов.).
- ский горизонты) в глубоководной части Каспийского моря. В кн.: Комплексные
- исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 4, с. 30—47. 12. Леонтьев О. К., Федоров П. В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехва-лынское время.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 4, с. 123—150. 13. Маев Е. Г. Новокаспийские и верхнехвалынские осадки в южной части Каспий-
- ского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 49-60.
- 14. Маев Е. Г., Лебедев Л. И. Новые данные о послехвалынской регрессии Каспийского моря. — Океанология, 1963, т. 1, с. 28—56. 15. Маев Е. Г., Лебедев Л. И. Некоторые черты палеогеографии мангышлакской и
- дагестанской стадий древнего Каспия (по данным литологического изучения осадков). — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974, вып. 4, с. 47-53.
- 16. Маев Е. Г., Лебедев Л. И., Артамонов В. И. Некоторые черты палеогеография Каспийского моря в верхнечетвертичное время по данным литолого-стратиграфи-

ческого изучения осадков. В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 78-84.

- Маев Е. Г., Маева С. А. Палеогеографический анализ изменчивости уровней Каспийского и Аральского морей. В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 69—75.
 Попов П. Г. Стратификация осадков Каспийского моря. В кн.: Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 187—241.

- Туголесов Д. А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1948, № 6, с. 26—52.
 Хрусталев Ю. П., Ковалев В. В., Митропольский А. Ю. Закономерности осадконакопления верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Северного Каспия. Киев: Препринт АН УССР, 1980. 57 с.

ГИН АН СССР Москва

Поступила в редакцию 17.VII.1984

УДК 551.35(267)

ОСАДКИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

ПОПОВ В. П.

В результате исследования петрографического и минерального состава осадков 26 колонок в западной части Центральной котловины Индийского океана выделены биогенные, терригенные, вулканогенные и аутигенные типы донных отложений, сформированные в определенных фациальных условиях. На основании данных био- и палеомагнитной стратиграфии колонок вычислены скорости накопления различных типов осадков. Определено современное и для плиоцена — плейстоцена положение основных фациальных границ — критической глубины карбонатонакопления, геохимической границы геми- и миопелагической зон, фронтальных границ приэкваториального пояса биогенного кремненакопления. Показано, что осадочный процесс в течение плиоцен-четвертичного времени испытывал циклические изменения, выразившиеся в последовательной смене различных типов седиментогенеза — гемипелагического, мнопелагического и биогенного кремнистого.

Важнейшее значение для развития теории океанского литогенеза имеет изучение осадков из зон фациальных переходов. Именно в последних основные седиментологические характеристики и различия фациальных провинций проявлены наиболее контрастно, а закономерности формирования донных отложений выявляются более отчетливо. Среди немногих районов Мирового океана в этом отношении особо выделяется западная часть Центральной котловины Индийского океана. Здесь в 31-, 33- и 35-м рейсах исследовательского судна «Витязь» [1, 2, 4] по меридиональным профилям к югу от п-ова Индостан на 27 станциях (фиг. 1, табл. 1) был получен широкий спектр глубоководных осадков.

В настоящей работе с позиций фациального анализа обобщены результаты петрографического изучения указанных осадков. Отбор образцов для исследования производился в кровле, середине и основании слоев, выделенных при детальном макроскопическом описании колонок по вещественному и гранулометрическому составу, текстурным особенностям и цвету. Интервал опробования составил в среднем для карбонатных осадков 5—10 см, для кремнистых и глинистых — 1—6 см. Химический, рентгенофлюоресцентный и гранулометрический анализы представительных проб осадков были проведены в аналитической лаборатории ИО АН СССР им. П. П. Ширшова. Результаты их сведены в таблицах 2—5. Стратиграфическое расчленение колонок производилось по данным диатомового, кокколитового и палеомагнитного анализов, частично опубликованным ранее [5, 15].

В основу выделения типов донных осадков был положен генетический принцип, базирующийся на соотношении компонентов различного происхождения. Поскольку значения содержаний этих компонентов колеблются в максимально возможных пределах от 0 до 100%, то такая систематика осадков позволяет учесть все разнообразие вещественно-генетических типов осадков — как конечные члены их генетических рядов (однокомпонентные осадки), в которых тот или иной компонент содержится в количестве более 70%, так и промежуточные многокомпонентные (полигенетические) отложения. Конкретному осадку присваивалось название доминирующего компонента, которое в случае смешанных осадков дополнялось наименованием второстепенных компонентов. Ввиду того что каждый отдельно рассматриваемый компонент формируется в обособленных фациальных условиях и связан с определенным процес-



Фиг. 1. Размещение изученных станций и положение основных фациальных границ 1-2 — положение критической глубины карбонатонакопления (1 — современное, 2 в плейстоцене); 3-4 — положение границы гемипелагической зоны (3 — современное, 4 — максимально южное в плиоцене — плейстоцене); 5-8 — положение пояса бногенного кремненакопления (5 — современное, 6 — в позднем плейстоцене, 7 в раннем плейстоцене, 8 — в позднем миоцене — плиоцене)

сом осадкообразования [12, 13, 16], диагностика и анализ донных отложений с выделением главных и второстепенных составных компонентов полностью обеспечивают восстановление этих условий, а количественные критерии подразделения осадков дают представление о масштабах вклада соответствующего процесса седиментации в осадкообразование (через компонент — результат действия процесса).

Под вещественно-генетическим типом осадка мы понимаем осадочное образование, характеризующееся комплексом устойчивых свойств

Местоположение колонок

	Коорд	инаты			
Номер станции	широта	долгота го.точная	Глубина отбора, м	Длина колонки, см	
4640	0°17/ C	75%57/	264	474	
4019	917 C	75 07	4934	46	
4020	0 30 C	75%48/	4060	40	
4010	0 20 C	75%50/	2300	443	
4017	5 02 C	75 50	2009	307	
0249 7692	5'04 C	71 12	2000	305	
4023	4-44 C	74 04	2020	Ujuonon non n	
4020	4-27 C	72 00	200	дночерпатель	
4010	2-55°C	75 55	0010	104	
5252	2°08° C	77°13′	43/8	420	
4614	017 10	76'12'	4349	1053	
5255	017 C	77°16′	4750	. 342	
5258	2°06' Ю	76°55′	4951	317	
5260-1	3°57' Ю	77°04′	5103	353	
5260-2	3°58′ Ю	77°01′	5103	323	
4611	4°00′ Ю	76°10′	5062	411	
5261-1	5°11′Ю	77°03′	5277	257	
5261-2	5°12′Ю	77°02′	5235	251	
4878	5 ³ 43′Ю	73°59′	4686	281	
5262	6°59′Ю	76°56′	5221	263	
4809	7°59′Ю	76°05′	5370	815	
5266	9°05′Ю	76°50′	5465	290	
5267	10°00′Ю	76°56′	5475	416	
5269	12°01′Ю	76°53′	5468	399	
4605	12°09′ Ю	76°17′	5320	407	
4603	16°05′ Ю	76°03′	4920	323	
4885	16°44′ Ю	70°55′	3973	159	
4886	19°28′ Ю	71°10′	4319	247	

Химический состав донных осадков

Таблица 2

Вещественно-генетический	Номер колонки	Содоржание, %							
тип осадка	(интервал опробования, см)	CaCO3	SiO ₂	Fe	Mn	Ti	Copr		
Коралловый песок Смешанно-детритусовый песок	4625 (дночерпа тель) 4619 (0—6)	93,00 74,75 74,70	Следы Нө опр.	0,56 1,40	Следы *	11	0,46 1,09		
Фораминиферовый ил Кокколитовый ил	4885 (0—6) 4885 (13—30) (53—76)	89,6 72,6 70,3	1,0 0,1 0,1	$0,37 \\ 2,29 \\ 3,13$	0,09 0,77 0,95	$0,03 \\ 0,12 \\ 0.17$	$0,41 \\ 0,27 \\ 0,19$		
Кокколитово-форамини- феровый ил	4616 (0—6) 4623 (0—6)	72,30	2,45	1,17	0,085	_	0,48		
Глинисто-карбонатный ил	$\begin{array}{c cccc} 4614 & (0-6) \\ 4617 & (0-5) \\ 4618 & (0-6) \end{array}$	62,47 64,58 62,61	2,73 2,77	1,87 1,62 1,61	0,18 0,20 0,15	- - -	$0,41 \\ 0,51 \\ 0,75$		
Кремнисто-глинисто-кар- бонатный ил	4878 (10-16)	53,0	7,6	1,40	0,21	0,15	0,34		
Кремнисто-карбонатно- глинистый ил	4878 (20-40)	18,8	9,5	2,71	0,46	0,22	0,40		
Кремнисто-глинистый ил	4878 (70-90) 4611 (0-5)	2,8	8,1	3,82	0,48	0,31	0,32		
Миопелагическая глина	$\begin{array}{c cccc} 4878 & (160-180) \\ & (250-270) \\ & (0 & 6) \end{array}$	3,9 4,5	4,9	4,22	0,51	$^{0,24}_{0,37}$	0,43 0,43 0,43		
Эвпелагическая глина	4885 (120-140)	0,13	0,1	7,29	1,58	0,43	0,04		

(прежде всего минеральным и петрографическим составом), обусловленных вкладом компонентов различной генетической принадлежности и формирующихся в результате совокупного действия геологических, климатических, тектонических, геохимических, биологических, гидрологических и других факторов седиментации. Связь некоторых конкретных ти-

Результаты водномеханического гранулометрического анализа, %

Номер	Интергал опро-	Фракции, мм										
колонки	боғания, см	0,1	0,01-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	0,001					
4603	06 270280	0,64 0,14	1,61 0,14	4,84 4,79	9,03 —	7,10 42,82	76,78 52,11					
4605	$\begin{array}{c} 0-6\\ 6-11\\ 16-25\\ 49-56\\ 56-65\\ 65-74\\ 94-102\\ 120-130\\ 160-170\\ 170-180\\ 180-190\\ 210-218\\ 250-260\\ 270-280\\ 320-330\\ 350-360\\ 380-390 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1,73\\ 0,87\\ 0,40\\ 1,59\\ 1,68\\ 2,18\\ 1,55\\ 1,28\\ 1,11\\ 0,70\\ 0,89\\ 0,80\\ 0,98\\ 0,84\\ 0,75\\ 0,32\\ 0,41 \end{array}$	2,41 5,53 1,20 3,59 5,02 2,00 5,96 9,78 5,58 4,00 2,80 2,80 4,12 2,86 0,94 1,96 0,82	$\begin{array}{c} 7,24\\ 12,50\\ 12,80\\ 12,27\\ 12,20\\ 11,76\\ 12,22\\ 18,93\\ 10,44\\ 11,86\\ 10,22\\ 9,40\\ 8,43\\ 9,26\\ 8,87\\ 8,05\\ 10,40\\ \end{array}$	12,75 81,10 64,60 55,00 51,67 67,32 39,56 27,02 44,89 81,86 53,11 10,39 65,99 57,84 47,35	27,24 	48,62 21,00 27,73 30,86 13,72 44,67 46,81 33,78 31,78 47,40 67,65 3,87 13,02 41,02					
4609	$\begin{array}{c} 0-5\\ 20-30\\ 30-40\\ 40-50\\ 50-60\\ 70-80\\ 100-107\\ 150-160\\ 199-202\\ 245-255\\ 255-265\\ 300-310\\ 340-350\\ 405-415\\ 450-460\\ 510-520\\ 550-560\\ 570-580\\ 650-660\\ 770-710\\ 710-720\\ 800-810\\ \end{array}$	2,86 3,69 5,00 5,61 0,85 0,12 0,66 0,10 1,62 0,17 0,17 0,06 0,14	8,78 15,59 13,39 12,88 1,70 0,12 0,22 0,10 1,40 	$\begin{array}{c} 16.33\\ 27,69\\ 21,79\\ 24.39\\ 8,05\\ 1,34\\ 1,36\\ 0,81\\ 4,53\\ 1,35\\ 1,50\\ 0,82\\ 2,44\\ 2,33\\ 2,33\\ 2,45\\ 2,73\\ 2,93\\ 3,01\\ 3,20\\ 3,75\\ 4,34\\ 3,73\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 10,82\\ 8,72\\ 4,64\\ 7,12\\ 6,22\\ 10,86\\ 5,28\\ -\\ 4,53\\ 5,50\\ 5,00\\ 7,45\\ 8,41\\ 7,78\\ 7,02\\ 4,70\\ 5,57\\ 8,65\\ 4,98\\ 12,58\\ 5,93\\ 5,42\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\ -\\$	$\begin{array}{c} 16,94\\ 22,05\\ 24,64\\ 20,30\\ 27,08\\ 20,24\\ 22,25\\ 35,38\\ 4,32\\ 22,25\\ 21,42\\ 15,64\\ 42,18\\ 21,00\\ 26,98\\ 22,30\\ 22,95\\ 18,10\\ 18,86\\ 19,35\\ 38,58\\ 17,96\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 44,27\\22,26\\30,54\\29,70\\56,10\\67,32\\70,23\\63,61\\83,60\\70,23\\72,08\\76,09\\46,63\\68,89\\63,55\\70,27\\68,55\\70,27\\68,55\\70,16\\72,87\\64,26\\51,15\\72,68\end{array}$					
4623	$\begin{array}{r} 06\\ 255264\\ 356368\end{array}$	10,60 5,05 17,32	3,42 3,54 8,91	1,30 1,02 6,35	19,66 20,32 8,92	32,51 30,42 19,36	32,51 39,65 39,14					
5249	$\begin{array}{c} 0-5\\ 5-10\\ 20-30\\ 90-97\\ 115-125\\ 125-135\\ 195-207\\ 250-258\\ 314-325\\ 375-387\end{array}$	19,76 17,26 17,45 10,93 5,53 6,50 5,59 16,26 12,45 12,11	6,34 6,95 9,36 7,42 9,13 4,43 4,90 3,54 4,90 5,87	$\begin{array}{c} 10,60\\ 12,32\\ 15,85\\ 13,92\\ 26,60\\ 16,70\\ 14,02\\ 16,67\\ 16,43\\ 16,06\\ \end{array}$	5,12 43,89 38,05 14,02	24,52 — — — — — — 10,38	33,69 19,58 19,26 53,71 58,74 23,40 66,27 45,15 41,22 47,31					
5252	$ \begin{array}{r} 0-5 \\ 5-10 \\ 40-46 \\ 105-115 \end{array} $	5,83 3,80 3,75 2,35	3,93 2,83 5,00 8,24	9,2913,0411,0028,59	3,45 42,50 34,13 15,65	35,00	42,50 37,83 46,12 45,17					

1

2*

Таблица 3 (продолжение)

Hoven	Интергал	тереал Фракции, мм							
колонки	опробогания, см	0,1	0,11-0,05	0,05—0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	0,001		
5252	199—207 295—306 410—418	3,30 1,03 1,56	2,31 1,92 1,88	11,78 11,28 14,27	54,87 24,48	2,75 	79,77 30.90 57,81		
5255	$\begin{array}{c} 0-5\\ 5-10\\ 54-62\\ 62-70\\ 78-88\\ 116-125\\ 145-150\\ 180-190\\ 200-208\\ 215-225\\ 245-252\\ 252-260\\ 252-260\end{array}$	1,59 1,13 0,11 0,68 0,11 0,53 0,20 0,20 0,09 0,10 0,10 0,10	$ \begin{array}{c} 1,16\\0,34\\0,11\\0,54\\-\\0,30\\0,09\\-\\-\\0,10\\-\\\end{array} $	6,82 2,26 1,59 5,01 2,72 2,44 8,99 16,56 3,47 4,14 1,53 1,15	2,18 2,59 7,72 12,31 0,65 2,23 1,42 18,42 14,00 12,94 	32,95 18,46 23,27 31,93 24,13 34,89 37,68 18,70 28,19 29,74 29,31 35,88	55,30 75,22 67,20 49,53 72,39 59,91 51,41 46,14 54,34 53,11 68,96 62,87		
<u>.</u>	(контр.) 280—290 290—300 310—317 335—342	0,10 0,09 0,09		1,38 1,09 1,51 4,79 1,65	8,04 6,81 2,49 10,13 7,43	28,04 16,88 16,67 22,42 24,68	62,54 75,12 79,33 62,57 66,15		
5258	$\begin{array}{c} 0-5\\ 5-12\\ 20-25\\ 30-35\\ 45-50\\ 56-65\\ 94-101\\ 180-186\\ 193-200\\ 213-220\\ 220-230\\ 220-230\\ 236-245\\ 245-255\\ 255-267\\ 267-275\\ 285-295\\ 285-295\\ 285-295\\ 295-301\\ 309-317\\ \end{array}$	0,14 0,10 0,10 0,18 0,39 0,11 0,09 0,09 0,09 0,09 0,09 0,09 	$\begin{array}{c} 0,16 \\ - 0,10 \\ 0,20 \\ - 0,10 \\ 0,11 \\ 0,20 \\ - 0,09 \\ - \\ - \\ - \\ - \\ - \\ 0,22 \\ - \end{array}$	0,92 0,43 1,92 1,40 1,78 0,60 4,10 5,87 1,46 2,43 2,09 1,90 0,33 1,73 0,12 0,20 4,34 15,64 0,73	$\begin{array}{c} 1,23\\ 11,99\\ 4,54\\ 3,21\\ 4,21\\ 2,15\\ 1,01\\ 5,84\\ 0,48\\ 28,80\\ 17,62\\ 34,29\\ 55,30\\ 1,88\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 26,77\\ 8,27\\ 28,05\\ 36,79\\ 37,25\\ 23,37\\ 25,83\\ 25,44\\ 24,50\\ 30,40\\ 27,44\\ 29,38\\ 41,09\\ 33,33\\ 42,26\\ 65,51\\ 31,57\\ 27,55\\ 13,64\\ \end{array}$	70,9279,1765,2961,5157,5875,5465,6466,2472,9461,1570,3668,1529,7864,8540,008,7956,5983,75		
5260-2	$\begin{array}{c} 0-5\\ 5-10\\ 30-35\\ 45-47\\ 51-60\\ 73-80\\ 90-97\\ 104-107\\ 117-123\\ 128-139\\ 155-160\\ 190-196\\ 205-210\\ 210-216\\ 222-231\\ 250-255\\ 285-291\\ 300-310\\ 317-323\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1,56\\ 0,20\\ \hline \\ 0,13\\ 0,16\\ 0,14\\ 0,19\\ \hline \\ 0,14\\ 0,12\\ 0,14\\ 0,12\\ 0,33\\ 0,18\\ \hline \\ \\ -\\ \hline \\ \end{array}$	4,44 3,20 0,15 0,83 0,16 0,14 0,10 - 1,82 0,34 0,14 0,12 0,14 0,12 0,11 0,18 0,17 -	$\begin{array}{c} 11,34\\ 10,60\\ 6,52\\ 7,24\\ 10,66\\ 9,72\\ 8,06\\ 8,59\\ 13,86\\ 11,87\\ 10,18\\ 10,52\\ 11,55\\ 1,60\\ 2,89\\ 11,46\\ 21,69\\ 20,00\\ 8,34 \end{array}$	$\begin{array}{c} 10,22\\73,80\\ -\\43,94\\67,54\\14,46\\23,59\\6,67\\ -\\-\\49,09\\30,52\\47,04\\17,17\\34,00\\60,00\\69,93\\67,90\\41,28\end{array}$	27,33 8,48 20,54 6,41 27,47 31,00 25,21 	45,11 12,20 84,85 47,86 21,48 55,00 61,65 57,27 55,00 62,92 38,73 58,45 41,13 80,99 62,67 28,18 8,31 12,10		
5261-2	$ \begin{array}{c c} 0-5 \\ 5-10 \\ 25-30 \end{array} $	1,86 0,18 	6,28 3,57 —	12,79 12,32 7,25	14,42	26,98 19,29 —	37,67 64,64 92,75		

Таблица 3 (окончание)

Номер	Интергал	Фракции, мм								
колонки	опробования, см	0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	0,001			
5261-2	$\begin{array}{r} 40{-}50\\ 90{-}95\\ 106{-}117\\ 130{-}139\\ 150{-}160\\ 200{-}210\\ 217{-}225\\ 225{-}233\\ 241{-}251\end{array}$			0,87 2,33 16,54 1,60 1,62 4,10 1,75 1,55 1,63	33,33 61,70 7,14	$\begin{array}{c} 33,70\\17,78\\28,91\\10,30\\48,48\\28,00\\76,51\\33,50\\74,29\end{array}$	65,43 46,56 54,55 26,40 49,90 67,90 21,74 64,95 16,94			
5262	$ \begin{vmatrix} 0 &4 \\ 4 & -10 \\ 67 & -75 \\ 105 & -112 \\ 173 & -180 \\ 230 & -240 \\ 250 & -258 \end{vmatrix} $	1,20 0,10 0,10 0,10 0,20 0,20 0,20 0,10	$\begin{array}{c} 6,49\\ 0,40\\ 0,20\\ 0,20\\ 0,90\\ 0,50\\ 0,30\\ \end{array}$	$17,79 \\18,40 \\6,20 \\5,80 \\6,30 \\7,50 \\6,70$	17,07 32,00 26,70 24,40 19,00 23,90	$ \begin{array}{r} 12,74\\ 11,60\\ \overline{},00\\ 24,20\\ 25,80\\ 32,80\\ \end{array} $	44,71 37,50 66,80 64,50 49,40 42,10 60,10			
5266	0—5 0—5 (контр.) 25—30 111—122 209—217 280—290	2,92 2,88 0,43 0,08 0,42 0,11	7,71 8,65 3,70 3,18 3,79 0,11	15,41 15,56 14,78 36,72 20,42 4,38	16,46 15,27 71,96 66,74 25,39	$ \begin{array}{c} 21,67\\ 21,33\\ \hline 72,02\\ 8,63\\ \hline - \end{array} $	35,83 36,83 9,13 70,11			
5267	$\begin{array}{c} 0-5\\ 5-10\\ 30-36\\ 115-125\\ 220-227 \end{array}$	4,59 0,73 0,61 0,37 0,17	10,00 3,18 3,06 1,85 1,67	11,08 13,90 13,88 9,82 9,67	18,92 36,58 48,98 37,96 15,33	15,41 0,93	40,00 45,61 33,47 49,07 73,16			

пов осадков с определенными процессами осадкообразования обусловливает их генетическое единство и как следствие этого объединяет рядом сходных признаков, относящих эти типы к более крупным таксономическим подразделениям — генетическим группам (классам). В изученном регионе выделяются шесть основных групп донных осадков: биогенные (карбонатные и кремнистые), терригенные (глинистые и обломочные полимиктовые), вулканогенные, аутигенные и эдафогенные, а также смешанные (полигенные) осадки. Это подразделение осадков находится в соответствии с классификацией, разработанной в ИО АН СССР им. П. П. Ширшова [11].

ХАРАКТЕРИСТИКА И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОСАДКОВ

Типы осадков и разрезы рассматриваются для северо-западной части котловины (фиг. 2), ее юго-западного борта (колонки 4886, 4885, 4878, фиг. 3), для области 1° с. ш. 8° ю. ш. (фиг. 4) и 8—20° ю. ш. (см. фиг. 3).

Биогенные карбонатные осадки. Основными их компонентами являются скелетные остатки планктонных и бентосных организмов с карбонатной функцией. Планктоногенные осадки представлены фораминиферовыми и кокколитовыми илами, бентогенные — кораллово-водорослевыми и смешанно-детритовыми накоплениями. Все карбонатные отложения окрашены в белый цвет, часто с розоватым либо голубоватым оттенком. Размещение их подчиняется общей закономерности карбонатного седиментогенеза [10] — оно контролируется критической глубиной (КГК), ниже которой происходит интенсивное растворение карбоната кальция. КГК является фациальной границей 1-го ранга. Эта глубина

Результаты	рентгенофлуоресцентного	анализа
------------	-------------------------	---------

Номер	Интервал		•	-	Содерж	ание, %				
колонки	опреборания, см	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K20,	П. п. п. %
5255	$\begin{array}{r} 0-5\\ 15-20\\ 70-72\\ 94-96\\ 113-115\\ 127-130\\ 185-187\\ 220-223\\ 225-227\\ 240-247\\ 265-267\end{array}$	51,8 54,4 55,2 56,7 55,8 54,8 55,7 55,7 56,9 53,1 54,4	0,89 1,22 0,93 0,98 0,92 0,97 1,02 1,02 1,02 0,91 1,00 0,87	15,85 15,75 16,90 18,70 17,00 20,80 19,10 20,40 17,80 19,08 18,20	$\begin{array}{r} 9,89\\ 12,98\\ 12,90\\ 7,91\\ 14,70\\ 10,20\\ 11,60\\ 10,35\\ 12,43\\ 11,35\\ 15,10\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,78\\ 1,97\\ 0,15\\ 0,14\\ 0,24\\ 0,15\\ 0,16\\ 0,27\\ 0,19\\ 0,14\\ 0,18\\ \end{array}$	5,06 3,90 3,75 2,26 2,39 3,26 3,10 2,96 4,30 4,58 3,90	$10,50 \\ 4,13 \\ 3,44 \\ 4,74 \\ 2,21 \\ 3,50 \\ 1,66 \\ 4,07 \\ 1,20 \\ 3,47 \\ 0,68$	2,34 2,61 2,94 3,45 3,66 3,93 3,98 4,07 3,55 3,31 3,47	21,80 19,30 17,38 18,45 15,95 33,30 18,50 28,80 15,40 18,50 14,95
5258	$\begin{array}{r} 02\\ 30-33\\ 104-108\\ 200-204\\ 204-206\\ 215-218\\ 230-233\\ 235-240\\ 250-252\\ 252-255\\ 267-270\\ 290-293\\ 293-295\\ 297-300\\ 314-317\\ \end{array}$	54,3 55,2 49,7 57,4 57,4 55,3 52,8 54,4 55,0 54,5 54,5 54,5 54,4 55,3 52,8 53,8	$\begin{array}{c} 1,48\\ 1,02\\ 0,66\\ 1,35\\ 1,41\\ 1,05\\ 1,16\\ 0,91\\ 0,93\\ 0,75\\ 0,93\\ 1,32\\ 1,00\\ 0,92\\ 1,45\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 18,40\\ 20,40\\ 14,90\\ 16,60\\ 15,85\\ 18,40\\ 17,20\\ 18,60\\ 20,90\\ 17,00\\ 20,00\\ 10,10\\ 18,60\\ 16,45\\ 16,27\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 16,00\\ 12,73\\ 7,03\\ 12,72\\ 11,10\\ 11,58\\ 18,20\\ 15,68\\ 12,35\\ 9,89\\ 11,10\\ 13,65\\ 12,45\\ 10,08\\ 17,60\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,38\\ 0,31\\ 0,12\\ 0,19\\ 0,19\\ 0,19\\ 0,16\\ 0,24\\ 0,16\\ 0,20\\ 0,13\\ 0,11\\ 0,12\\ 0,14\\ 0,12\\ \end{array}$	3,46 4,09 3,39 4,70 4,83 5,12 3,77 4,31 3,70 3,94 4,00 3,94 3,82 4,48	$\begin{array}{c} 0,62\\ 0,63\\ 18,25\\ 3,98\\ 5,11\\ 2,92\\ 0,71\\ 0,82\\ 0,69\\ 7,92\\ 1,28\\ 0,78\\ 1,20\\ 9,72\\ 0,50\\ \end{array}$	2,57 3,63 2,905 3,275 3,47 3,34 2,88 3,809 3,16 2,95 3,47 3,000 2,88	$\begin{array}{c} 20,40\\ 16,00\\ 25,60\\ 20,20\\ 17,30\\ 18,60\\ 16,75\\ 15,66\\ 9,73\\ 17,35\\ 21,00\\ 21,20\\ 16,72\\ 22,70\\ 18,10\\ \end{array}$
5260-1	$\begin{array}{r} 0-5\\ 30-32\\ 45-47\\ 94-97\\ 98-100\\ 125-127\\ 138-140\\ 215-218\\ 293-296\\ 310-315\\ 350-353\\ \end{array}$	60,2 58,0 57,6 53,2 55,3 54,5 56,3 56,2 53,000 48,5 57,4	$\begin{array}{c} 0,76\\ 1,11\\ 1,02\\ 1,26\\ 1,35\\ 1,20\\ 1,20\\ 1,35\\ 1,02\\ 0,71\\ 1,17\\ \end{array}$	14,45 16,05 16,90 17,20 17,40 17,35 17,40 18,65 16,90 9,15 17,00	9,23 13,20 11,00 12,76 13,05 13,90 13,65 13,00 11,20 4,53 10,83	0,88 0,54 0,04 5,87 0,95 0,48 0,10 0,71 4,17 0,08 1,48	4,60 4,20 3,95 3,73 3,45 3,40 3,82 5,49 4,87 3,22	$\begin{array}{c} 1,29\\ 0,65\\ 0,78\\ 0,71\\ 0,83\\ 0,50\\ 0,50\\ 0,60\\ 1,67\\ 26,6\\ 1,03\\ \end{array}$	2,63 2,76 3,30 3,09 3,10 3,03 3,02 2,57 2,65 1,70 2,52	$\begin{array}{c} 17,20\\ 15,60\\ 19,55\\ 14,35\\ 13,65\\ 13,75\\ 13,75\\ 15,00\\ 20,00\\ 20,30\\ 6,27\end{array}$
5260-2	$\begin{array}{r} 40-\!$	53,6 55,6 56,5 57,0 56,9 54,4 58,7 55,4	1,58 1,66 1,34 1,45 1,27 1,32 1,20 1,26 1,10	15,85 17,37 18,90 17,60 18,20 19,10 17,80 18,65 17,00	14,30 14,93 13,88 12,45 13,85 11,90 13,80 12,72 12,45	3,94 1,54 0,13 0,08 0,41 0,07 2,62 0,07 0,63	3,90 3,04 3,32 3,83 3,14 3,32 3,27 3,86 5,16	0,79 0,80 0,73 0,76 0,56 0,80 0,42 0,89 1,33	2,51 2,57 3,07 3,02 3,09 3,02 2,52 2,89 3,09	$14,00 \\19,20 \\16,05 \\14,20 \\14,30 \\17,45 \\11,55 \\8,33 \\13,40$

колеблется в регионе от 4400—4450 м в южной до 4500—4550 м в его северной частях. Отмечается отчетливое пространственное обособление отдельных разновидностей карбонатных отложений, вызванное различием фациальных условий формирования слагающих их компонентов. Так, северный и западный борты котловины (верхний континентальный склон Южного Индостана, банки и восточный склон Мальдивского хребта) на глубинах до 1200 м покрыты преимущественно смешанно-детритусовыми осадками псаммитовой и алевритовой размерностей. В составе их главную роль играют окатанные и перемытые обломки раковин моллюсков, кораллов, мшанок, панцирей морских ежей и др.; присутствуют также фораминиферы (10—15%), радиолярии (до 5%), спикулы губок (1-6%). Содержание СаСО₃ в коралловом детрите ст. 4625 достигает 93,00%

Таблица 5

Номер колонки	Интергал опробозания, см	SiO ₂ (аморфн.), %	Номер колонки	Интергал опробования, см	SiO _s (аморФн.) %
4605	0—5 30—35 49—55 75—77 75—77 (контр.) 95—100 464—470	21,02 20,80 21,00 21,86 21,72 19,12 48,71	4614	$\begin{array}{r} 5-10\\ 176-180\\ 230-240\\ 310-315\\ 500-510\\ 750-760\\ \end{array}$	3,48 3,26 3,44 6,18 2,50 2,26
	$\begin{array}{c} 104 - 170 \\ 280 - 290 \\ 360 - 365 \\ 400 - 405 \end{array}$	16,71 16,26 13,72 13,82	4617	5-1025-30305-310	2,96 2,16 1,64
4609	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	15,40 12,14	4618	17—22 90—94	2,30 0,83
4611	$\begin{array}{c c} & 50-55 \\ 170-172 \\ 300-310 \\ 400-410 \\ 525-530 \\ 700-710 \\ 800-805 \end{array}$	12,08 0,97 0,88 0,84 0,76 0,56 0,55	4885	$\begin{array}{r} 0-3\\ 20-25\\ 45-50\\ 70-75\\ 100-105\\ 130-135\\ 145-148\end{array}$	3,20 2,75 0,78 0,93 0,72 0,80 0,41
4011	195-204	2,67	5267	5—10 95—100	27,88

Результаты определения кремнекислоты методом содовой вытяжки

(табл. 2) — это наиболее высокоизвестковистые осадки региона. У южной оконечности Индостана в количестве 3-20% встречаются обломочные минералы (кварц, калиевые полевые шпаты, силлиманит, циркон, гиперстен, гранаты, амфиболы), составляющие весьма характерный континентальный комплекс [12], тесно связанный с гранитогнейсовым основанием Индийской платформы [14]. В этом районе смешанно-детритусовые осадки содержат 74,7-74,75% СаСО, (см. табл. 2). Ниже по склонам зернистые карбонатные отложения сменяются фораминиферовыми и кокколитово-фораминиферовыми илами, развитыми до глубин 4100-4300 м. Ареал этих илов весьма значителен, занимает большую площадь склонов и подножий Южного Индостана, Мальдивского и Аравийско-Индийского хребтов. Эти илы отличаются высоким содержанием CaCO₃до 89,6% (см. табл. 2). В составе их преобладают раковины и детрит фораминифер (50-90%), кокколиты (5-40%). В качестве примеси присутствуют радиолярии (до 3-8%), аллохтонные компоненты (3-10%). По гранулометрическому составу фораминиферовые осадки отвечают алеврито-пелитовым илам (табл. 3, колонки 4623, 5249, 5252).

Кокколитовые осадки распространены на глубинах 3500—4300 м в зоне 5° с. ш.—1° ю. ш. и в области субтропического круговорота (16— 20° ю. ш.). Главный их компонент — нанопланктон (кокколиты), слагающий более 70% массы осадка. По двум определениям в колонке 4885 содержание CaCO₃ в них составляет 72,6 и 70,3% (см. табл. 2), что уступает этому показателю в фораминиферовых илах и обусловлено большой ролью в этих илах глинистого материала. В кокколитовых осадках колонки 4885 отмечена повышенная концентрация Fe (до 3,13%) и Мп (до 0,95%), накапливающихся в окислительной обстановке пелагиали [7]. Описываемые илы являются существенно субколлоидными (см. табл. 3, колонка 5249, горизонт 195—207 см; колонка 5252, горизонт 199—207 см).

Карбонатно-глинистые смешанные илы принадлежат к числу широко распространенных осадков. Покрывая дно котловины на глубинах 4100-4550 м, они являются переходными по фациальному положению



от биогенных карбонатных осадков к глубоководным глинам. Поэтому их характеристика (см. табл. 2, колонка 4878) выражается промежуточными значениями между типичными параметрами карбонатных и глинистых осадков. Приведем средний состав трех образцов карбонатно-глинистых илов по данным рентгенофлюоресцентного анализа (табл. 4), %: SiO₂ 50,0; TiO₂ 0,75; Al₂O₃ 13,33; Fe₂O₃ 7,12; MnO 0,33; MgO 4,44; CaO 18,44; K₂O 2,31.



Фиг. 3. Осадки области 8-20° ю. ш.

1—2 илы (1— глинисто-радиоляриевые, 2— глинисто-диатомово-радиоляриевые); 3—5 — глины (3 — миопелагические, 4 — эвпелагические, 5 — филлипситовые); 6 теффа; 7 — железомарганцевые конкреции; 8—9 — границы (8 — палеомагнитных эпох Брювеса и Матуяма, 9 — плиоцена и плейстоцена). Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

Биогенные кремнистые осадки представлены радиоляриевыми и диатомово-радиоляриевыми илами. В сложении их принимают участие скелетные формы зоо- и фитопланктона, продуцирующего аморфный кремнезем, в меньшей степени — бентосных кремневых губок. Обычно они окрашены в характерный желтовато-серый (палевый) цвет, реже приобретают коричневато-серую или зеленовато-серую окраску. Следует подчеркнуть, что чисто кремнистых осадков, содержащих более 70% SiO₂ (аморфн.), в регионе не обнаружено. Описываемые ниже илы по вещественному составу, строго говоря, являются смешанным глинисто-кремнистым типом донных отложений, в котором содержание аморфного кремнезема не превышает 35 вес. %. Максимальное содержание SiO₂. (аморфн.) установлено лишь в небольшой по площади центральной части области кремненакопления в количестве 27,88 и 31,72% (табл. 5, колонка 5267). Тем не менее эти осадки обладают известными свойствами собственно кремневых отложений (опок, трепелов), поскольку на 70--90% объема составлены именно кремнистым биогенным материалом, создающим своеобразный пористый устойчивый каркас, заполняющийся тонкодисперсными глинистыми минералами. Уже при содержании 8-9% SiO₂ (аморфн.) в осадке последний приобретает качественные признаки кремнистых илов, так как в этом случае объемное содержание радиолярий и диатомей достигает 35%, и вследствие этого важно с генетической точки зрения выделять такой осадок в самостоятельную разновидность. Исходя из указанных особенностей кремнистых отложений в данной работе кремнистыми илами названы осадки с содержанием SiO₂. (аморфн.) не менее 25%, кремнисто-глинистыми—10—25% (см. табл. 5). По гранулометрическим параметрам кремнистые и кремнисто-глинистые илы относятся к пелитовым (см. табл. 3, колонки 4605, 5262, 5267), реже алеврито-пелитовым (колонка 4609, горизонт 0—55 см) осадкам.



Фиг. 4. Осадки ритмично-слоистой пачки области 1° с. ш.— 8° ю. ш. 1 — гемипелагические глины; 2 — полимиктовые алевриты. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2 и 3

Укрупнение фракций обусловливается появлением диатомей тропических видов. Ареал кремнистых илов протягивается в субширотном направлении, образуя ниже КГК пояс, включающий область экваториальной дивергенции вод.

Терригенные осадки включают глины и тонкообломочные полимиктовые илы. Глины объединяют геми-, мио- и эвпелагические фациальные разновидности. В их составе доминируют тонкодисперсный алюмосиликатный материал (слоистые силикаты), содержание пелитовой фракции превышает 90%. Необходимо отметить, что абиогенный осадок по одному формальному признаку (преобладающему содержанию пелитовой фракции) не может рассматриваться как глинистый, поскольку сходные гранулометрические параметры имеют и тонкозернистые полимиктовые илы, не обладающие пластичностью — важнейшим свойством глин.

Гемипелагические глины формируются в зоне 1° с. ш.—7—8° ю. ш., фациально сменяя карбонатные отложения ниже КГК. Они имеют зеленовато-серую, темно-серую или черную окраску, вызванную присутствием органических растительных остатков, микроконкреций пирита, марказита, выделений гидротроилита, общей восстановительной реакцией осадков этого района [7]. Наиболее выразительно эти глины представлены в колонке 4609 (см. рис. 4, δ), в которой они образуют непрерывный однородный разрез мощностью 760 см. Содержание пелитовой фракции в них колеблется незначительно в пределах от 92,45 до 99,18%, субколлоидной — 46,63—83,6% (см. табл. 3), составляя в среднем по 17 определениям соответственно 97,15 и 67,35%. По минеральному составу данные глины существенно монтмориллонитовые (50-75%), с примесью иллита (10-25), каолинита (10-20%), хлорита (0-5%). Скелетные остатки фораминифер, радиолярий, диатомей отсутствуют, что обусловливает низкое содержание CaCO₃ (0,94%) и кремнезема (0,74%) из содовой вытяжки (в среднем по шести образцам). Приведем средний химический состав гемипелагических глин по данным рентгенофлюоресцентного анализа (см. табл. 4), %: SiO₂ 55,8; TiO₂ 1,17; Al₂O₃ 18,94; Fe₂O₃ 11,14; MnO 0,16; MoO 3,86; CaO 2,70; K₂O 3,91.

В тесной генетической связи с гемипелагическими глинами находятся тонкообломочные (мелкоалевритовые — крупнопелитовые) полимиктовые осадки, представленные кварцем, полевыми шпатами, слюдами, амфиболами, хлоритом. Комплекс перечисленных минералов образует ареал, непрерывно протягивающийся от дельты Ганга, огибая о-в Шри-Ланка, до западной части Центральной котловины [12, 21].

Миопелагические глины фациально замещают гемипелагические глины в направлении к центру океана. Они развиты в зоне 1° с. ш.—16° ю. ш. Существенным отличием миопелагических глин от гемипелагических аналогов является высокий окислительно-восстановительный потенциал [8], обусловленный их формированием ниже КГК в области с низкими темпами накопления обломочного и биогенного материала. Эти глины окрашены в коричневые, красно-коричневые тона. Содержание пелитовой фракции в них достигает 96%, субколлоидной — 93% (см. табл. 3). Главные глинистые минералы: монтмориллонит (40-45%), иллит (30-35%), каолинит (20-25%), хлорит (3-5%). Постоянной примесью служат железомарганцевые микроконкреции (2-8%). Рентгенофлюоресцентный анализ 20 образцов миопелагических глин выявил следующий их усредненный состав (см. табл. 4), %: SiO₂ 55,01; TiO₂ 1,16; Al₂O₃ 17,10; Fe₂O₃ 14,01; MnO 1,43; MgO 3,97; CaO 0,99; K₂O 2,99. Приведенные данные показывают, что миопелагические глины по сравнению с гемипелагическими обогащены железом, марганцем и обеднены алюминием, кальцием и калием, хотя в целом различия средних химических составов этих разновидностей глин незначительны и определяются в первую очередь разными соотношениями глинистых минералов. Результаты рентгенофлюоресцентного анализа, очевидно, несколько искажают действительное соотношение химических компонентов в осадке, так как они не учитывают летучие фазы, которые «выгорают» из природного осадка при приготовлении препаратов для анализа (см. табл. 4). Эти фазы могли бы быть показательны в отношении генезиса изучаемого осадка. Типичные разности миопелагических глин встречены в колонках 4878, 4603, 4605 (см. табл. 2). Они отличаются относительно высокими содержаниями железа и марганца, при этом следует отметить, что существенной генетической особенностью разреза колонки 4878 являются закономерные изменения содержаний CaCO₃, SiO₂ (аморфн.), Fe и Mn, отмечаемые в ряду осадков от глинисто-карбонатных илов через кремнисто-карбонат-Но-глинистые и кремнисто-глинистые илы к миопелагическим глинам, свидетельствовавшей о том, что в тенденции осадочного процесса к изменению могут наблюдаться промежуточные стадии, характеризуемые устойчивым комплексом свойств (например, содержанием показательных элементов).

Эвпелагические глины распространены в зоне 16—20° ю. ш. Они имеют красно-коричневую окраску. Содержание пелитовой фракции в них редко превышает 85%, субколлоидной — 30—50%. В последней установлены монтмориллонит (50—55%), каолинит (20—25%), иллит (20—25%), хлорит (3—5%). В эвпелагическом осадке часто присутствуют биогенные компоненты — детрит фораминифер, обломки костей и зубов нектонных организмов (до 10%), радиолярии и диатомеи — постоянная биогенная примесь миопелагических глин — крайне редки. Повсеместно в эвпелагических глинах отмечаются аутигенные идиоморфные кристаллы филлипсита элевритовой размерности (2—7%) и микроконкреции гидроокислов марганца и железа (1—10%), с которыми пространствен-

но ассоциируют эдафогенные обломки базальта и минералов, его составляющих — авгита, основных плагиоклазов (3—10%), причем в некоторых случаях устанавливается развитие аутигенных минералов непосредственно в стекловатой массе базальтовых обломков. Внутри пачки эвпелагических глин встречаются отдельные прослои (см. фиг. 3, колонки 4603, 4886), значительно обогащенные филлипситом (до 40—70% массы осадка — по существу самостоятельный глинисто-филлипситовый тип донных отложений). Высокая концентрация микроконкреций в эвпелагических глинах находит отражение в их химическом составе — аномально высоком (до 7,29%) содержании Fe (см. табл.: 2, колонка 4885, горизонт 120—140 см).

Вулканогенные витрокластические осадки представлены кислой тефрой и туффитами, по гранулометрическим размерам соответствующими алеврито-пелитовым и пелитовым илам (табл. 3, колонка 5255, горизонт 62-70, 180-190, 215-225 см). Они образуют маломощные (0,1-10,0 см) прослои среди других типов осадков. Тефра содержит угловатые зерна кислого вулканического стекла (70-90% массы осадка), плагиоклазов олигоклаз-андезинового ряда, реже роговых обманок, калиевых полевых шпатов, пироксенов, циркона, кварца. Весьма характерным компонентом тефры является сильно плеохроирующий биотит-лепидомелан, обычно устанавливаемый в вулканических породах. Данный минеральный комплекс формируется продуктами вулканизма Зондской дуги [12, 16]. В восточной части Индийского океана, непосредственно сопряженной с изученным регионом, идентичные тефриты образуются в результате разноса ветром и течениями тонкообломочных продуктов крупнейших извержений вулканов Зондского архипелага [17].

Туффиты сложены аллотигенным витрокластическим (30—50% массы осадка), глинистым (10—30%) и местным карбонатным (10—40%) материалами. По набору минералов обломочная часть туффитов полностью соответствует описанной тефре.

РАЗРЕЗЫ ОСАДКОВ

В экваториальной зоне 9° с. ш.—20° ю. ш., включающей пояс биогенного кремненакопления [3, 5, 6], отмечено несколько фациальных смен карбонатных и кремнистых илов глубоководными глинами. При этом разнообразные взаимоотношения различных вещественно-генетических типов донных отложений позволяют наблюдать фациальные изменения, как мелко-, так и крупномасштабные.

На северо-западном борту котловины вскрыта пачка биогенных карбонатных осадков мощностью до 10,5 м (см. фиг. 2). Она характеризуется средне- и мелкослоистой текстурой, отражающей многократное переслаивание фораминиферовых, кокколитово-фораминиферовых, кокколитовых, а также карбонатно-глинистых илов. В низах ее разреза преобладают кокколитовые илы, сменяемые фораминиферовыми осадками (колонки 4614, 5252). Переход преимущественно кокколитовых илов в существенно фораминиферовые постепенен, контакты карбонатно-глинистых илов более отчетливы. По данным кокколитового анализа, верхный слой (0-258 см) колонки 5252 относится к голоценовой зоне Emiliania huxley, а нижележащий горизонт — к зоне Gephyrocapsa oceanica. Отсюда вычислена скорость накопления карбонатных илов, равная 21,5 см/ /1000 лет. Характерной чертой стрсения пачки карбонатных осадков этой части котловины являются прослои сыпучих смешанно-детритусовых и кораллово-фораминиферовых песков и алевритов, а также терригенных алевритов, содержащих значительное (до 25%) количество бентосных фораминифер. Эти осадки имеют текстуру градационной слоистости, присущую турбидитам.

Юго-западный борт котловины (южная ветвь Аравийско-Индийского хр.) покрывают фораминиферовые, кокколитовые и глинисто-карбонатные илы общей мощностью 1—1,2 м (см. фиг. 3, колонки 4885, 4886). Они залегают на филлипситовых эвпелагических глинах с резким несо-

гласием, указывающим на кардинальную перестройку бассейна седиментации и изменение условий осадконакопления. При этом весь вскрыгый разрез осадочной толщи этого района характеризуется постоянно во времени проявленной особенностью: отдельные горизонты карбонатных илов и глубоководные глины, т. е. различные вещественно-генетические типы осадков, строго по их контактам разделены прослоями кислой тефры (колонка 4886). Залегание тефры, стратиграфически закономерно локализованное исключительно в контактах слоев, разнородных по петрографическому составу и генезису, — уникальная и генетически важней. шая природная черта осадочного покрова изученного региона. По-видимому, она раскрывает общую сущность осадочного процесса (его тесную связь с развитием земной коры) и в данном случае отражает усиление активности Зондской вулканической дуги в период перестройки условий осадконакопления — структурного плана бассейна седиментации и глобальных изменений источников питания, вызывающих смену донных отложений. По палеомагнитным данным [5], возраст четырех прослоев тефры в колонке 4886 оценивается сверху вниз соответственно в 0.07—0.12; $0,18-0,20; 0,61-0,65; 1,75\pm0,05$ млн. лет, причем первые три величины скоррелированы с абсолютными возрастами прослоев аналогичных тефритов восточной части Индийского океана [17]. Полное временное соответствие литологических изменений разреза возрастам тефры позволяет рассчитать достоверные скорости накопления осадков колонки 4886. Получены следующие значения этих скоростей, мм/1000 лет: для эвпелагических глин 0,87, для карбонатно-глинистых илов 1,0-1,1, для кокколитовых илов 2,3—5,0, для радиоляриево-фораминиферовых илов 2,3—4,5.

Смена эвпелагических глин карбонатными илами, установленная в колонках 4886 и 4885 (см. фиг. 3) и зафиксированная отложением третьего прослоя тефры 0,61—0,65 млн. лет назад, вызвана, по-видимому, образованием (либо воздыманием уже существовавших) в это время южных ветвей срединного Аравийско-Индийского хребта, что привело к современному положению пелагических глин значительно выше КГК (на глубинах 4300—3900 м).

Ниже КГК в регионе вскрыта пачка глубоководных глин и кремнистоглинистых илов с прослоями карбонатных турбидитов (см. фиг. 3, 4). В области, расположенной между 1° с. ш. и 19° ю. ш., выявляются две субширотные фациальные зоны — гемипелагическая и миопелагическая, на которые азонально относительно береговых питающих провинций накладывается пояс кремненакопления, связанный с экваториальной дивергенцией вод. В гемипелагических условиях формируются восстановленные черные глины, в миопелагических — окисленные коричневые (красные) глины; накопление биогенного кремнезема не привязано к указанным зонам.

По типу разреза толща осадков, сформированная ниже КГК, на широте 7-8° ю. ш. отчетливо подразделяется на две части. В области 1° с. ш.—7—8° ю. ш. залегает ритмично-слоистая пачка, представленная переслаиванием терригенных обломочных турбидитов, гемипелагических и миопелагических глин, карбонатно-глинистых и кремнисто-глинистых илов (см. фиг. 4). Южнее развиты кремнистые, кремнисто-глинистые илы и миопелагические глины (см. фиг. 3, колонки 4878, 5266, 5267, 5269, 4605, 4603). Ритмично-слоистые осадки северной области характеризуются ярко выраженными полосчатой и градационно-слоистой текстурами, подчеркиваемыми контрастной цветовой гаммой слоев с различным литологическим составом. Полосчатая текстура является следствием изменений в накоплении главных компонентов местных осадков (терригенного глинистого и обломочного материала, биогенных остатков) и отражает генетическую сторону седиментации. Градационно-слоистая текстура служит качественным отличием турбидитов — специфического мор-Фологического типа донных отложений, возникающих в результате деятельности суспензионных потоков, и выражает механический аспект седиментации, способ отложения осадочного вещества, при котором происходит вещественно-гранулометрическое перераспределение (дифференциация) материала как по вертикали, так и по латерали. При этом тонкодисперсные глинистые минералы концентрируются в верхах градационных ритмов, а полимиктовые тонкообломочные зерна и скелетные биогенные остатки — в их нижних горизонтах. Латеральной дифференциацией объясняются постепенное уменьшение мощностей песчано-алевритовых турбидитов и полное их замещение более тонкозернистыми, а затем и тонкодисперсными глинистыми их разновидностями в направлении от Бенгальского залива в западную часть Центральной котловины.

Ритмичность осадков северной области обусловлена неоднократно повторяющейся и строго выдержанной последовательностью фациальной смены определенных вещественно-тенетических типов осадков. Во вскрытом прямоточными трубками осадочном покрове мощностью 3,5---4,0 м устанавливается от 2 до 11 литологических ритмов, включающих 3—5 маркирующих горизонтов, причем в одновозрастных слоях их состав закономерно изменяется, а число уменьшается в направлении растекания суспензионных потоков с север — северо-востока на юг — югозапад [15, 22]. Трех-четырехчленные литологические ритмы характеризуют осадки колонок 5255 и 5258 (см. фиг. 4, б), отобранных в зоне 1° с. ш. -3° ю. ш. Их составляют следующие типы осадков (снизу вверх): темно-серые полимиктовые алевриты (0,1-2,0 см), черные гемипелагические глины (8-120 см), коричневые миопелагические глины (2-18 см), голубовато-серые карбонатно-глинистые илы (2-20 см). Текстурные особенности и полный гранулометрический спектр от алевритов к субколлоидным глинам позволяют рассматривать эти осадки в качестве генетических аналогов отложений флишоидной формации. По данным кокколитового анализа поверхностный слой описываемых осадков (0-22 см колонки 5255 и 0—23 см колонки 5258) относятся к голоценовой зоне Emiliania huxley, горизонты 22-140 см (колонки 5255) и 23-88 см (колонки 5258) — к плейстоценовой зоне Gephyrocapsa oceanica, причем в последних горизонтах отмечается смешение ранне- и позднеплейстоценовых форм, что свидетельствует о переотложении осадочного материала и подтверждает турбидитный характер формирования карбонатно-глинистых илов. Нижние части колонок 5255 и 5258 остатков микрофлоры не содержат, однако, очевидно, они соответствуют по меньшей мере раннему плейстоцену. Исходя из целостного разреза голоцена, скорость терригенного осадконакопления, рассчитанная для этого отдела, составила, мм/1000 лет: станции 5255-20,0; станции 5258-20,9.

Пятичленные литологические ритмы (в отличие от описанных выше) между слоями миопелагических глин и карбонатно-глинистых илов содержат горизонты кремнисто-глинистых илов. Район распространения толщи осадков с подобным строением охватывает 3—4° ю. ш. (см. фиг. 4, колонки 5260-1,2). Прослои полимиктовых алевритов часто здесь выклиниваются и число показательных горизонтов сокращается до четырех. Осадки колонок 5260-1,2 принадлежат голоцену и плейстоцену, а скорость их накопления, вычисленная для палеомагнитной эпохи Брюнеса, составляет 2,0—2,1 мм/1000 лет [15].

В осадках колонок 5255 и 5260-1,2 встречено несколько прослоев тефры и туффитов, аналогичных описанным выше для колонок 4886 и 4885. Положение их в разрезе столь же постоянно — в контактах разнородных вещественно-генетических типов осадков.

В колонках 5261-1,2; 4611, 5262 число ритмов снижается и картина ритмичности изменяется: выклиниваются прослои полимиктовых алевритов и карбонатно-глинистых илов, а мощности гемипелагических глин увеличиваются (до 1,2 м). Палеомагнитные измерения и результаты диатомового анализа колонок 5261-1,2 [15] позволили однозначно определить принадлежность верхних (0-25 см) горизонтов этих колонок к плейстоцену и основной части их разреза — к плиоцену. Район станций 5261-1,2 и 5262 в течение плейстоцена являлся зоной неустойчивого осадконакопления [15]. Для палеомагнитной эпохи Гаусса в колонке 5261-1 получена скорость накопления гемипелагических глин и кремнисто-глинистых илов, равная 1,1 мм/1000 лет [15].

В депрессии дна Центральной котловины, в ее крайней западной части, смежной с внешним валом желоба Чагос, на станции 4609 вскрыт мощный (до 7,6 м) разрез черных гемипелагических глин с тонким верхним (5 см) окисленным слоем миопелагических глин, перекрытых глинисто-кремнистыми илами мощностью 0,5 м (см. фиг. 4, б). Согласно данным палеомагнитного и диатомового анализов [5], радиоляриевоглинистые илы колонки 4609 относятся к эпохе Брюнеса, а время отложения черных глин охватывает по меньшей мере три палеомагнитных эпохи (Матуяма, Гаусса и Гильберта), что соответствует плиоцену раннему плейстоцену, временному интервалу продолжительностью около 3,3 млн. лет. Отсюда скорость накопления черных глин составляет не менее 2,3 мм/1000 лет. Есть все основания предполагать, что их формирование последовало за первой и второй фазами воздымания Гималаев. относимых к среднему миоцену и плиоцену [18], вызвавших интенсивную денудацию как самой горной страны, так и смежных консолидированных участков Индостана, покрытых траппами. В этот период вследствие усилившейся эрозии крупные реки Индостана (Ганг, Инд, Кришна и Годавари) выносили в океан большую массу продуктов денудации деканских траппов (монтмориллонит), щита Индостана (каолинит) и геосинклинальных формаций Гималаев (иллит, хлорит), прослеженных до 8—10° ю. ш. [19, 22].

Окисление верхнего слоя гемипелагических глин колонки 4609 и смена их кремнисто-глинистыми илами, происшедшая с наступлением палеомагнитной эпохи Брюнеса, очевидно, вызваны теми же причинами, следствием чего явилось образование рассматриваемой ритмично-слоистой пачки, так как последовательность этой смены, заложенной в характер ритмичности осадков, идентична для всей северной области седиментации (1° с. ш.—7—8° ю. ш.), включающей и район станции 4609. В целом для этой области существенно отметить уменьшение мощностей обломочных полимиктовых алевролитов и карбонатно-глинистых илов и соответственно увеличение мощностей гемипелагических глин в направлении от Индостана и о-в Шри-Ланка к центру котловины (с севера на юг), а также и главным образом — в направлении продвижения суспензионных потоков из Бенгальского залива на юго-запад. Нулевые значения мощностей зернистых турбидитов в районе станций 5261-2, 5262 и 4609 свидетельствуют о том, что в западной части Центральной котловины южнее 5—6°ю. ш. терригенный обломочный материал не проникает. Данная широта является, по-видимому, тем барьером, на котором происходит качественный скачок латеральной дифференциации терригенной взвеси, а именно отделение тонкодисперсной глинистой составляющей от обломочного песчано-алевритового материала. Наличие в колонках 5255 и 5258 обломочно-глинистых турбидитов с непрерывным градационным спектром от крупных алевритов к субколлоидным глинам подтверждает это предположение и, кроме того, позволяет считать, что гемипелагические глины, а следовательно, и их окисленные гомологи (миопелагические глины) образуются в результате консолидации дистальной наиболее тонкодисперсной части терригенной взвеси Ганга и рек Восточного Индостана.

Итак, следует подчеркнуть, что для области, расположенной между 1° с. ш.—7—8° ю. ш., ритмичное строение осадочной толщи, несмотря на выпадение некоторых горизонтов, во всех случаях устанавливается присутствием горизонтов восстановленных гемипелагических и окисленных миопелагических глин, что позволяет рассматривать эту обширную область как зону перехода от гемипелагического седиментогенеза в миопелагический. Кроме того, в разрезах плейстоцена и плиоцена южнее 3° ю. ш. значительную роль приобретают кремнисто-глинистые илы. В районе 5—6° ю. ш. в течение плейстоцена осадконакопление носило неустойчивый характер. Из общей схемы пятичленного литологического ритма, имеющего вид (снизу вверх): полимиктовые алевриты — восстановленные гемипелагические глины — окисленные миопелагические глины — окисленные либо восстановленные кремнисто-глинистые илы — вос«становленные карбонатно-глинистые илы вытекает следующая последовательность пространственно-временной смены процессов накопления этих осадков. По-видимому, в период интенсивного терригенного питания бассейна седиментации в изученном регионе формировались обломочные алевриты турбидитного происхождения. Постепенное замедление темпов поступления терригенного материала, представленного теперь преимущественно глинистой составляющей, вызывало накопление гемипелагических глин. Судя по их тонкой градационной слоистости, проявленной в отдельных участках, они отлагались также в результате действия суслензионных потоков. Со значительным ослаблением терригенного питания бассейна седиментации наступал период экспонирования («неотло-.жения») накопившихся терригенных осадков, либо период крайне медленного их накопления. В это время поверхностный слой гемипелагических глин в условиях окислительной среды подвергался аутигенному преобразованию с выделением тончайших пленок гидроокислов Fe и Mn микроконкреций, местами полей конкреций. Наконец, кардинальная перестройка гидрологической структуры бассейна седиментации как следствие его общей тенденции к изменению на фоне относительно слабого терригенного питания приводила к повышению кремнепродуктивности океана, отразившейся в накоплении кремнисто-глинистых илов. Многократность действия описанных процессов, вероятно, обусловлена циклическими изменениями в плиоцене и плейстоцене. Соответственно этим изменениям варьировало положение седиментационных провинций, что в свою очередь приводило к неоднократным смещениям фациальных границ разного порядка (от глобальных до региональных и локальных) между гемипелагической и миопелагической зонами, критической глубины карбонатонакопления, пояса кремненакопления, внутри гемипелагической области между зонами обломочной и глинистой седиментации и т. д. При этом каждый седиментационный цикл заканчивался усилением вулканической активности Зондской дуги.

В южной области (7-8° ю. ш.-19° ю. ш.) развиты биогенные кремнистые осадки, перекрывающие глубоководные пелагические глины (см. фиг. 3). Максимальная (4 м) мощность кремнистых отложений вскрыта колонками 5267, 5269, 4605, отобранными в зоне 10-12° ю. ш. – наиболее пониженной части котловины, расположенной несколько южнее современной экваториальной дивергенции вод. К югу и северу мощность пачки кремнистых илов значительно уменьшается, постепенно выклиниваясь на 19 и 3° ю. ш. Эта пачка расчленена на тонкие прослои глинисторадиоляриевых, диатомово-радиоляриевых и радиоляриево-глинистых илов мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Переход глинисто-кремнистых илов в кремнисто-глинистые илы постепенен. что свидетельствует о «плавности» изменений в накоплении биогенного кремнистого и терригенного глинистого материала. Вместе с тем часто чаблюдаются нарушения в наслоении осадков, вызванные незначительным размывом их с последующим переносом и переотложением взмученного материала. Вследствие этого отдельные горизонты приобретают текстуры косой слоистости, но более типичными текстурами кремнистых осадков являются полосчатая и градационно-слоистая. Последняя характеризует глинисто-кремнистые турбидиты, имеющие двучленное строение: в основании градационных ритмов отлагаются существенно диатомово-радиоляриевые илы, в верхних горизонтах — преимущественно глинистые осадки. Весь разрез кремнистых илов сформирован в окислительных условиях, о которых свидетельствует повсеместное развитие в них микроконкреций и пленок гидроокислов железа и марганца. Контакт кремнистых отложений с подстилающими миопелагическими глинами в колонках 4605, 4603, 5267 выражен отчетливо, в колонках 4878 и 5266 он проявлен менее ясно. Палеомагнитными измерениями и биостратиграфическими исследованиями выявлены следующие возрастные закономерности формирования кремнисто-глинистых осадков. В колонках 4603, 4605 отчетливо выделяются отложения палеомагнитных эпох Брюнеса и Матуяма [5]. Глинисто-радиоляриевые илы колонки 5269

представляют разрез эпохи Брюнеса и конца эпохи Матуяма. Корреляция палеомагнитных и диатомовых зон в колонке 5267 [5, 9] однозначно относит кремнистые илы колонки к эпохам Брюнеса, Матуяма и Гаусса. Наличие в указанных колонках непрерывных разрезов осадков, накопившихся в течение палеомагнитных эпох Брюнеса и Матуяма, позволяет определить скорости осадконакопления. В эпоху Брюнеса величины этих скоростей, рассчитанные с допущением, что в течение целой эпохи условия седиментации оставались постоянными, составили, мм/1000 лет: для радиоляриево-глинистых илов 2,4 (ст. 4603) и 2,1 (ст. 4605), глинисто-радиоляриевых илов 4,6 (ст. 5269). В эпоху Матуяма эти скорости характеризуются следующими значениями: у миопелагических глин (ст. 4603) 1,4; радиоляриево-глинистых илов (ст. 4605) 1,6; глинисто-радиоляриевых илов (ст. 5267) 3,8. Эти данные показывают, что в эпоху Матуяма темпы накопления кремнисто-глинистых илов были крайне низкими (1,6 мм/1000 лет) и практически равнялись таковым для миопелагических глин (1,4 мм/1000 лет). В эпоху Брюнеса темпы накопления этих илов значительно возросли (до 2,4 мм/1000 лет). Относительно высокие скорости накопления у глинисто-радиоляриевых и диатомово-радиоляриевых илов, причем в эпоху Брюнеса (4,6 мм/1000 лет) они также выше, чем в эпоху Матуяма (3,8 мм/1000 лет). Рост темпов седиментации в эпоху Брюнеса связан, по-видимому, с увеличением кремнепродуктивности океана в плейстоцене и особенно в последние 70-120 тыс. лет, о чем свидетельствует также существенная роль радиолярий в сложении фораминиферовых илов в районе станций 4885 и 4886.

Как было установлено ранее [5], в течение плиоцена — позднего плейстоцена пояс биогенного кремненакопления испытывал тенденцию к расширению от области 9—12° ю. ш., где он существовал с позднего миоцена [20], на юг до 19° ю. ш. Более детальное изучение разрезов колонок из этой области показывает, что пояс расширялся и в северном направлении до 3° ю. ш. (см. фиг. 1), и эта тенденция проявлялась в течение позднего плиоцена — плейстоцена неоднократно, в отдельные эпизоды сменяясь возвратными процессами формирования пелагических глин, т. е. носила пульсирующий характер.

Среди коричневых кремнисто-глинистых илов колонки 5266 (см. фиг. 3), отобранной на 1000 м ниже КГК, встречены карбонатные осадки снежно-белого цвета градационно-ритмичного строения. Разрез их мощностью 188 см включает трехчленный и три двухчленных градационных ритма. В подошве двухчленных ритмов залегают фораминиферовые и радиоляриево-фораминиферовые алевриты, в кровле — кокколитово-фораминиферовые алеврито-пелитовые илы. Трехчленный ритм представлен: в основании — фораминиферовыми песками, в средней части кокколитово-фораминиферовыми алеврито-пелитовыми илами, обогащенными радиоляриями, вверху — кокколитовыми пелитовыми илами. Весьма показательным свидетельством аллохтонного происхождения этих осадков может служить отсутствие в них глинистого вещества --главного компонента глубоководных осадков данного района. Дифрактометрические измерения двух образцов субколлоидной фракции кокколитово-фораминиферовых и кокколитовых илов показали, что вся их масса сложена одним минералом — кальцитом, содержание которого опроделено в 100%. Карбонатный состав этих осадков наряду с особенностями текстуры позволяет предположить их суспензионный перенос с отмучиванием глинистого материала с участков дна, расположенных выше КГК.

* * *

В результате петрографических исследований осадков западной части Центральной котловины Индийского океана установлено, что в строении плиоцен-четвертичной толщи этого региона принимают участие главным образом биогенные (карбонатные и кремнистые) и терригенные (глинистые и тонкообломочные) осадки, к которым примешиваются вулканогенные, аутигенные и эдафогенные компоненты. Распространение конкретных вещественно-генетических типов донных отложений строго контролируется фациальными границами и обусловлено действием опрелеленных факторов и процессов осадкообразования, связанных с соогветствующими седиментационными провинциями. В регионе установлены три глобальные (планетарные) фациальные границы — критическа и глубина карбонатонакопления; линия, разделяющая гемипелагическую и миопелагическую области седиментации; и фронтальные зоны пояса кремненакопления (см. фиг. 1). Ранее было показано, что процессы осадкообразования дифференцированы и обособлены друг от друга как в пространстве, так и во времени, и при этом каждый из них посредством комплексов минералов-индикаторов характеризует определенную седиментационную провинцию [13, 16]. Глубина океана 4400-4550 м в изученном регионе --- это тот уровень рельефа в бассейне седиментации, который определяет наиболее резко выраженную фациальную смену бизгенных карбонатных отложений глубоководными терригенными глини. стыми и тонкообломочными осадками. Второй фациальной границей 1-гэ ранга является геохимический барьер с близкими к нулю значениями окислительно-восстановительного потенциала иловых вод, характеризующих переход от гемипелагических приконтинентальных условий осадкообразования к пелагическим условиям. Наконец, вдоль фронтальных зон экваториальной дивергенции, с которой связана чрезвычайно высокая: продуктивность радиоляриевой микрофауны и диатомовой микрофлоры. создается специфическая широтно вытянутая область седиментации, в которой формируется пояс биогенного кремненакопления.

В разрезах позднечетвертичных осадков, развитых на бортах котловины, выявлено увеличение вверх по разрезу накопления фораминиферовых илов, обогащенных радиоляриями, и уменьшение вклада в осадкообразование нанопланктона. В юго-западной части Центральной котловины около 0,61-0,65 млн. лет назад произошла смена пелагического глинистого седиментогенеза биогенным карбонатным.

Область седиментации 1° с. ш.—8° ю. ш. ниже КГК с позднего плиоцена испытывала неоднократно повторявшиеся циклы изменений, в результате которых формировалась ритмично расслоенная флишеподобная осадочная толща. Эти изменения выражались в литолого-фациальной смене гемипелагических глин миопелагическими глинами, которые в свою очередь вследствие расширения пояса биогенного кремненакопления сменялись кремнистыми осадками. При этом тенденция к расширению этого пояса к северу и югу от области экваториальной дивергенции подчинялась тем циклическим изменениям, которые определяли ход океанской седиментации в целом для всего региона. Каждый седиментационный цикл связан, по-видимому, с определенным этапом в развитии земной коры, сопровождающимся усилением вулканической деятельности.

Литература

- 1. Безруков П. Л. Исследования Индийского океана в 33-м рейсе э/с «Витязь».-Океанология, 1961, т. І, вып. 4, с. 745-753.
- 2. Беэруков П. Л. Исследования Индийского океана в 35-м рейсе э/с «Витязь».-
- Океанология, 1963, т. III, вып. 3, с. 540—549. 3. Безруков П. Л. Осадкообразование в северной и центральной частях Индийского океана. В кн.: Геология дна океанов и морей (докл. сов. геол. на межд. геол. конгр., XXII сес.). М.: Наука, 1964, с. 41-51.
- 4. Белоусов И. М. 31-й рейс э/с «Витязь». Океанология, 1961, т. І. вып. 2. с. 319— 325.
- 5. Демиденко Е. Л., Попов В. П. Некоторые черты глубоководного осадконакопления в западной части Центральной котловины Индийского океана.— Океанология, 1977, т. XVII, вып._4, с. 672-674.
- 6. Демиденко Е. Л., Свальнов В. Н. Новые данные о плейстоценовой истории глубоководного осадкообразования в южном тропическом поясе Индийского океана.-Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 6, с. 1412—1415. 7. Железнова А. А., Шишкина О. В. Окислительно-восстановительный потенциал и
- активная реакция осадков северной части Индийского океана.— Тр. ИОАН СССР, 1964, т. 64, с. 236—249.
- 8. Исаева А. Б. Геохимические исследования осадков северной части Индийского океана.- Тр. ИОАН СССР, 1964, т. 64, с. 227-235.

- 9. Казарина Г. Х. Зоны диатомей в осадках восточной части тропической области Индийского океана.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 6, с. 1073—1078.
- 10. Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность. Литология и полез. ископаемые, 1977, № 1, с. 3-24.
- 11. Мурдмаа И. О. Осадки и осадочные породы океанов.— В кн.: Океанология. Гео-логия океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 104— 162.
- 12. Попов В. П. Минеральный состав крупноалевритовой фракции современных осадков и минералогические провинции северо-западной части Индийского океана.-
- Океанология, 1979, т. ХІХ, вып. 1, с. 109—116. 13. Попов В. П. О зональности минерального состава песчано-алевритовых фракций современных осадков северо-западной части Индийского океана.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 9, с. 105-106.
- 14. Попов В. П., Гершанович Д. Е. Терригенно-минералогические провинции современных осадков континентальных окранн в Аравийском море и Аденском заливе. Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 2, с. 269—275. 15. Попов В. П., Демиденко Е. Л. Некоторые особенности плиоцен-плейстоценового
- осадконакопления в экваториальной зоне Индийского океана.- Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 11, с. 93-95.
- 16. Попов В. П., Свальнов В. Н. Минералы-индикаторы седиментационных провинций в северной части Индийского океана.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 12, c. 48-57.
- 17. Свальнов В. Н., Мурдмаа И. О., Репечка М. А., Демиденко Е. Л. Вулканический материал в четвертичных отложениях восточной части Индийского океана.- Океанология, 1976, т. XVI, вып. 3, с. 479-487.
- HOADTHR, 1976, T. XVI, BBII. 3, c. 479-487.
 18. Curray J. R., Moore D. C. Groth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas.— Bull. Geol. Soc., America, 1971, v. 82, № 3, p. 563-572.
 19. Goldberg E. D., Griffin J. J. The sediments of the northern Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 1970, v. 17, № 3, p. 513-537.
 20. Initial Report of Deep-Sea Drilling Project. 1972, v. XXII.
 21. Goldwing M. M. Durant action of the Bauxof Barard. Maxima Cool. 1067, v. 5.
- 21. Siddiquie H. N. Recent sediments of the Bay of Bengal.- Marine Geol., 1967, v. 5, № 4, p. 249-291.
- 22. Venkalaralhnam K., Moore D. C., Curray J. R. Recent botton-current activity in the deep western Bay of Bengal.— Marine Geol.. 1976. v. 21, № 4, p. 255–270.

Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе

Поступила в редакцию 18.VII.1983
УДК 551.234.551.3

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И ГИДРОГЕОХИМИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО 03. СЕРНОЕ НА КАМЧАТКЕ

ЕРОЩЕВ-ШАК В. А., КАРПОВ Г. А., ЦИПУРСКИЙ С. И.

В статье показано, что основным компонентом современного осадка оз. Серное является смектит, который вносится термальными водами из нижележащих пород. В подстилающих породах смектит, представляющий собой высокозарядный алюминиевый монтмориллонит, образуется при воздействии на них гидротермальных растворов, имеющих температуру около 150° С и рН 6,5. Попадая в озерную среду с температурой от 70 до 90° С и рН 5,0—5,3, монтмориллонит трансформируется в низкозарядный бейделлит.

Рассмотренные ранее [3] гидротермальные озера занимают сравнительно большие площади и располагаются в пределах различных морфоструктур, обусловленных тектоническими процессами. Для такого типа озер характерна приуроченность смектита в осадках к глубоководным участкам дна, представляющим собой эродированный фреатическими взрывами фундамент. Здесь, как правило, наблюдается подъем глубинных термальных вод.

Озеро Серное расположено в кальдере Узон в пределах Первого участка Восточного термального поля [6]. Озеро имеет почти круглую форму с радиусом около 7,5 м. Площадь зеркала озера увеличивается в периоды таяния снега и обильных атмосферных осадков и в среднем составляет 150 м². Сток из озера в периоды высокого уровня воды не превышает 3 л/с; основное питание — глубинное. Вследствие малого водосбора роль атмосферных осадков в балансе вод незначительна. Дно воронкообразное с хорошо выраженным центральным грифоном глубиной порядка 8,0 м и небольшими грифонами глубинами до 3 м (фиг. 1). Основное поступление вод и газов осуществляется через центральный грифон. Интенсивное выделение газов в этой зоне вызывает бурление воды, сходное с процессом кипения.

Характерными особенностями озера являются локализация его исключительно в пределах воронки, венчающей термовыводящий канал, и мономинеральность состава глинистых минералов в донных осадках. Это позволяет однозначно судить о генезисе глинистых минералов в такого типа гидротермальных озерах.

Минералы современных осадков оз. Серное, а также вмещающих коренных пород изучены методами рентгеновской дифрактометрии, электронографии косых текстур (ЭКТ), дерпватографии (ДТА, ДТГ и ТГ), инфракрасной спектроскопии (ИКС) и химии. Химический состав пород и осадков определялся с помощью плазменной спектроскопии, а состав глинистых минералов и ионный состав вод — методами классической «мокрой» химии. Межсолевые и поглощенные катионы в монтмориллоните определялись после вытеснения их из минерала 1,5 н. раствором аммиака атомно-абсорбционным методом. Электронографическим исследованиям подвергались как природные, так и К-формы монтмориллонита [9]. Спонтанные газы газоводных растворов изучались хроматографически. Содержание кварца в глинистой фракции определялось рентгенометрически, а серы — термовесовым и химическим методами.

Рентгеновские исследования проведены на установке ДРОН-2, электронографические — на приборе ЭР-100, ДТА, ДТГ и ТГ — на дериватографе системы Ф. Паулик, И. Паулик и Л. Эрдей, ИКС — спектрографе UR-20, химические — на плазменном спектрометре ЖИ-45 и на атомном абсорбере фирмы «Перкин Элмер», анализы газов выполнены на газовом хроматографе «Газохром».

Все аналитические исследования твердых фаз выполнены в лабораториях ГИН АН СССР. Химические анализы газов и воды проведены в лабораториях Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и Геоминвод, а состав межслоевых катионов — в химико-аналитической лаборатории ИЛ АН СССР.

Минеральный состав вмещающих пород. Борта оз. Серное сложены псефитовыми туфами и тефроидами дацитового состава, претерпевшими интенсивные гидротермальные изменения (см. фиг. 1). Разрез вскрыт скважиной УК-1 и прослежен до 60 м. Под слоем ила залегает горизонт сцементированных тефроидов, превращенных в гравелиты, мощностью до 3 м. Ниже гравелитов до забоя идет толща рыхлых тефроидов с прослоями вулканического пепла мощностью 0,5 м.



Фиг. 1. Схематический геологический разрез оз. Серное 1 — современные осадки; 2 — линзы самородной серы; 3—5 — гидротермально измененные породы (3 — гравелиты, 4 — тефроиды, 5 — вулканические пеплы); 6 — направление движения газоводных растворов

Гравелиты гидротермально изменены, опализированы и превращены в массивные породы. В них встречаются реликты обломков плагиоклазов, дацитов, пеплово-пемзовых туфов, шлаколав андезитового состава, реже новообразования гипса и алунита. Опализированные гравелиты практически не содержат глинистых минералов, лишь в некоторых образцах отмечаются следы каолинита. В толще этих пород распространены вкрапленники и линзы самородной серы, достигающие мощности до 0,2 м. На поверхности измененных гравелитов встречаются налеты аммонийных квасцов и гипса.

Тефроиды состоят из обломков пемз, пеплово-пемзовых туфов, дацитов, реже андезитов, отдельных кристаллов плагиоклазов, реликтов пироксенов. Тефроиды также гидротермально изменены, аргиллизированы, а пепловые прослои превращены в глины. Основным глинистым минералом гидротермально измененных тефроидов и пеплов является смектит.

В табл. 1 приведены данные химического состава неизмененных дацатовых туфов, опализированных гравелитов и аргиллизированных тефроидов. Судя по химическому составу и вторичным минералам, эти породы находятся в разных зонах метасоматической колонки. Если считать материнскими породами гидротермально измененных гравелитов и тефроидов дацитовые туфы, то сопоставление формул химического состава пород разных зон (по методу Барта) позволяет сделать геохимическую оценку процесса формирования их минерального состава. В верхней зоне при опалитизации туфов дацитового состава наблюдается следующий ряд геохимической подвижности элементов: Al, Fe²⁺, Na, Ca, Mg, K, Si, Fe³⁺, Ti. При этом наблюдается разрушение вулканического стекла пемз, плагиоклазов и других материнских минералов и интенсивный

Λ	Химический а	нализ	вмещающих	пород	03.	Серное и	его	осадков,	%	*
-----------	--------------	-------	-----------	-------	-----	----------	-----	----------	---	---

64.97			1 '
04,21 0,74 15,71 0,90 5,39 0,16 3,98 1,50 4,21 4,21 4,33 0,05 0,01 Her ,12	$\begin{array}{c} 53,15\\0,96\\16,63\\7,72\\2,59\\0,16\\2,87\\1,42\\1,57\\0,66\\0,03\\0,01\\0,04\\0,04\\0,12\end{array}$	74,07 1,28 8,07 0,80 1,80 0,13 2,23 0,67 1,75 0,93 0,05 Her 0,02 0,01 0,03	50,20 0,50 21,46 1,22 Her 0,05 0,73 1,50 0,10 0,32 0,05 Her * 0,03
1,46 98,37	10,29 98,23	6,81 97,05	21,37 97,64
0,86 0,35	$\substack{4,33\\2,62}$	4,27 2,51	5,98 10,65
	15,71 0,90 5,39 0,16 3,98 1,50 4,21 1,33 0,05 0,01 Her * 0,12 1,46 98,37 0,86 0,35	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	15,71 $16,63$ $8,07$ $0,90$ $7,72$ $0,80$ $5,39$ $2,59$ $1,80$ $0,16$ $0,16$ $0,13$ $3,98$ $2,87$ $2,23$ $1,50$ $1,42$ $0,67$ $4,21$ $1,57$ $1,75$ $1,33$ $0,666$ $0,93$ $0,05$ $0,03$ $0,05$ $0,01$ $0,01$ Her Her $0,04$ $0,02$ $*$ $0,04$ $0,01$ $0,12$ $0,12$ $0,03$ $1,46$ $10,29$ $6,81$ $98,37$ $98,23$ $97,05$ $0,86$ $4,33$ $4,27$ $0,35$ $2,62$ $2,51$

 O6p. 1108
 $K_8 Na_{46} Ca_{42} Mg_{32} Fe_{44}^{+2} Fe_{3}^{+3} Al_{92} Ti_8 Si_{636} (O_{1569} OH_{40})$

 O6p. 82-35a
 $K_4 Na_{16} Ca_{31} Mg_{31} Fe_{32}^{+2} Fe_{39}^{+3} Al_{91} Ti_7 Si_{637} (O_{1366} OH_{234})$

 O6p. 82-10
 $K_4 Na_{14} Ca_{29} Mg_8 Fe_{13}^{+2} Fe_{3}^{+3} Al_{41} Ti_3 Si_{644} (O_{1606} OH_{104})$

 O6p. C-2-79a
 $K_8 Na_4 Ca_7 Mg_{31} Fe_{6}^{+2} Fe_{4}^{-3} Al_{113} Ti_3 Si_{644} (O_{639} OH_{641})$

* Анализ выполнен на плазменном спектрометре.

вынос Al, Fe²⁺, Na, Ca, Mg и K. Кремний, являясь малоподвижным элементом в этой зоне минералообразования, накапливается в виде α-кристобалита. Железо связывается с серой и образует пирит. Небольшое количество Al наряду с Na и K входит в состав алунита и каолинита. Гидротермальные изменения в верхней зоне, соответствующей гравелитам, происходят в кислых условиях при pH около 3 и температуре 50—90° С.

При изменении нижезалегающих тефроидов в зоне аргиллизации отмечается следующий ряд геохимической подвижности: Si, Na, Fe²⁺, Ca, K, Mg, Ti, Al, Fe³⁺. Причем здесь разрушаются те же материнские минералы. Однако из зоны минералообразования выносится лишь часть A¹, Na, Fe²⁺, Ca и K. Трехвалентное железо, алюминий и титан накапливаются в измененных породах. Основным вторичным продуктом минералообразования в этой зоне является смектит. Изменение пород в зоне аргиллизации и формирование смектита тефроидов фундамента озера осуществляется при pH 6,3—6,5 и температуре порядка 150° С.

На рентгеновских дифрактограммах глинистой фракции смектит из пород фундамента имеет серию ярко выраженных базальных рефлексов с d, равными 14,2; 5,98; 4,94; 3,04 Å (фиг. 2, a, обр. 82-35), которые отличаются от строгой целочисленной серии, что, очевидно, свидетельствует о смешанослойности минерала, обусловленной различным строением межслоевых промежутков. Это подтверждается тем, что после насыщения глицерином базальные отражения смектита имеют целочисленную серию с d(001) = 17,5 Å (см. фиг. 2, б). После прокаливания препарата при 550° C на дифрактограмме отмечается целочисленная серия рефлексов с d(001) = 9,6 Å (см. фиг. 2, в).

На кривой нагревания смектита в низкотемпературной области наблюдаются два эндотермических эффекта с максимумами при 160 и



Фиг. 2. Рентгеновские дифрактограммы а — природные препараты; б — насыщение глицерином; в — прокаленные при 550° С



Фиг. 3. Дериватограммы ДТГ — дифференциальные термовесовые; ДТА — дифферен-циальные нагревания; ТГ — потери веса

220° С (фиг. 3, обр. 82-35). Первый обусловлен выделением адсорбированной воды, второй — межслоевой воды, связанной с межслоевыми катионами, в частности с кальцием. Эндотермические остановки при температурах 400 и 720° С вызваны выделением воды (ОН-групп) из октаэдров, причем наличие двух максимумов свидетельствует о связи ОНгрупп с различными октакатионами.

Инфракрасный спектр смектита характерен для диоктаэдрического минерала (фиг. 4, обр. 82-35). На ИКС-кривой очень четко выделяется полоса 3650 см⁻¹, обусловленная колебаниями ОН-групп, связанных с межслоевыми катионами, среди которых преобладает один химический элемент. В случае присутствия разнородных катионов эта полоса имела бы несколько максимумов и была бы менее выразительна.

По данным электронографических исследований, смектит из зоны аргиллизации представляет собой диоктаэдрическую алюминиевую разность. В природном состоянии его структуру можно охарактеризовать как неупорядоченную. На это указывает отсутствие пространственных рефлексов *hkl* на его электронограмме косых текстур (ЭКТ). На ЭКТ Кформы этого минерала появляется четкий набор отражений *hkl*. Индецирование и анализ распределения интенсивностей рефлексов позволили установить параметры элементарной ячейки: a=5,19, b=8,98, c=9,84,

 $\beta = 99,33, c \sin \beta = 9,71, \left| \frac{c \cos \beta}{a} \right| = 0,308, a$ также характер распределения

октаэдрических катионов по возможным позициям. Оказалось, что трансоктаэдрические позиции в изученном монтмориллоните заселены на 75— 100% катионами, о чем свидетельствуют наиболее сильные отражения с индексами 0,22 и 113 на первом эллипсе ЭКТ его К-формы.

Результаты химического анализа (табл. 2, обр. 82-35) позволили рассчитать кристаллохимическую формулу смектита:

$$Ca_{0,20}[Si_{3,77}Al_{0,23}](Al_{1,54}Mg_{0,28}Fe_{0,18}^{3+})O_{10}(OH)_{2}$$

Из приведенной формулы видно, что в тетраэдрах смектита существует ограниченный изоморфизм кремния на алюминий, о чем свидетельствует величина кристаллохимического параметра X, равная 0,23. Пара-



Фиг. 4. Инфракрасные спектры

метр Ý, равный 0,28, говорит о локализации заряда в октаэдрах, а общий заряд слоя 2:1, равный 0,51, и величина параметра Z, равная 0,18 позволяют отнести данный минерал, из фундамента озера, по классификации В. А. Дрица и А. Г. Коссовской [2], к высокозарядным алюминиевым маложелезистым монтмориллонитам. По экспериментальным данным А. Н. Томашенко [8], такой монтмориллонит образуется при относительно низкой щелочности сре-

ды. Непосредственные замеры параметров среды минералообразования в скважине, вскрывшей зону аргиллизации, подтверждают это положение (при 143,5° С рН равно 6,5).

Таким образом, основным минералом в рыхлых подстилающих породах фундамента оз. Серное является монтмориллонит, представленный алюминиевой маложелезистой разностью с ограниченным изоморфизмом кремния на алюминий в тетраэдрах, с трансоктаэдрическим заселением позиций на 75—100%.

Газоводный раствор и взвесь озера. Вода оз. Серное хлоридно-сульфатно-натриевая с температурой в поверхностном слое от 70 до 75° С, на глубине 8,1 м — 92° С. На поверхности рН воды от 5,0 до 5,4. Общая минерализация колеблется от 1843 до 2096 мг/л. В озере из-за активного перемешивания и его небольших размеров состав воды остается одинаковым по всей толще.

Химический анализ глинистой фракции тефроидных пород (обр. 82-35), подстилающих оз. Серное, взвеси озера (обр. 82-7) и современных осадков (обр. С-2-79), %

Компонент	O6p. 82-35	O6p. 82-7	Обр. С-2-79
SiO ₂ SiO ₂ (amop ϕ .) SiO ₂ (kb) TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO CaO MgO Na ₂ O K ₂ O H ₂ O ⁺ H ₂ O ⁻ CO ₂ C P ₂ O ₅ SO ₃ S	46,26 1,75 Her 5,82* 18,46 3,32 Her 0,07 2,22 2,38 0,06 0,06 7,88 10,42 Her 0,47 0,03 0,23 0,05	41,46 2,01 1,50 0,40 17,83 2,00 Her 0,06 0,42 1,65 0,19 0,18 4,94 8,18 Her He onp. 0,05 0,30 17,67	45,83 1,73 1,50 0,54 20,26 1,44 Her 0,06 1,68 1,80 0,06 0,15 6,18 10,85 Her 2,58 0,03 1,68 7,04
Сумма	99,23	98,84**	103,41

* На рентгенограмме имеется рефлекс анатаза (d=3,51 Å).

•• В пробе рентген-Флюоресцентным методом дополнительно обнаружены As, Sb, Rb, Cs.

Химический состав вод озера представлен в табл. 3. Приводятся два анализа: обр. 1-67 соответствует составу вод в относительно сухой период, когда озеро является бессточным бассейном, и обр. С-1-79 — периоду обильных атмосферных осадков с частичным стоком. Так, химический состав воды озера (по формуле Курлова) характеризуется

в сухой период
$$M_{2,0} \frac{\text{C155 SO}_442}{\text{Na70NH}_412 \text{ Ca11}};$$

во влажный период $M_{1,8} \frac{\text{SO}_451 \text{ C148}}{\text{Na55 NH}_419\text{Ca16}}.$

В периоды дождей отмечается некоторое возрастание в растворе сульфат-ионов, кальция и аммония и понижение pH с 5,6 до 5,3. Эти изменения обусловлены поступлением отмеченных компонентов в составе усилившегося берегового стока. Действительно, на поверхности пород водосбора в относительно сухой период преобладают процессы интенсивного бактериального окисления самородной серы и генерация сульфатионов в виде серной кислоты [4, 5]. При этом pH поверхности пород снижается до 2. В этих условиях формируются аммонийные квасцы и гипс. В период выпадения атмосферных осадков квасцы и гипс растворяются и ионы NH₄⁺, Ca²⁺ и SO₄²⁻ мигрируют в оз. Серное. При отсутствии стока из озера в его водах отмечается тенденция к увеличению концентрации катионов Mg²⁺, Na⁺ и кремния (H₄SiO₄). Содержание сероводорода в водах колеблется от 0,16 до 2,9 мг/л, среднее содержание сульфатной серы составляет 600 мг/л. Сульфаны (H₂S_n) в растворе не обнаружены (табл. 4).

Основными компонентами спонтанных газов оз. Серное являются CO₂, N₂ и H₂S (табл. 5).

В водах озера не наблюдается ожидаемого увеличения щелочности при интенсивной дегазации глубинного газоводного раствора. Это явление обусловлено отмеченным выше подкислением вод озера под влиянием поверхностного стока.

Содержание взвеси в водах озера составляет 0,8 г/л, размер частиц взвеси <0,001 мм. Взвесь состоит из смектита (~75%), каолинита (5-

Химический анализ

						Содержан	ие, мг/л		
Номер проб Дата отбора	<i>T</i> , °C	∙рН	H+	NH ⁺	Na+	К+	Ca*+	Mg ²⁺	
1-67* C-1-79	10.IX.1967 5.VIII.1979	75 70	5,3 5,6	Не обн. 1,0	63,1 85,0	435,0 317,1	39,5 28,8	59,3 80,1	9,4 0,6

* Анализ взят из работы [7].

10%), самородной серы (~18%), кварца (~2%) и кремнезема различной степени окристаллизованности (~2%).

На рентгеновских дифрактограммах смектит взвеси характеризуется интенсивным базальным рефлексом d(001), равным 13,0 Å (см. фиг. 2, *л*, обр. 82-7). Остальные базальные рефлексы слабо выражены и не имеют строгой целочисленности. Глицериновый комплекс смектита отличается строгой целочисленностью базальных отражений с d(001) = 17,7 Å (см. фиг. 2, б). После прокаливания при 550° С базальные отражения становятся кратными 9,6 Å. Рассмотренная дифрактограмма свидетельствует о том, что смектит, присутствующий во взвеси, отличается от смектита, описанного для пород фундамента, менее строгой периодичностью слоев вдоль оси *с*, по-видимому, вызванной азимутальным их сдвигом.

Кристаллохимическая формула смектита, рассчитанная по данным химического анализа (см. табл. 2, обр. 82-7), имеет вид

 $Mg_{0,11}Ca_{0,04}Na_{0,03}K_{0,02}[Si_{3,81}Al_{0,19}(Al_{1,75}Mg_{0,11}Fe_{0,15}^{3+}) \times O_{10}(OH)_{2}.$

Параметры X и Y смектита взвеси, соответственно равные 0,19 и 0,11, свидетельствуют об ограниченном изоморфизме в тетраэдрах кремния на алюминий и о локализации слоевого заряда в тетраэдрах. В целом по геокристаллохимической классификации [2] этот смектит представляет собой низкозарядный бейделлит.

Близость химических составов смектита, слагающего взвесь озера и породы фундамента, может свидетельствовать об их генетическом родстве. Некоторое изменение химического состава, по-видимому, связано с реакцией преобразования первичного смектита из фундамента в озерном бассейне седиментации, характеризующемся иной геохимической средой. В условиях этой среды происходит бейделлитизация монтмориллонита, сопровождающаяся выносом из его структуры до 25% октакатионов трехвалентного железа и около 60% октакатионов магния, и перераспределением локализации зарядов слоя 2:1. Меняется также состав межслоевых катионов, среди которых преобладающим становится магний.

Каолинит на рентгеновских дифрактограммах диагносцируется по слабому рефлексу с d=7,12 Å, исчезающему после прокаливания при 550° С (см. фиг. 2, *a*, обр. 82-7). Источником каолинита могли служить опализированные гравелиты, слагающие верхний этаж фундамента озера и его берега.

На дифрактограмме помимо рефлексов, характерных для глинистых минералов, фиксируются четкие отражения с d, равными 5,7; 3,84; 3,20 и 2,85 Å, свидетельствующие о наличии во взвеси достаточно хорошо окристаллизованной серы. Источником серы, входящей в состав взвеси, является сера, залегающая среди гидротермально измененных пород фундамента (см. фиг. 1). Мобилизация этой серы осуществляется в результате воздействия на нее сероводорода глубинного газоводного гидротермального раствора. Продуктом реакции являются сульфаны, которые, попадая в озеро, легко окисляются в аэрируемых условиях с более низкой щелочностью воды и вновь дают самородную серу и сероводород. Реакция протекает по схеме: $H_2S + nS_0 = H_2S_n$. Следует отметить, что часть вторичной самородной серы в свою очередь после бактериального

Содержание, мг/л								
_	Åls+	Fe ^{z+}	Fe*+	CI-	so4	нсо3	H₄SIO₄	Общая минерализация, мг/л
,	Не обн. 2,8	Не обн. 0,12	Не обн. »	524,8 425,5	534,9 604,8	43,9 Не обн.	321,0 159,9	2096,4 1843,2

Таблица 4*

Содержания сульфатной серы, H_2S и H_2S_n в воде и осадке оз. Серное, мг/л

Место взятня	<i>T</i> , °C	S _{сульфат}	H₂S	H₂S _n **
Вода	73	65	0,16	0
Донный осадок	73	458	656	5400

* Данные В. М. Горленко (Институт микробиологии АН СССР),
 **Сульфаны, образуемые при подщелачивании пробы.

Таблица 5

Химический анализ с	понтанных газо	B 03.	Серное
---------------------	----------------	-------	--------

Номер		Содержание, об. %						
пробы	Дата отбора	0,	Ns	CO.	H ₂ S	Сн₄	Ar	
C-3-80 82-27	1.9.VIII.1980 9.IV.1982	Не обн. 0,156	$3,52 \\ 2,80$	94,69 95,31	1,22 0,139	0,08 1,278	0,013 0,114	

окисления непосредственно в водах озера является источником сульфат-HOHOB¹.

Тонкодисперсные минералы кремнезема, за исключением аморфных форм, определяются на рентгеновских дифрактограммах по рефлексам с d, равными 4,24 и 3,34 Å (кварц) и с d-4,04 Å (а-кристобалит). Образование минералов кремнезема в условиях оз. Серное связано с несколькими факторами. Содержание кремнезема в растворе резко падает при дегазации CO₂. В то же время растворимость его падает и при уменьшении щелочности среды. Как известно, в близповерхностных условиях при падении температуры в менее щелочной обстановке осуществляется предпочтительная поляризация H₄SiO₄ [1]. Все отмеченные факторы активно проявляются в оз. Серное, вызывая образование минералов кремнезема.

Таким образом, состав взвеси озера неоднороден. Основным компонентом ее является измененная тефроидная алюминиевая маложелезистая разность смектита, представленная низкозарядным бейделлитом, состав которого отражает характер среды осадкообразования озера. Аутигенными образованиями в озере являются самородная сера и минералы кремнезема.

Донные осадки озера. Осадки оз. Серное представлены тонкодисперсным илом, состоящим из монтмориллонита ~85%, каолинита 5-10%, самородной серы 7%, кварца ~2% и кремнезема различной степени окристаллизованности (~2%). Как видно, состав донных осадков озера и его взвеси существенно близок. Разница наблюдается лишь в содержании самородной серы, количество которой в осадке заметно меньше, чем во взвеси. Уменьшение содержания самородной серы в донных осадках объясняется, по нашему мнению, большим содержанием в них сульфанов, образовавшихся в результате взаимодействия сероводорода и серы

¹ Плотность сульфатобразующих микроорганизмов в водах оз. Серное составляет 10⁵ клеток/л (без учета Sulfolobus).

(см. табл. 4). Уменьшение содержания самородной серы в донных осадках может объясняться и активным процессом бактериальной серорадукции. В результате этого процесса сера может вторично восстанавливаться до сероводорода с помощью специфической группы анаэробных термофильных микроорганизмов [11]. Учитывая эти процессы, можно утверждать, что минеральный состав взвеси и донных осадков оз. Серное идентичен и, следовательно, его ил представляет собой осажденную, захороненную взвесь.

Выше было показано, что глинистая часть взвеси в основном поступает из пород фундамента. Каковы же химические изменения в составе осадков по сравнению с материнскими породами фундамента.

Из верхнего этажа фундамента озера, представленного массивными опализированными гравелитами, в осадочный процесс может вовлекаться лишь кремнезем, представленный а-кристобалитом. Растворение акристобалита контролируется температурой и концентрациями кремнезема H₄SiO₄ в водах озера. В оз. Серное температура колеблется от 70 до 90° С, содержание кремнезема-от 160 до 320 мг/л. Согласно графику растворимости α-кристобалита [10], его растворение осуществляется при температурах около 70°С и концентрациях в воде кремнезема порядка 160 мг/л. При тех же концентрациях кремнезема и повышении температуры до 90°C система становится равновесной. При температуре 70°C и содержании кремнезема 300 мг/л а-кристобалит находится в состоянии насыщения. Таким образом, кремнезем из опализированных гравелитов может поступать в бассейн седиментации в период обильных атмосферных осадков, контролирующих температуру и концентрацию этого компонента в термальных водах (см. табл. 3). В относительно сухие периоды кремнезем выпадает в осадок. Небольшие содержания аморфного кремнезема и кварца во взвеси и в глинистой фракции донных осадков, близких по своему составу осадкам в целом, свидетельствуют об ограниченном масштабе этого процесса в седиментогенезе оз. Серное и о незначительной роли опализированных гравелитов в качестве источника осадочного материала.

Главным источником осадочного материала является второй ярус фундамента озера, представленный рыхлыми аргиллизированными тефроидами (см. фиг. 1).

При сравнении формул химического состава аргиллизированных пород и осадков озера наблюдаются следующие их различия (см. табл. 1). В осадках двухвалентное железо полностью отсутствует, трехвалентного железа значительно меньше, чем в породах фундамента. Осадок также обедняется кремнеземом, кальцием и натрием, основным его компонентом остается смектит.

На рентгеновской дифрактограмме смектита из донных осадков в природном состоянии фиксируется базальное отражение d(001) = 13,0 Å, которое увеличивается до 17,6 Å после насыщения препарата глицерином и уменьшается до 9,5 Å после прокаливания до 550° C (см. фиг. 2, обр. C-2-79). Дифракционная картина смектита из осадков имеет полное сходство с дифракционным спектром, полученным для смектита из взвеси (см. фиг. 2).

На дериватограмме данного образца (см. фиг. 3, обр. С-2-79) так же, как и у смектита из пород фундамента, имеются два эндотермических эффекта: при 160 и 220° С. Первый вызван выделением гигроскопической воды, второй — удалением воды, связанной с межслоевыми катионами. Эндотермические эффекты при 560 и 720° С обусловлены дегидроксилизацией октаэдров. В отличие от смектита, распространенного в породах фундамента, в минерале из осадков первая эндотермическая остановка сдвигается в область более высоких температур, что свидетельствует о более прочной связи в нем групп ОН с катионами октаэдров.

Инфракрасный спектр смектита из осадков аналогичен спектру минерала из фундамента (см. фиг. 4). На ИКС-кривой четко выделяется полоса 3650 см⁻¹ колебаний ОН-групп, связанных с межслоевыми катионами. ИКС-кривая менее выразительна в области 1500 см⁻¹, обусловленной колебаниями Si—О-групп, ввиду примеси в пробе кварца, имеющего более широкую полосу в этом интервале частот.

Кристаллохимическая формула смектита, рассчитанная по данным химического анализа (см. табл. 2, обр. С-2-79), имеет вид:

 $Ca_{0,14}Mg_{0,05}[Si_{3,79}Al_{0,21}](Al_{1,76}Mg_{0,17}Fe_{0,07}^{3+})O_{10}(OH)_{2}.$

Кристаллохимические параметры смектита: X = 0,21; Y = 0,17, X + Y = 0,28 и Z = 0,07 свидетельствуют о том, что он является низкозарядным алюминиевым меложелезистым бейделлитом. По сравнению с бейделлитом из взвеси в этом минерале содержится значительно меньше октакатионов трехвалентного железа и несколько больше октакатионов магния, которые, судя по кристаллохимической формуле, мигрируют в октаэдры из межслоевых позиций. В составе межслоевых катионов 74% приходится на кальций, помимо кальция присутствует также магний.

Электронографическое изучение бейделлита оз. Серное позволило установить, что в природном состоянии он имеет неупорядоченную структуру. После насыщения минерала катионом калия на его ЭКТ фиксируется набор пространственных отражений hkl. Индецирование и анализ распределения интенсивностей позволили установить как параметры элементарной ячейки бейделлита: a = 5,19, b = 8,98, c = 10,09, $\beta = 99,86$, $c\cos\beta$ $c \sin \beta = 9.95$ =0,333, так и характер распределения октакатиоа нов по возможным позициям в слоях 2:1. Оказалось, что в отличие от обр. 82-35 (смектит из фундамента), где трансоктаэдрические позиции были практически полностью заселены, в данном бейделлите осуществляется равновероятное распределение катионов по доступным октаэдрическим позициям, о чем свидетельствует равномерное распределение интенсивностей на первом эллипсе ЭКТ. Очевидно, подобное перераспределение октакатионов и некоторое изменение состава межслоевых катионов произошло в процессе перемещения исходного тефроидного смектита (монтмориллонита) в озерный бассейн с иной геохимической средой.

Рассмотренный материал по литологии оз. Серное является модельным для познания генезиса глинистых минералов в гидротермальных озерах. Изучение минерального фазового состава и кристаллохимических особенностей позволило установить, что глинистые минералы образуюгся при гидротермальном изменении вмещающих пород и вносятся из них в озерный бассейн осадкообразования термальными водами. Наряду с этим поступление глинистых минералов может происходить в результате сноса поверхностными водами из береговых пород. Причем доля каждого источника материала для осадков озера зависит от термальной активности и величины поверхностного водосбора. В оз. Серное поступление материала в результате термальной активности подавляет поверхностный сток. В этом случае практически весь осадочный материал вносится в бассейн осадкообразования термальными водами.

Помимо глинистых минералов, представленных смектитами, глубинный поток контролирует формирование таких компонентов осадка, как самородная сера и минералы кремнезема. При увеличении водосбора роль поверхностного стока возрастает и, как это показано на примере оз. Хлоридное, в составе донных осадков увеличивается терригенный компонент поверхностного формирования, представленный каолинитом [3].

Перенос и осаждение глубинного тефроидного смектита, представленного высокозарядным монтмориллонитом, в изменившихся гидрогеохимических обстановках приводит к его изменению. При падении температуры среды минералообразования смектита от 150 до 70° С и рН от 6,3 до 5,0—5,4 в среде миграции из его октаэдров выносится около 60% магния и 25% трехвалентного железа. Причем железо выносится полностью, а магний в основном перемещается в межслоевые позиции. При этом калыций из межслоев переходит в раствор. Отмеченные изменения приводят к перераспределению зарядов в слоях 2 : 1 и к превращению высокозарядного монтмориллонита в низкозарядный бейделлит. В захороненном осадке наблюдается дальнейший вынос из бейделлита трехвалентного железа, а магний из межслоев мигрирует в октаэдры, равновероятно распределяясь по доступным октаэдрическим транс- и циспозициям. Кальций сорбируется бейделлитом из илового раствора и вновь занимает место в межслоевых позициях.

Литература

- 1. Дислер В. Н., Автандилова Н. И. Геохимия кремнезема слабоминерализованных гидротерм в зоне гипергенеза. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 2, с. 22-31
- 2. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1, с. 84—114. 3. Ерощев-Шак В. А., Карпов Г. А., Ильин В. А. Литология гидротермального оз. Хло-
- ридное на Камчатке.— Литология и полезн. ископаемые, 1985, № 1, с. 35-48.
- 4. Заварзин Г. А., Карпов Г. А. Роль бактериальных факторов в современном гидротермальном минералообразовании в кальдере Узон. Докл. АН СССР, 1982, т. 264, с. 244—247.
- 5. Карпов Г. И., Заварзин Г. А., Ерощев-Шак В. А. Роль биогенного фактора в формировании среды зоны аргиллизации в областях современных гидротермальных систем и сольфатарных полей.— Вулканология, 1984, № 2, с. 64—75.
- 6. Пилипенко Г. Ф. Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон.-В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, c. 72—83.
- 7. Пилипенко Г. Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии.-В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, c. 83—110.
- 8. Томашенко А. Н., Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В. Эпигенетическая зональность и координационное положение АІ в диоктаэдрических минералах глин.-В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, c. 161—164.
- 9. Ципурский С. И., Дриц В. А., Чекин С. С. Выявление структурной упорядоченности нонтронитов электронографическим методом косых текстур.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 105—113.
- 10. Fournier R. O., Truesdell A. H. Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Jellowstone National Park. Wyoming, USA. Symp. on the dev. and Uti. of geothermal Res., 1970, v. 2, pt 1, p. 529-535. 11. Zillig W., Steller S., Schöfer W. e. a. Thermoproteales: a novel type of extremely
- thermoaidophilic anaerobic archaebacteria isolated from icelandic solfataras. 1981. Zbl. Bact., Hyg. 1, Abt., Orig., C2, p. 205-227.

ГИН АН СССР Москва

Поступила в редакцию 19.III.1984

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2, 1985

УДК 551.762 : 551.31

ЭТАПЫ ПРОЦЕССОВ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

ПОЛЯНСКИЙ Б. В.

На основанни литолого-фациального и циклического анализов на примере триас-юрской угленосной формации Зеравшано-Гиссарской горной области рассматриваются вопросы генезиса континентальных осадков в пределах межгорных осадочных бассейнов. Доказывается несостоятельность свитного деления формаций континентального генезиса для целей их расчленения и сопоставления и предлагается корреляция процессов осадконакопления в регионе на основе седиментационных макроциклов. Подтверждается повсеместное наличие позднетриасовых грубообломочных отложений грауваккового состава, несогласно перекрытых юрскими осадками преимущественно кварцевого состава.

Типично континентальные по генезису раннемезозойские угленосные формации широко представлены в пределах Среднеазиатского эпиплатформенного орогена (южные склоны Гиссара, центральный Таджикистан, горное обрамление Ферганской депрессии, Киргизия и Южный Казахстан) [1—4, 7]. Показательны для этого типа угленосных формаций разрезы Зеравшано-Гиссарской горной области [9, 16], рассмотренные ниже.

Позднетриас-юрские, в основном грубообломочные, отложения характеризуются трудностью стратиграфического расчленения и датировки по растительным остаткам; плохой выдержанностью по площади, фрагментарностью выходов в современных структурах, сильной изменчивостью мощностей и фациального состава. Эти их особенности обусловили создание многочисленных местных стратиграфических схем с разделением континентальных отложений на свиты, привязанные часто условно к ярусам международной стратиграфической шкалы [1, 2, 6, 8, 15, 18].

Почти ежегодно в этих схемах исчезают старые и появляются новые свиты, которые часто объединяют ряд ранее принятых; ведутся постоянные дискуссии в отношении правомочности выделения тех или иных свит, примером чему служат прошедшие совещания по стратиграфии юры Средней Азии [19, 20], с частью решений которых до сих пор многие из стратиграфов не согласны.

В рассматриваемых континентальных отложениях, обычно аллювиально-озерного генезиса, границы выделяемых стратиграфами свит часто произвольны, проводятся без учета общих закономерностей накопления этих отложений, этапности осадочного процесса, влияния древнего рельефа и конседиментационных тектонических движений. Свиты объединяют отложения лишь по преобладающему петрографическому составу без учета их генезиса [1, 2].

Число выделенных свит для континентальных отложений центрального и северного Тянь-Шаня достигло в настоящее время 26. Существуют даже схемы стратиграфического расчленения юры для районов Зеравшано-Гиссарской горной области, южной Ферганы, восточной Ферганы, Ферганского хребта и Прииссыккулья [1, 2, 19, 20], различающиеся названиями свит и их авторами.

Однако можно выделить признаки формаций, единые для крупных участков земной коры определенной геотектонической принадлежности, в частности для рассматриваемых раннемезозойских угленосных формаций Среднеазиатского постплатформенного орогена. К таким основным



признакам относятся: цикличное строение разрезов, отражающее этапность и динамику седиментационных процессов и выраженное направленным и периодическим изменением литологического и фациального состава отложений; изменение окраски, минеральной и органической составляющих — как результат накопления осадков в разных палеоструктурах и климатических изменений. Эти общие признаки позволяют наметить более конкретные корреляционные реперы (внутриформационные размывы, направленное и периодическое изменение фациального состава, наличие и распределение угленосности, признаки морских фаций, сингенетическое изменение окраски пород и т. д.) для разобщенных на площади и неравнозначных по мощности и составу континентальных отложений и производить их расчленение и корреляцию.

В рассматриваемых разрезах повсеместно отмечается периодическая повторяемость литологического и фациального составов разных масштабов как результат изменения тектонической активности и выражается в виде элементарных мезо- и макроциклов, предложенных ранее для угленосных формаций других регионов [26]. Циклический анализ юрских отложений Средней Азии (Фан-Ягноб) был проведен в 1961 г. [12].

Для анализа этапности процессов седиментации и корреляции формаций нами выбран макроцикл, так как элементарные и мезоциклы отражают лишь кратковременную смену условий седиментации в объеме многослоев, а мегацикл, напротив, охватывает всю толщу осадков формации. При этом макроцикл служит оптимальным отражением во времени этапа седиментации определенного фациального содержания, синхронного обычно веку или двум векам, и отчетливо прослеживается по всем разрезам региона, позволяя проводить уверенную корреляцию формаций (фиг. 1).

К основным критериям выделения макроциклов относятся: а) значительные перерывы в осадконакоплении, выраженные иногда корами выветривания, стратиграфическими несогласиями на границах палеозоя триаса и триаса — юры; б) направленная и периодическая смена гранулометрического и фациального составов отложений во время образования формаций; в) процессы торфонакопления, обусловленные оптимальными ландшафтными и климатическими условиями на всей площади региона в ранне-среднеюрское время; г) смена процессов гумидного осадконакопления аридным в батское время, аллювиально-озерно-болотных ландшафтов — дельтовыми и прибрежно-морскими; д) оживление тектонической активности в результате позднекиммерийских движений в предкелловейское время, вызвавшее крупные размывы, стратиграфические несогласия и перерывы седиментации, после чего наступил мощный этап келловей-оксфордской морской трансгрессии.

В рассматриваемых угленосных формациях можно выделить до пяти макроциклов: І — верхнетриасовый (карний — рэт), ІІ — нижнеюрский (геттанг — аален), ІІІ — среднеюрский (байос — нижний бат), ІV среднеюрский (верхний бат) и V — верхнеюрский. Возрастные границы макроциклов не синхронны по всем разрезам и могут изменяться в за-

Фиг. 1. Схема сопоставления разрезов угленосной формации Зеравшано-Гиссарской горной области

 ^{1 —} кора выветривания; 2 — конгломерат, брекчия; 3 — гравелит; 4 — крупно- и среднезернистый песчаник; 5 — мелкозернистый песчаник; 6 — алевролит, аргиллит; 7 — углистый аргиллит; 8 — пласты угля; 9 — известняк (в том числе желваковидный); фации: 10 — грубообломочных осадков горного аллювия и пролювия; 11 — алевропесчаных осадков пойм; 12 — песчано-алевроглинистых осадков зарастающих озер аллювиальной долины; 13 — песчано-алевритовых осадков озер дельт; 14 — углисто-глинистых осадков заболоченных озер; 15 — глинисто-углистых осадков торфяных болот; 16 — гравийных осадков приустьевых частей дельт; 17 — песчаных осадков приустьевых частей дельт; 18 — алевроглинистых осадков заливно-лагунного прибрежноморского мелководья; 19 — глинисто-карбонатных осадков прибрежно-морского мелководья, кр — кухираатская, дж — джижикрутская, км — кухималекская, сф — суффинская, ис — искандерская, к — карабильская

висимости от степени тектонической активности конкретной структурноландшафтной зоны.

Рассмотрим последовательно условия формирования каждого из макроциклов снизу вверх стратиграфически с корреляцией их на площади.

I верхнетриасовый макроцикл. В последние годы наметилась общая тенденция перевода ранее выделенных и подтвержденных флорой позднетриасовых отложений в раннеюрские [1, 10, 13, 18]. В отдельных районах Средней Азии (Гиссарский и Зеравшанский хребты) эти выводы были сделаны на основе детального описания и переопределения остатков флоры из ташкутанской и раватской свит. В других районах (Дарваз, зюрюзаминская свита), напротив, был не только полтвержден позднетриасовый возраст низов угленосной формации мощностью до 2000 м (месторождение Мианаду) [17], но и были дополнительно отнесены к позднему триасу отложения, ранее считавшиеся пермскими [11].

Необходимо учитывать, что мезозойские седиментационные бассейны начали формироваться не с юры, а с позднего триаса, т. е. их заложение было связано с активизацией территории в результате раннекиммерийских тектонических движений на границе палеозоя и мезозоя. Поэтому, на наш взгляд, позднетриасовые отложения, представленные обычно спорадически развитыми грубообломочными породами в основании рассматриваемых формаций, должны иметь более широкое распространение, чем это принято считать, хотя они слабо датированы остатками растений.

В наиболее типичных разрезах угленосных формаций Зеравшано-Гиссарской горной области (месторождения Фан-Ягноб, Назар-Айлок и др.) I макроцикл представлен в основании обычно делювиально-пролювиальными брекчиями или брекчиевидными конгломератами мощностью 20-35 м (раватская свита), которые накапливались в узких межгорных депрессиях, особенно в их прибортовых частях, в виде шлейфов или конусов выноса. Большое влияние на формирование отложений этого макроцикла оказал характер предтриасового рельефа, в котором начали закладываться эти межгорные депрессии. Состав неокатанных обломков этих пород почти идентичен подстилающим отложениям фундамента. Например, в Назар-Айлоке базальные слои сложены почти на 100% обломками подстилающих силурийских сланцев. Базальные брекчии на месторождении Фан-Ягноб состоят из угловатых обломков палеозойских сланцев (сай Джижикрут, устье сая Пасруд) или обломков карбонатных пород палеозоя (сай Шомэ). Эти брекчии в кровле макроцикла переходят в граувакковые песчаники, песчанистые и углистые глины с прослоями угля, с несогласием перекрытые кварцевыми конгломератами основания II нижнеюрского макроцикла. Из базальных слоев разреза в разные годы были определены остатки позднетриасовой [21], раннеюрской [!, 15] или даже тоар-ааленской [6] флоры. Такая путаница в определении возраста этих слоев вызвана тем, что упомянутые авторы отбирали остатки растений, видимо, из разных базальных слоев. Известно, что местами в результате несогласного залегания вышележащих юрских отложений финской свиты брекчии раватской свиты отсутствуют или сохраняется лишь верхняя часть свиты. Поэтому за базальные слои угленосной формации в этом случае принимали уже юрские, преимущественно кварцевые конгломераты, резко отличные по составу от триасовых [15].

В устье р. Пасруд отчетливо видно, как конгломераты фанской свиты на коротком расстоянии срезают брекчии раватской свиты мощностью до 30 м и ложатся на палеозойские образования (фиг. 2). На это несогласие указывали еще Т. А. Сикстель [21] и Ш. К. Кабилов [12], по мнению которых оно однозначно доказывало разновозрастность этих свит. Этот вывод подтверждался и определениями остатков позднетриасовых растений из кровли раватской свиты [21]. Можно оспаривать триасовый возраст этой флоры, но нельзя отрицать факт стратиграфического несогласия между раватской и фанской свитами [15] и их разновозрастность, как и вообще не заметить брекчий раватской свиты [1, 2]. В верховьях сая Hay-Матек нами были описаны другого типа красноцветные бокситоносные брекчиевидные глинистые отложения I макроцикла мощностью 47 м, лежащие с несогласием на силурийских сланцах. Выше с размывом залегают юрские отложения с кварцевыми конгломератами в основании.

Р. З. Генкина и др. [1] относили в целом к нижней юре раватскую и фанскую свиты на основании «определенных черт сходства» споровопыльцевого комплекса из низов раватской свиты с нижнелейасовым комплексом из районов Тургайского прогиба. Приполярного Урала и Южного Мангышлака [1, с. 63], далеко удаленных от Фан-Ягноба. Однако там же они отмечают более древний (рэтский) облик спорово-пыльцевого комплекса из низов раватской свиты. Далее также подчеркивается близость раватского флористического комплекса к «верхнетриасовому комплексу верхов верхней туракавакской подсвиты Кавакской впадины, низам базальной и верхней части коктуйской свиты Иссык-Куля» [1, с. 68], т. е. районов, более близких к Фан-Ягнобу. Авторам этой монографии следовало бы быть более последовательными в обосновании возраста изученных свит, так как они делают далеко идущие выводы, находящиеся в явном противоречии с вышеприведенными данными, а именно: «При датировке и корреляции юрских континентальных отложоний Средней Азии... основной материал дает сам разрез и его палеоботаническая характеристика... Обоснование возраста палеофлористических комплексов кроме необходимого сравнения с «датированными» комплексами должно включать в себя анализ самих комплексов, характер изменения их в разрезе (во времени) и анализ появления молодых форм, их количества, сочетания с более древними элементами... Все это в целом дает более объективную картину для установления возраста выделяемых комплексов в изучаемом регионе» [1, с. 46].

Первый макроцикл в виде базальных брекчий спорадически представлен в Зеравшано-Гиссарской горной области (120 м — Назар-Айлок; 20 м — Рамит) и по периферии Ферганской впадины (40 м — камышбашинская свита, Шураб и 10 м — Маркай) [22]. Везде эти брекчии с разной степенью стратиграфического несогласия и с размывом перекрыты юрскими базальными отложениями. В отдельных случаях угленосные отложения юры подстилаются либо брекчиями мощностью 2—3 м в кровле известняков карбона, либо корами выветривания предположительно позднетриасового возраста (Зидды, Тавасанг, Пашми-Куна и др.).

Таким образом, рассмотренный I макроцикл характеризует начальный период накопления угленосных формаций в условиях активизации раннекиммерийских движений в позднетриасовое время и представлен практически несортированным грубообломочным граувакковым материалом, заполнявшим отдельные изолированные эрозионные впадины в предтриасовом рельефе.

II нижнеюрский макроцикл. С этим макроциклом связано начало процессов торфонакопления в пределах унаследованных с позднего триаса и расширявшихся межгорных и предгорных прогибов, где развивались аллювиальные долины. Второй макроцикл охватывает отложения от геттанга до синемюра или до аалена только в седиментационных бассейнах Зеравшано-Гиссарской горной области (Фан-Ягноб), а также по периферии Ферганского бассейна (Шураб, Аркит), в районах Ферганского хребта (Туюк, Каргаша-Коккия) и в Прииссыккулье (Кавак, Согуты, Минкуш). Он представлен более зрелыми по составу граувакк-кварцевыми грубообломочными и песчано-глинисто-угленосными отложениями предгорного аллювия и озерно-болотных фаций. В местах поднятий древнего рельефа, унаследованных обычно с позднего триаса, низы лейаса выпадают и формация начинается отложениями тоара, представленными угленосными отложениями с маломощными базальными слоями. Такие факты известны на месторождениях Тавасанг, Зидды, Назар-Айлок в Зеравшано-Гиссарской горной области; Донгузтау — в Ферганском хребте; Алдыяр, Ташкумыр — в Фергане. В целом для II макроцикла характерна отчетливая направленная периодическая смена

51

4*



Фиг. 2. Несогласное залегание юрских базальных конгломератов фанской свиты на верхнетриасовых отложениях раватской свиты в устье сая Пасруд 1 — крупнообломочная брекчия; 2 — мелкообломочная брекчия; 3 — конгломерат; 4 — гравелит; 5 — песчаный алевролит; 6 — алевролит; 7 — прослой угля; 8 — метаморфические сланцы силура

осадков от русловых аллювиальных грубообломочных фаций к тонкозернистым озерно-болотным, что свойственно горно-аллювиальному типу седиментации.

На рассматриваемой территории II макроцикл имеет различное строение, хотя в большинстве разрезов в целом представлен снизу грубообломочными породами фаций руслового аллювия предгорного типа (санджарская свита в юго-западных отрогах Гиссара, фанская свита в ценгральном Таджикистане, согульская, сарыкамышская, коккиинская свиты в Фергане). Местами процессы седиментации не достигли завершающей стадии торфонакопления, и в результате русловые фации сменяются в конце макроцикла безугольными отложениями озерных фаций (месторождения Фан-Ягноб, Маркай, Шураб и др.). В условиях же узких межгорных долин весь II макроцикл представлен почти целиком грубообломочными осадками предгорных русловых аллювиально-пролювиальных фаций с частыми размывами и незначительным торфонакоплением (месторождения Пашми-Куна, Рамит).

На возвышенностях древнего рельефа, вероятно унаследованных с позднего триаса, II макроцикл или полностью выпадает из разрезов (югозападные отроги и южные склоны Гиссара — Ширкент, Санг-Миля; восточная Фергана — Алдыяр; Ферганский хребет — Салам-Алик и др.) или значительно сокращен в мощности снизу, начинаясь фациями торфяников долинного типа и заболачивающихся озер (месторождения Ташкутан, Шаргунь, Зидды на Гиссаре; Согуты, Минкуш в Прииссыккулье; Ангрен в Приташкентском районе). Формирование этих мощных торфяников, давших начало пластам угля мощностью от первых до нескольких десятков метров, происходило на небольших по площади поднятиях древнего рельефа или их склонах. При переходе к впадинам обычно мощные пласты расщепляются, торфяная масса разубоживается глинисто-песчаным материалом в проточных торфяниках.

Несмотря на рассмотренные фациальные различия отложений II макроцикла все они представляют единый комплекс фаций аллювиальных долин, различающихся принадлежностью к разным их частям.

III с реднеюрский макроцикл. Начало этого макроцикла связано с максимумом развития процессов торфонакопления в регионе, которые местами начались с ранней юры. Наиболее угленасыщенные части разрезов приходятся на области крупных межгорных прогибов (Фан-Ягноб, Назар-Айлок). III макроцикл, так же как и II. имеет направленность процессов осадконакопления от грубо- к тонкообломочным и представлен, в основании гравийно-галечными отложениями фаций руслового аллювия, сформировавшимися после очередного оживления тектонической активности территории. Он практически составляет по мощности основную часть угленосных формаций, особенно в прогибах, и отчетли во подразделяется на три (реже четыре) мезоцикла. Каждый из мезоциклов относится к аллювиально-озерно-болотному типу [26], начинаясь русловыми и заканчиваясь озерно-болотными фациями.

Значительная угленосность, приуроченная к III макроциклу, свидетельствует о частом и периодическом заполнении осадками прогибов и заболачивании их обширных краевых участков.

На месторождении Фан-Ягноб к III макроциклу относится джижикрутская свита (см. фиг. 1) суммарной мощностью 560—640 м, которая содержит до 20 пластов угля мощностью 0,2—12,0 м.

Необходимо отметить, что подошвы свит по наиболее детальному разрезу месторождения Фан-Ягноб [15] находятся выше горизонтов грубообломочных пород, начиваясь без всякой закономерности со слоев вышележащих песчаников. На наш взгляд, было бы логичнее подошвы свит начинать с грубообломочных отложений, которые фиксируют начало кочкретных этапов континентальной седиментации или циклов. В нашем случае III макроцикл следует начать с мощной пачки конгломератов (28,5 м). Кстати, по правилам стратиграфической классификации и номенклатуры [25] кухираатская и джижикрутская свиты не соответствуют рангу свит, так как их невозможно выделить ни в одном из других разрезов Зеравшано-Гиссарской горной области.

На угольных месторождениях Тавасанг и Назар-Айлок III макроцикл охватывает также основную угленосную часть разреза (до семи пластов угля), отделяясь снизу размывами в основании грубообломочных пород и перекрываясь безугольными верхнебатскими отложениями.

VI среднеюрский макроцикл. В конце среднейюры повсеместно на территории Среднеазиатской эпигерцинской платформы произошли значительные ландшафтные и климатические изменения, отразившиеся на фациальном составе осадков. В конце бата отмечается прекращение торфонакопления, исчезновение серых и появление красноцветных тонов окраски пород, что связано с изменениями геохимической среды седиментации с гумидных на аридные и фациальные условия. Остатки растений еще сохраняются в этих отложениях, но состав их существенно видоизменяется в результате уменьшения влаголюбивых и увеличения ксерофитных форм [21].

На месторождении Фан-Ягноб к IV макроциклу можно отнести кухималекскую безугольную свиту (см. фиг. 1), наиболее полно представленную по разрезу Джижикрут песчано-алевритовыми породами, максимальной мощности 70 м. Местами на месторождении (участки Канти — Пасруд) эти отложения отсутствуют и мощные конгломераты верхней юры с эрозионным контактом ложатся на угленосные отложения, так как предкелловейской эрозией было уничтожено до 150 м пород верхного бата.

Четвертый макроцикл также отчетливо отмечен и по разрезам Тавасанг и Кштут-Зауран, где он начинается базальными конгломератами, переходящими выше в слой переслаивающихся песчаников и пестроцвегных алевролитов. Общая мощность этих отложений составляет 60 м.

Резкие изменения мощности кухималекской свиты, вплоть до ее срезания на Назар-Айлоке (см. фиг. 1), говорят о несогласии, связанном, вероятно, с проявлением начальных этапов позднекиммерийской фазы тектогенеза. Видимо, это явление зависело от степени тектонической подвижности отдельных частей территории эпигерцинской платформы.

Пестроцветные отложения IV макроцикла почти повсеместно отмечены по разрезам и северного Тянь-Шаня. В юрских отложениях периферии Ферганской депрессии границы IV макроцикла не так отчетливы, как в центральном Таджикистане, благодаря формированию осадков в условиях устойчивых и более обширных по площади седиментационных бассейнов аллювиально-дельтового типа [5, 24]. Так, по разрезам Шураба и Сулюкты (игрысайская свита и ее аналоги), Маркая (куденбулакская свита) мощность этих отложений достигает 180 м (Шураб). Они представлены в основном алеврито-глинистыми осадками фаций обширных слабопроточных озер приморских равнин и дельт, с редкими остатками гинкговых, хвойных и, реже, папоротников и цикадофитов [21, 22]. Нижняя граница IX макроцикла (как и на Фан-Ягнобе) определяется по крупному эрозионному размыву, смене окрасок пород (появлению пестрых окрасок), исчезновению угленосности и более редкому, чем ниже, растительному детриту, часто первично-окисленному. Верхняя граница хотя и не так четко выражена, как в центральном Таджикистане, но отчетливо фиксируется горизонтом конгломератов, залегающим в основании перекрывающей красноцветной толщи верхней юры (V макроцикл).

О предкелловейском несогласни можно судить предположительно, по значительной разности мощностей пестроцветных отложений IV макроцикла, который местами сокращается до 50 м (Сулюкта). Если здесь и существует несогласие между средней и верхней юрой, то оно, безусловно, выражено слабее, чем в Зеравшано-Гиссарской горной области.

V верхнеюрский макроцикл. Как указывалось выше, отложения этого макроцикла в рассматриваемых разрезах повсеместно начинаются базальными конгломератами и залегают с размывом и стратиграфическим несогласием. Представлены фациями приморских грубообломочных красноцветных терригенных и мелководно-морских карбонатно-терригенных отложений (суффинская, искандерская и карабильская свиты (см. фиг. 1).

Состав базальных конгломератов V макроцикла, как правило, характеризуется появлением гальки известняка, отсутствующей ниже по разрезу (Фан-Ягноб). Это говорит не только о появлении новых источников сноса, но и об аридизации климата в поздней юре. В аридных условиях обломки известняка хуже поддаются процессам разложения, чем в более агрессивных условиях ранне-среднеюрского гумидного климата. Подобное явление на границе триаса и юры отмечала Т. А. Сикстель [21].

Мощность V макроцикла колеблется от 50 до 300 м (275 м на Фан-Ягнобе, 80 — на Шурабе); максимальная мощность наблюдается в тех разрезах, где макроцикл наиболее сохранился от последующего предраннемелового размыва. Возрастные границы V макроцикла весьма условны из-за редких находок определимых остатков морской фауны.

В пределах центрального Таджикистана и Ферганской депрессии наличие отложений верхней юры считалось проблематичным, так как не было прямых фаунистических данных, а фациальный состав характеризовался субконтинентальным генезисом. Остатки флоры были найдены в единичных пунктах [19].

В 1978 г. В. С. Лучников [14] на месторождении Фан-Ягноб обнаружил в красноцветных известняках, ранее относимых к мелу, морскую фауну келловея — оксфорда, которая, на наш взгляд, однозначно доказывает проникновение позднеюрского моря с юга вплоть до широты р. Зеравшан.

Целый ряд косвенных признаков в разрезах юры южной и даже северной Ферганы (Сулюкта, Маркай, Ташкумыр) позволяет предполагать продвижение морской трансгрессии в поздней юре и в Палеоферганскую депрессию с запада и востока, на что указывали Н. В. Шабаров [27], П. А. Шехтман [28], В. А. Бабадаглы, А. Джумагулов [3]. Таким признаком является, например, наличие прослоев известняка среди красноцветных пород верхов разрезов с редкими остатками позднеюрских морских и солоноватоводных двустворок и двоякодышащих [3]. Красноцветная окраска и карбонатный цемент пород, характерные для отложений поздней юры более южных районов Средней Азии, также косвенно подтверждают позднеюрскую датировку этих пород. Кроме того, их фациальный состав резко отличен от пород IV макроцикла и характеризуется: 1) песчано-галечными осадками прибрежных пляжей и конусов выноса крупных речных дельт в прибрежно-морскую зону; 2) мощными карбонатными алеврито-глинистыми осадками фаций прибрежных лагун и озер и маломощными карбонатными осадками мелководных морских водоемов.

Позднетриасово-юрские угленосные формации континентального генезиса широко распространены в пределах центральной и северной частей Средней Азии и наиболее типичны в центральном Таджикистане (разрезы Фан-Ягноб, Тавасанг, Назар-Айлок и др.). Их расчленение и корреляция значительно затруднены из-за сильной литологической и фациальной изменчивости и резких изменений мощностей и часто противоречивой датировки по растительным остаткам. Разделение формаций на многочисленные свиты, проводимое стратиграфами, не решает вопросов корреляции, а лишь усложняет их, так как свиты не прослеживаются по всему региону, их границы условны и литологически не обоснованы.

В наиболее представительном разрезе месторождения Фан-Ягноб выделено пять макроциклов: верхнетриасовый, нижнеюрский, байос-багский, верхнебатский и верхнеюрский, которые в разном объеме прослежены по всей горной области. Қаждый из макроциклов имеет направленность процессов седиментации от более грубых осадков к тонким на общем фоне снижавшейся во времени тектонической активности и постепенной компенсации бассейнов осадконакопления.

Первый позднетриасовый макроцикл, соответствующий раватской свите, представлен маломощными базальными делювиально-пролювиальными грубообломочными осадками, выполнявшими узкие эрозионные зачаточные межгорные депрессии в предтриасовом рельефе. Этот макроцикл характеризует инициальный этап накопления угленосных формаций, обусловленный активизацией раннекиммерийских тектонических движений.

Второй раннеюрский макроцикл, соответствующий фанской и кухираатской свитам, представлен в основании несогласно залегающими грубообломочными преимущественно кварцевыми отложениями фаций предгорного аллювия, выше сменяющимися песчано-глинистыми породами озерно-болотного генезиса. Он отвечает началу процессов торфонакопления в расширявшихся межгорных речных долинах и отделяется от первого макроцикла стратиграфическим несогласием.

Третий макроцикл составляет самую мощную и угленасыщенную часть формации, охватывающую джижикрутскую свиту, представленную чередованием элементарных циклов и мезоциклов аллювиально-озерноболотного генезиса в условиях относительно спокойного тектонического режима и гумидного климата.

Четвертый среднеюрский макроцикл характеризуется дальнейшим расширением межгорных прогибов, снижением контрастности рельефа, вызвавшим уменьшение грубообломочного материала и прекращение процессов торфонакопления. Последнее, во-первых, было обусловлено недокомпенсацией прогибов и отсутствием оптимальных ландшафтных условий для развития болот, а во-вторых, было связано с началом аридизации климата и сокращением растительного покрова. Отложения этого макроцикла были в основном уничтожены предкелловейской эрозией, обусловленной проявлениями позднекиммерийской фазы тектогенеза, и сохранились лишь в крупных межгорных прогибах.

Пятый верхнеюрский макроцикл, расположенный выше угленосной формации, представлен пачкой красноцветных (в основании грубообломочных, выше песчано-глинистых) пород с прослоями известняков, содержащих остатки пелеципод келловея — оксфорда. Верхняя граница макроцикла определяется несогласным налеганием нижнемеловых конгломератов. Этот макроцикл характеризует северную краевую часть позднеюрского морского бассейна, трансгрессия которого вызывала значительную эрозию положительных форм рельефа. Море проникало с юга вплоть до широты р. Зеравшан, а в Ферганскую депрессию, возможно, с запада и востока.

Литература

^{1.} Алиев М. М., Генкина Р. З., Дубровская Е. Н., Никишова В. М. Юрские континентальные отложения гостока Средней Азии. М.: Наука, 1981. 187 с.

- 2. Алиев М. М., Крылов И. А., Генкина Р. З. и др. Юрз юга СССР. М.: Наука, 1983. 143 c.
- 3. Бабадаглы В. А., Джумагулов А. Стратиграфия мезозоя юго-западной Киргизии. Т. 1. Л.: Недра, <u>1</u>968. 223 с.
- 4. Бебешев И. И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта. М.:
- Наука, 1976. 140 с. 5. Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы.— Литолог. с6., 1948, № 1, с. 12—48.
- 6. Буракова А. Т., Микулин М. В., Курбатов В. В. Возрастное деление юрской толщи Зеравшано-Гиссарской горной области по флористическим данным (Таджикистан).— Вестн. ЛГУ, 1973, № 12, с. 45—51.
- 7. Валиев Ю. Я. Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. М.: Наука. 1977. 152 c.
- 8. Вахрамеев В. А. Ярусное расчленение юры южных районов СССР по данным палеоботаники. — Сов. геология, 1969, № 6, с. 8—18.
- 9. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 6. М.: Недра, 1968. 472 c.
- 10. Гомолицкий Н. П., Добрускина И. А. Есть ли в Средней Азии флороносные верхнетриасовые отложения? - Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. ХІ (5), с. 55-71.
- 11. Давыдов В. И. О находке флоры в «иоллихарской» свите на юго-западном Дарва-зе.— Докл. АН ТаджССР, 1976, т. 10, № 12, с. 42—44.
- Кабилов Ш. К. Условия осадконакопления юрских угленосных отложений Фан-Ягнобского каменноугольного месторождения. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, 1961, т. IV, с. 47—64. 13. Лучников В. С. Проблема рэта в континентальных отложениях Средней Азин.—
- Сов. геология, 1976, № 11, с. 101-110.
- 14. Лучников В. С. Верхнеюрские морские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 238—141.
- 15. Лучников В. С. Стратиграфия угленосных отложений юры Центрального Таджи-кистана. Сов. геология, 1982, № 9, с. 75—85.
- Полянский Б. В. Типы стратиграфических разрезов юрских отложений Централь-ного Таджикистана.— Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1973,
- № 1 (47), с. 84—92. 17. Полянский Б. В. Триас-нижнеюрские осадочно-вулканогенные отложения северо-восточной части Афгано-Таджикской депрессии.— Докл. АН ТаджССР, 1973, т. XVI, № 3, с. 34—37.
- 18. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
- 19. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней
- Азии (Самарканд, 1971). Л., 1977, с. 1—48. 20. Решения Совещания по разработке унифицированных Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959. 130 с. стратиграфических схем
- 21. Сикстель Т. А. Юрская флора каменноугольного месторождения Фан-Ягноб.-Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. II, 1952. 68 с.
- 22. Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Самарканд: Изд-во СамГУ, 1960. 146 с.
- 23. Сикстель Т. А. Флора рэта и лейаса Средней Азии и ее стратиграфическое значение. В кн.: Доклады советских геологов на І Международном коллоквиуме по
- юрской системе. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1962, с. 359—370. 24. Станкевич Ю. В. Некоторые вопросы истории формирования юрских угольных месторождений Ферганы.— Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, 1956, вып. VI, с. 507— 517.
- 25. Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л.: Недра, 1965. 33 c.
- 26. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 198, с. 21—37.
- 27. Шабаров Н. В. Мезозойские угленосные районы Средней Азии (тезисы докл. на XVII межд. геол. конгр.). ОНТИ, 1937. 56 с.
- 28. Шехтман П. А. Геология Среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Ташкент: Фан, 1941. 213 с.

Поступила в редакцию 14.VI.1983

гин Москва УДК 553.492.1 (470.5)

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДЕВОНСКИХ БОКСИТОВ СЕВЕРНОГО УРАЛА

БОГАТЫРЕВ Б. А., АЛЫРЧИКОВА А. Н., ЯШИНА Р. С.

В статье рассмотрены условия образования различных литологических типов бокситов.

На Северном Урале обычно выделяют следующие литологические типы бокситов, легко отличаемые макроскопически по цвету и физическим свойствам: 1) красные маркие; 2) красные немаркие (каменистые); 3) яшмовидные; 4) пестроцветные; 5) бокситы-колчеданы; 6) «тигровые»; 7) обеленные; 8) «порфировидные» и др. Основная масса рудных залежей сложена тремя первыми типами. Как видно, названия выделяемых литологических типов не несут генетической информации. О генезисе литологических типов бокситов Северо-Уральского бокситоносного района (СУБР) существуют различные представления.

Условия залегания и взаимоотношение разных типов бокситов. Условия залегания и взаимопереходы различных типов бокситов хорошо известны как по данным геологоразведочных работ, так и по результатам отработки месторождений. Рудная залежь многими геологами в целом рассматривается как выдержанное пластовое тело, залегающее на закарстованной поверхности жединских известняков и выполняющее карстовые полости и воронки в подошве. Бокситы перекрыты эйфельскими битуминозными известняками или сланцами. Рудоносная толща моноклинально (под углом 20-30°) погружается в восточном направлении и местами прослежена на глубину до 2 км, где установлены те же типы бокситов, что и на меньших глубинах. Красные маркие бокситы, как правило, располагаются в средней и нижней частях мощных рудных залежей (>3-5 м) и имеют гематит-диаспоровый состав. Яшмовидные бокситы обычно тяготеют к участкам с небольшой мощностью (<1,5—1 м), к выступам известняков подошвы (фиг. 1), состав их бёмит-гематитовый с шамозитом. Красные немаркие или каменистые бокситы образуют переходные зоны между красными маркими и яшмовидными бокситами с постепенными границами. Они имеют диаспор-бёмитовый состав.

Пестроцветные бокситы, или бокситы-колчеданы, как правило, прослеживаются в виде маломощного (20—30 см), но выдержанного пласта в кровле залежи. Более мощные (до 2 м) залежи тонкослоистых пестроцветных бокситов местами встречаются на Кальинском и Черемуховском месторождениях.

Под пестроцветными бокситами, вдоль трещин и в зонах трещиноватости наблюдаются обеленные бокситы. В зоне современного гипергенеза на глубине до 150—200 м в зонах трещиноватости встречаются каолинизированные «тигровые» бокситы. С поверхности в карьерах отмечены обохренные выщелоченные или «порфировидные» бокситы.

Условия образования бокситов СУБРа. Не претендуя на исчерпывающее изложение всего материала по данному вопросу, остановимся лишь на главных гипотезах, которые имели значительное число сторонников и пользовались популярностью на разных этапах изученкя месторождений.

Один из первооткрывателей СУБРа, Н. А. Каржавин [10] связывал накопление бокситов с «терра-росса». А. Д. Архангельский [1] считал бокситы морскими хемогенно-осадочными, а Е. П. Молдаванцев [11] механически переотложенным в морском водоеме латеритным материалом. Г. И. Бушинский [4], а вслед за ним Е. С. Гуткин [8] п ряд других геологов [3] объясняют образование основной массы красных бокситов одноактной латеритизацией переотложенного алюмосиликатного материала на поверхности известняков. А. К. Гладковский [6] сначала считал бокситы СУБРа морскими хемогенно-осадочными, а затем, резко изменив точку зрения, поддержал гипотезу субмаринного гидротермального генезиса [7].

Значительно разнообразны представления об условиях образования различных литологических типов бокситов. А. Д. Архангельский объяснял образование красных бокситов окислением первично-осадочных морских диаспор-шамозитовых бокситов в субаэральных континентальных условиях по типу латеритного выветривания. А. К. Гладковский [6] и ряд других геологов считали указанные типы бокситов литологическими фациями: красные маркие — прибрежно-морскими, яшмовидные —



Фиг. 1. Распределение литологических типов бокситов в разрезе рудной залежи (по

данным обработки). 1 — светло-серые известняки (D_i); 2 — красный маркий боксит; 3 — красный немаркий (каменистый) боксит; 4 — яшмовидный боксит; 5 — пестроцветный боксит; 6 — битуминозный глинистый известняк (D₂ef)

более глубоководными. П. П. Савченко — один из первых разведчиков СУБРа — связывал формирование литологических типов красных бокситов с диагенезом. По мнению С. И. Бенеславского [2], красные бокситы образовались в результате окисления серых пиритных бокситов. Г.И.Бушинский [4] объяснял возникновение разных литологических типов красных бокситов эпигенезом. Появление «маркости» и повышение пористости он связывал с тектоническими процессами. Е. С. Гуткин [8] считает, что литологические разновидности бокситов возникли при вторичных диагенетических или гипергенных процессах.

Из этого краткого перечня существующих генетических концепций можно сделать вывод о сложности генезиса бокситов данного типа, а также о вероятной их полигенности и большой роли вторичных изменений в образовании разных литологических типов боксилов. По окраске в рудной залежи четко выделяются два типа бокситов: красные (маркие, немаркие и яшмовидные), составляющие основную и промышленную часть рудного тела и залегающие на закарстованной поверхности известняков, и серые, зеленовато-серые, красновато-серые (пестроцветные) бокситы, слагающие маломощную верхнюю часть рудной залежи. Их накопление в различных условиях не вызывает сомнения и подробнее рассматривается ниже.

Условия образования красных карстовых бокситов. Залегание красных бокситов на закарстованной поверхности известняков, в карстовых воронках, карманах и гнездах позволяет относить данные бокситы к карстовому генетическому типу [12]. Однако название «карстовый» не отражает способа их накопления, так как неясно, образовались ли они в результате механического переотложения уже готового бокситового материала латеритных кор выветривания на поверхность известняков или вследствие бокситизации переотложенного алюмосыликатного материала на поверхности известняков? Этот вопрос будет рассмотрен ниже.

По набору элементов-примесей и акцессорным минералам бокситы СУБРа близки к силурийским вулканитам сосьвинской свиты, местами выступающим среди раннедевонских известняков. Минералом-индикатором, указывающим на связь бокситов с вулканическими породами, является титаномагнетит. Не исключается образование бокситов и за счет пирокластического материала. Но более зероятными материнскими породами являются лавы и туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов позднего силура, так как вблизи их выходов в бокситах и аллитах наблюдаются прослои, обогащенные титаномагнетитом. Местами в зонах выклинивания залежей, в бокситах и аллитах встречаются каолинизированные обломки, сохранившие реликты порфировой структуры андезито-базальтов.

Образование бокситов СУБРа за счет механического переотложения латеритной коры выветривания мало вероятно, так как наблюдаемое изменение качества бокситов по латерали противоречит латеритно-осадочной гипотезе: по мере приближения к выходам коры выветривания качество бокситов ухудшается. Полный латеритный профиль выветривания с бокситами в верхней зоне обнаружен на Урале пока в единственном месте — в Ивдельском районе, на площади Краснооктябрьского месторождения [3]. В отличие от всех других участков субстратом для коры выветривания здесь служили вулканогенно-карбонатные породы, чрезвычайно благоприятные для глубокой химической переработки в процессе выветривания. Но и здесь латеритные бокситы характеризуются высоким (до 18%) содержанием SiO, Вследствие этого трудно предполагать, что при механическом переотложении они могли бы дать накопления более качественных бокситов. Вслед за многими исследователями мы считаем более вероятным, что образование бокситов СУБРа обусловлено латеритизацией (бокситизацией) алюмосиликатного материала на поверхности известняков. С удалением от выступов вулканических пород, которые считаются водоупором, можно предполагать улучшение гидродинамических свойств подстилающих известняков. В этом же направлении (с запада на восток) улучшается качество бокситов. Прямым указанием на выветривание алюмосиликатного материала на месте (т. е. уже на поверхности известняков) является сохранение тонкой сагенитовой решетки в кристаллах титаномагнетита, замещенного гематитом и минералами глинозема (бёмитом, диаспором). Тонкая ажурная конструкция не могла бы сохраниться при механическом переотложении. Доказательством выветривания всей толщи на месте могут служить близкий состав обломков и цемента красных бокситов и одинаковый остаточный вектор намагниченности красных карстовых бокситов из разных залежей и месторождений девонских бокситов [9]. Многими исследователями [3, 5, 8] отмечается, что красные маркие бокситы СУБРа по текстурно-структурным особенностям, физическим свойствам (высокой пористости) и химическому составу аналогичны миоценовым бокситам о. Ямайка и плейстоценовым бокситам островов Реннелл и Беллоне (Соломоновы острова). Последние, по мнению многих геологов, образовались в результате выветривания (латеритизации) пеплов и туфов на поверхности известняков. Накопление бокситов на атоллах Реннелл и Беллоне (Соломоновы острова), где развиты одни лишь карбонатные породы, можно связывать только с бокситизацией пеплового или туфового материала, занесенного на остров эоловым путем. Образование бокситов за счет другого возможного источника — нерастворимого остатка плейстоценовых известняков — менее вероятно, так как подстилающие известняки характеризуются высокой чистотой. Кроме того, их химическая денудация проявлена еще незначительно, так как здесь хорошо сохраняются первичные геоморфологические элементы атолла — кюветообразная форма с поднятой рифовой платформой по краям. Для хорошо изученных миоценовых залежей Ямайки, расположенных на высоких (>300 м) гипсометрических отметках, характерно азональное строение с равномерным распределением Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 и преимущественно гиббситовый состав [15]. Это согласуется с исключительно благоприятными условиями выветривания — высокой пористостью и проницаемостью бокситов и подстилающих известняков (коэффициент фильтрации $k=10^{-2}-10^{-3}$ см/с). С. С. Голдич и Х. Р. Берквист [16] отмечают, что на высоких поверхностях зеркалс грунтовых вод никогда не достигает основания бокситовых залежей и большую часть сухого сезона находится в подстилающих известняках на глубине 100 м и более.

В отличие от бокситов высоких уровней, на гипсометрически более низких поверхностях залежи бокситов Ямайки имеют зональное строение с менее качественными бокситами по периферии [15]. Более высокое содержание SiO₂ в нижней части и по краям залежей объясняется воздействием на бокситы грунтовых вод с содержанием SiO₂ более 10 мг/л. Повышенные содержания SiO₂ в бокситах на поверхности, по-видимому, связаны с механическим разубоживанием рудных залежей. На Ямайке рудная залежь выклинивается вблизи выступов меловых вулканитов и нигде не залегает на последних.

Мелкообломочная алевропесчаная структура бокситов, наблюдаемая во всех литологических типах бокситов СУБРа свидетельствует о периодическом местном перемыве бокситового материала и постепенном (а не одноактном) выветривании алюмосиликатного или пеплового материала по мере его поступления на поверхность известняков. Преобладание мелкого (алевропесчаного) и плохо сортированного материала свидетельствует о слабой гидродинамической активности поверхностных водотоков, об отсутствии постоянных рек и ручьев. Присутствие в бокситах оолитов указывает на участие в их формировании истинно-растворенных и коллоидных форм алюминия. По-видимому, выветривание происходило в нейтральной или слабощелочной обстановке. Известно, что почвы атоллов и островов тропических областей имеют слабощелочную реакцию (рН=7,5). Несомненно, вмещающие известняки также подщелачивали почвенные и грунтовые воды, создавая геохимическую обстановку, в которой алюминий растворим крайне слабо. Вследствие этого в бокситах приморских карстовых полей меньше следов химического перемешивания и перераспределения Al₂O₃. Для бокситов данного типа характерны мелкие (десятые доли миллиметра) оолиты с двумя-тремя концентрами. В платформенных бокситах, где почвенные растворы имеют, как правило, кислые значения рН (<5), т. е. могут растворять значительные количества алюминия, размеры оолитов достигают 2-3 см, а число концентров 10 и более. Гравитационная сортировка обломочного материала в красных карстовых бокситах СУБРа почти не встречается. Лишь местами в них заметна слабая слоистость, сформированная, вероятно, в мелких временных водоемах и лужицах. Все литологические типы красных карстовых бокситов СУБРа имеют одинаковую песчано-алевритовую структуру. В плотных яшмовидных бокситах обломочная структура часто незаметна и обнаруживается только при обесцвечивании.

Крутые астратиграфичные границы между красными маркими, каменистыми и яшмовидными бокситами, местами пересекающие слоистость, являются доказательством их эпигенетичности. Приуроченность плотных яшмовидных бокситов к пережимам мощных рудных залежей, к выступам известняков, где сближены более жесткие, чем бокситы, карбонатные породы, наводила на мысль, что здесь прежде всего имело место механическое уплотнение пород. Действительно, по данным обработки, над мощными рудными залежами отмечается некоторое (до 0,5 м) прогибание кровли на расстояние в несколько десятков метров. В самих бокситах местами отмечается вдавливание одних обломков в другие. Вследствие высокой пористости бокситов после захоронения под чехлом осадков литостатическое давление внутри рудной залежи должно было распределяться неравномерно. Над выступами известняков подошвы, где сближены более плотные и жесткие породы, бокситы испытывали бо́льшее уплотнение и давление, чем в глубоких карстовых воронках. При отработке месторождений на верхних горизонтах, в местах, где были сняты литостатические нагрузки, кровля известняков распрямилась, образовав при этом зияющие пустоты высотой до 1 м.

Сказанное свидетельствует о некотором механическом уплотнении красных карстовых бокситов под действием литостатической нагрузки. В то же время вблизи выступов известняков трудно предположить столь сильное механическое уплотнение бокситов, чтобы пористость в них полностью закрылась и образовались яшмовидные бокситы. Нельзя объяснить уплотнением изменение химического состава бокситов в зонах выклинивания залежей и вблизи рыступов известняков подошвы.



Фиг. 2. Изменение физических свойств в разрезе рудной залежи *a* — разрез рудной залежи; *б* — объемный вес, г/см³; *в* — пористость, %; минеральный состав, %: *г* — шамозита, *д* — гематита, *е* — диаспора. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

С целью изучения изменения физических свойств (пористости, объемного веса), химического и минерального состава красных карстовых бокситов был выбран участок рудной залежи Кальинского месторождения со сравнительно спокойным залеганием, без трещиноватости и вторичной переработки.

В разрезе наблюдаются все три литологических типа красных бокситов и пестроцветные бокситы в кровле (фиг. 2, *a*). Разрез опробован равномерно по правильной сетке через 0,5 м. Пробы подвергнуты химическому и минеральному (количественному фазовому рентгеновскому) анализам.

Количественный фазовый анализ проводился методами рентгеновской дифрактометрии [14] на приборе УРС-50 ИМ с использованием Fe_{α} - K_{α} -излучения при скорости записи 1°/20-мин. Были выявлены следующие минералы: диаспор, бёмит, гематит, шамовит Все они имеют очень близкие массовые коэффициенты поглощения Fe-излучения. Это позволило проводить анализ прямым методом оценки дифракционных максимумов либо по высоте рефлексов (для хорошо раскристаллизованных минералов), либо путем измерения их интегральной интенсивности (для высокодисперсных минералов). Воспроизводимость результатов оценивалась путем повторных измерений интенсивности, что обеспечивало точность порядка 10 отн. Изучение шлифов псказало, что все типы красных бокситов имеют практически одинаковую псаммитовую структуру, характеризуются незначительной сортировкой обломочного материала и слабо выраженной слоистостью.

Из трех перечисленных литологических типов бокситов наименее изменены красные маркие бокситы, слагающие центральную часть залежи. Это сильнопористые породы (эффективная пористость 10—20%, объемный вес менее 2,8 г/см³) с рыхлыми обломками. Каменистые бокситы имеют больший объемный вес и характеризуются меньшей (5—10%) пористостью, яшмовидные — менее 5% (см. фиг. 2, б, в). Уменьшение пористости яшмовидных бокситов, тяготеющих к периферии залежей происходит вследствие заполнения пор вторичными минералами — шамозитом, реже пиритом. Ряд исследователей [2, 4, 6] связывают повышение содержания SiO₂ в яшмовидных бокситах с присуствием каолинита. О наличии шамозита в красных яшмовидных бокситах ранее не сообщалось. Закисное железо в бокситах при массовом химическом опробовании не определялось, а в тех случаях, когда это делалось, Fe²⁺ приписывалось хлориту, пириту или сидериту. Базальный рефлекс в 7,0 Å, наблюдаемый на рентгенограммах, связывали с каолинитом.



Фиг. 3. Изменение содержания химических элементов в разрезе рудной залежи, вес. %

Присутствие шамозита в яшмовидном боксите установлено фазовым рентгеновским анализом, а также микродифракцией электронов при изучении его под электронным микроскопом. Состав шамозита, по данным химического анализа (на микрозонде «Камека») следующий, вес.%: Al_2O_3 26,04; FeO 39,98; SiO₂ 21,15; TiO₂ 0,52; MgO 2,22; MnO 0,1; H₂O⁺ 10. В яшмовидном боксите количество шамозита составляет 15—30%. В небольшом (5—10%) количестве он присутствует в красном каменистом и в марком боксите (см. фиг. 2, г). В прозрачных шлифах шамозит не заметен вследствие высокой дисперсности и густой пигментации тонко-дисперсным гематитом.

Распределение в залежи гематита почти негативно по сравнению с распределением шамозита (см. фиг. 2, ∂). В красных марких бокситах содержится — гематита 15—25%, в яшмовидных — около 10%.

Максимальное (60-80%) содержание диаспора наблюдается в центре залежи и связано с красными маркими бокситами, в каменистых и яшмовидных бокситах по периферии залежей количество диаспора снижается до 10% (см. фиг. 2, е), в них преобладает бёмит.

Яшмовидные бокситы характеризуются более высоким содержанием FeO, щелочных и щелочноземельных элементов по сравнению с каменистыми и маркими бокситами (фиг. 3, табл. 1). Максимальные концентрации перечисленных выше компонентов совпадают с контурами распространения яшмовидных бокситов, причем наблюдаемое распределение указанных компонентов в залежах имеет прихотливый характер и крутые границы. Наблюдаемое распределение компонентов в залежах.

Таблица 1

Химический (состав	главных	литологических	типов	бокситов.	Bec.	%
--------------	--------	---------	----------------	-------	-----------	------	---

	Боксит						
Компонент	красный маркий	красный немаркий	яшмовидный				
SiO ₂	1,05	1,36	5,12				
TiO	1,80	1.38	2,20				
AloOa	60.12	58,73	53,49				
Fe ₂ O ₂	22,22	22,42	21,00				
FeO	1,59	1.93	3,26				
MnO	0.09	0.10	0,10				
MgO	Не обн.	0.40	0.70				
CaO	0,70	0,98	0,56				
NaoO	0.03	0.03	0.12				
K₀Ô	0.03	0.03	0.12				
H ₂ O-	0.25	0,38	0,50				
H ₀ O+	11.32	11.37	11,73				
P ₂ O ₅	0.44	0,45	0,56				
CO,	Не обн.	Не обн.	Следы				
V ₂ O ₅	0,06	0.04	0.04				
Cr ₂ O ₂	Следы	0.04	Не обн.				
S	0.51	0.04	Следы				
Copr	Не опр.	Не опр.	He onp.				
Сумма	100,21	99,68	99,50				

Аналитики: В. М. Степашкина, В. В. Кухарчик, Л. С. Цимлянская.

нельзя объяснить ни осадконакоплением, ни выветриванием на месте. Крутые (вертикальные) границы между яшмовидными, каменистыми и маркими бокситами внутри пластообразных залежей астратиграфичны и явно вторичны. Их образование мы связываем с катагенезом. По-видимому, первоначально залежи бокситов СУБРа, как и в молодых месторождениях (Ямайка, Реннел и др.), были гиббситовыми или бёмитсвыми с относительно равномерным распределением Al₂O₃, SiO₂, Fe₂O₃. Климатические и термодинамические условия в зоне гипергенеза в девонскую эпоху не отличались от современных в такой степени, чтобы предположить возможность образования в бокситах диаспора вместо гиббсита или бёмита. Для образования диаспора, по нашим данным и данным других исследователей [3], требуются давления в 2-3 кбар и температуры не менее 50-60° С. Геологические условия залегания девонских бокситов СУБРа позволяют предполагать, что в прошлом эти условия могли быть реализованы. Бокситы были перекрыты, а местами и сейчас залегают под двух-трехкилометровым чехлом осадочных отложений, а вся силурийско-девонская толща дислоцирована в ходе герцинского складкообразования. Повышенные температура и давление в зоне катагенеза могут служить ключом для объяснения изменения химического состава бокситов при образовании яшмовидного литологического типа. Как уже отмечалось, при образовании последнего имел место привнос SiO₂, K⁺, Na⁺, Mg²⁺, а также органических веществ или других восстановителей для редукции железа. Почему привнос указанных компонентов проявился локально, в местах выступов известняков подошвы, там, где они сближены с более плотными, чем бокситы, породами кровли? Очевидно, что давление было наибольшим именно в этих локальных участках. С учетом изложенного материала ответ может быть единственным — эти участки были более проницаемыми для растворов. Эксперименты в области физической механики показывают, что породы, находящиеся в напряженном состоянии (под давлением), приобретают повышенную проницаемость [13].

Образование шамозита в порах и пустотках привело к уплотнению боксита и образованию яшмовидных и каменистых бокситов. Закрытие пористости и связанное с этим уплотнение породы (регкция среды на внешнее воздействие) привели на начальном этапе глубинного эпигенеза к выравниванию давления в разных частях залежей. При этом в менее пористой породе давление на единицу площади породы и, следовательно, на минеральную фазу стало меньше, чем в более пористой, — в карманах и карстовых воронках. В дальнейшем более плотный яшмовидный боксит реагировал на повышение давления образованием трещин кливажа. При этом минеральный состав его, по-видимому, существенно не менялся. В более пористой породе давление на каркас породы должно было быть выше, следствием чего явилось образование более устойчивой к повышенному давлению модификации минералов глинозема — диаспора. Следовательно, можно предположить, что бёмит в яшмовидном боксите является более ранней и, может быть, первичной минеральной формой, а диаспор — более поздней, катагенетической.

Более подробное рассмотрение вопросов минералообразования различных литологических типах бокситов в процессе катагенеза является предметом специальных исследований и в данной статье не рассматривается.

Об условиях образования второстепенных литологических типов бокситов. Среди второстепенных типов бокситов в первую очередь выделяются так называемые пестроцветные бокситы в кровле залежей (от 0,2 до 2 м), обесцвеченные бокситы — в зонах трещиноватости, «тигровые» и «порфировидные» бокситы — из зоны гипергенеза.

Пестроцветные бокситы имеют зеленовато-серую, реже буровато-серую окраску. Почти повсеместно в них заметна слоистость, местами тонкая, градационная. Местами в пестроцветных бокситах встречаются мелкие брахиоподы в прижизненном залегании, а также ветвистые амфилоры. Все перечисленные признаки указывают на накопление пестроцветных бокситов в водоеме с восстановительной геохимической обстановкой типа мелководной лагуны. Источником бокситового материала, несомненно, служили красные карстовые бокситы, подстилающие лагунные. Часто в пестроцветных лагунных бокситах встречаются красные и частично обесцвеченные обломки.

Состав пестроцветных бокситов диаспор-шамозитовый с примесью бёмита, кальцита, реже сидерита. Пирит и марказит в пестроцветных бокситах распределен неравномерно, местами он образует диагенетические конкреции размером до 2 см. По сравнению с красными карстовыми бокситами пестроцветные более кремнистые, с повышенным содержанием кальция, серы (табл. 2).

Под пестроцветными бокситами почти постоянно наблюдаются зонки вторично обеленных бокситов мощностью 5—10 см (до 30 см), а в участках с сильно проявленной трещиноватостью — более мощные (до 2 м). Вдоль трещин наблюдаются макроскопически заметные изменения обеление, пиритизация и каолинизация (фиг. 4), причем фронт обеления в них опережает пиритизацию. В зонах с сильной трещиноватостью залежь может быть обелена полностью. Изменения, судя по приуроченности к трещинам, связаны с нисходящей фильтрацией подземных вод. Они наблюдаются в зоне современного гипергенеза (на глубинах до 150 м, а в зонах трещиноватости — до 400 м). Эти изменения, вероятно, идут с высокой скоростью, в кинетическом режиме, и по-видимому, местами продолжаются и в настоящее время. Крупные залежи обеленных бокситов содержат до нескольких тысяч тонн бокситов.

К пестроцветным бокситам относят также зеленовато-серые и темносерые (до черных) бокситы шамозит-бёмитового состава и в подошве рудных залежей. Нередко черные бокситы цементируют подрудную известняковую брекчию. В подрудных известняках, в трещинах и пустотках серые и черные бокситы встречаются даже чаще, чем кгасные. Местами мощность темно-серых диаспор-шамозитовых бокситов в подошве рудной залежи достигает 1,5—2 м. Вверх по разрезу они переходят в красные каменистые бокситы. Граница между ними резкая, но неровная, извилистая. Вторичный, эпигенетический характер темно-сегых бокситов не вызывает сомнения. Маломощные (до 2 м) залежи местами шамозитизированы полностью. Такие бокситы встречены в Ивдельском районе на

Химический состан	в второстепенных	литологических	типов	бокситов,	вес. %	ò
-------------------	------------------	----------------	-------	-----------	--------	---

	Лагунны	е бокситы	Вторично (пестрон боко	обеленные цветные) ситы			
Компонент	зеленовато- серые алевропсам- митовые диаспор- шамозито- вые	буровато- серые пзаммито- вые гематит- диаспор- шамозито- вые с сидеритом	днаспор- шамозито- вые	кальцит- диаспоро- вые	Боконт- колчедан	«Тигровый» боксит гематит- диаспоро- вый	Выщелоченный гематит-диаспо- ровый боксит
Si O_2 Ti O_2 Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO K ₂ O Na ₂ O H ₂ O- H ₂ O- H ₂ O+ CO ₂ V ₂ O ₅ Cr ₂ O ₃ S Π. п. п. п. Copp	17,35 1,83 46,25 3,95 12,40 Следы 2,68 0,40 0,19 0,01 1,26 11,91 Не опр. Нет He опр. * 0,39 Her 0,36	6,81 1,12 28,76 10,10 26,00 2,24 2,59 1,50 0,02 Her 0,53 7,27 11,50 0,08 0,31 0,04 0,39 Her 0,3	13,60 1,20 41,40 5,30 21,73 1,26 1,80 1,05 Нет * 0,67 10,68 Нет 0,01 0,53 Следы 0,10 Нет 1,12	Следы 1,83 59,92 3,50 2,37 0,10 Следы 11,40 0,01 0,01 0,77 11,08 8,80 Нет * 0,38 Не опр. Нет	0,50 2,08 54,09 19,70 He onp. * 0,73 He onp. * * 0,60 He onp. 14,30 7,10 Her	19,2 1,85 44,27 13,99 He onp. 3,23 He onp. * * 2,6 He onp. 0,55 He onp. 0,50 14,35 Her	1,55 1,03 61,03 21,25 1,00 0,10 1,34 Следы 0,03 0,03 0,60 11,85 He ofh. 0,06 0,35 0,02 Следы He onp. Her
Сумма	98,97	99,56	100,45	100,17	99,60	100,64	100,24

Анелитики: В. М. Степашкина, Л. С. Цымлянская (ЦХЛ СУБРа).

Краснооктябрьском, Горностайском и Талицком месторождениях.

Из второстепенных литологических типов бокситов часто упоминаются каолинизированные, так называемые тигровые бокситы, имеющие эффектную полосчатую окраску — с чередованием чистых белых и красновато-бурых полос, толщиною от 1—2 мм до 1 см. «Тигровые» бокситы встречаются только в зоне современного гипергенеза до глубин 150—200 м (реже до 300 м) и приурочены к участкам с интенсивной трещиноватостью и кливажом. Они характеризуются низким качеством (см. табл. 2). В зоне гипергенеза, в основном в карьерах, выделяют также так называемые порфировидные бокситы — сильновыщелоченные и обохренные диаспор-шамозитовые, пиритные бокситы. Вследствие удаления из бокситов сульфидов выщелоченные бокситы приобретают высокое качество, облагораживаются (см. табл. 2). Практическая значимость перечисленных типов бокситов из-за их небольшого количества незначительна.

* * *

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Вслед за Г. И. Бушинским [5] и другими исследователями авторы считают, что основная масса бокситов СУБРа образовалась в результате бокситизации вулканомиктового материала сосьвинской свиты (S₂), механически принесенного на закарстованную поверхность известняков петропавловской свиты (D₁). В отличие от предыдущих исследователей авторы считают, что бокситизация была не одноактной, после переотложения всей массы алюмосиликатного материала на поверхности известняков, а постепенной, порция за порцией, и сопровождалась карстованием известняков и переотложением уже готового бокситового материала в пониженных участках.

2. Одинаковая алевропсаммитовая структура всех главных литологических типов бокситов, а также однородный характер распределения в рудных залежах TiO₂ позволяют предполагать, что первоначально рудные залежи были однородными по составу и физическим свойствам, похожими на карстовые бокситы о-ва Ямайка и некоторых современных атоллов.

3. Образование главных литологических типов бокситов (яшмовидных, каменистых, марких) связано со вторичным процессом — катагенезом (по Н. М. Страхову). На это указывают крутые астратиграфичные границы между ними. Яшмовидные бокситы приурочены к участкам выклинивания рудных залежей и к выступам известняков подошвы, т. е. к зонам с повышенной проницаемостью. Яшмовидный облик в этих участках бокситы приобрели вследствие заполнения межзернового пространства вторичным шамозитом. Процесс этот сопровождался привносом SiO₂, MgO и восстановителей. Часть гематита при этом растворялась, а Fe³⁺ переходило в Fe²⁺. Яшмовидные бокситы имеют незначительную пористость (1-5%), в то время как маркие — до 30%. Закрытие



Фиг. 4. Геологический разрез залежи бокситов с вторично измененными участками вдоль зон трещиноватости 1 — боксит осветленный; 2 — боксит осветленный пиритизированный; 3 — трещины. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

пористости с периферии рудных залежей предохранило их внутренние части от вторичной ресилификации. В более поздние стадии катагенеза, при более высоких Р-Т-условиях, бёмит-гиббситовые бокситы превратились в диаспоровые. При этом сильнопористые породы, где твердый скелет породы был меньшим, целиком стали диаспоровыми. В более плотных бокситах, где давление на единицу площади было меньше, замещение первичных минералов глинозема диаспором было минимальным.

4. Образование основной массы второстепенных литологических типов бокситов связано с зоной мезозойского и современного гипергенеза.

Литература

- 1. Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.- В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1937, c. 405—410.
- 2. Бенеславский С. И. О среде образования бокситов. Докл. АН СССР, 1951, т. 80. № 4, c. 669—671.
- 3. Богатырев Б. А. Вторичные изменения бокситов в девонских бокситах восточного склона Северного Урала. В кн.: Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980, с. 278-302.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 176—259.
 Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 366 с.
- 6. Гладковский А. К. Девонские бокситовые фации на Урале при оценке перспектив бокситоносности района. В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Вып. 2. М.: Госгеолиздат, 1947, с. 28-50.

- 7. Гладковский А. К., Огородников О. Н. Происхождение геосинклинальных бокситов на Урале. — Ежегодник Института геологии и геохимии Уралького науч. центре AH CCCP, 1970, c. 202-212.
- 8. Гиткин Е. С. Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М.: Недpa, 1978. 66 c.
- 9. Иванов Н. А., Свяжина И. А., Бычкова Т. И. Магнетизм северо-уральских бокситов и их палеомагнетизм. Красноярск, 1963, с. 363-365.
- 10. Каржавин Н. А. Месторождение бокситов «Красная Шапочка» в Карпинском районе Свердловской области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1942, № 4, с. 59—66.
- Молдаванцев Е. П. Бокситы Северного Урала и проблема их изучения.— Тр. ЦНИГРИ, 1934, вып. 24. 55 с.
 Сапожников Д. Г. Карстовые бокситовые месторождения приморского типа.— В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.:
- Наука, 1974. 209 с.
- 13. Ставрогин А. Н. О влиянии деформации на проницаемость горных пород. В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.:
- Наука, с. 151—161.
 14. Умнова Е. Г. Количественный дифрактометрический анализ бокситов методом внутрениего стандарта. В кн.: Рентгенография минерального сырья. Вып. 10. М.:
- Внутреннего стандарта.... В кн.: Рентенография минерального сыря. Выт. то. ил.: Недра, 1974, с. 13....19.
 15. Цанс В. А. Запасы бокситов на Ямайке... В кн.: Вопросы геология и минерало-гии бокситов. М.: Мир. 1964, с. 38....106.
 16. Goldich S. S., Bergquist H. R. Aluminous lateritic soil of Sierva de Bahoruco area, Dominican Republic. W. I... Bull. U. S. Geol. Surv., 1947, № 953-С. 73 р.

ИГЕМ

Москва

Поступила в редакцию 10.VI.1983 УДК 553.492.1 (470.5)

ТИПЫ И УСЛОВИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВ НА КОНТАКТЕ С УГЛИСТЫМИ ПОРОДАМИ

ЛЕЙПЦИГ А. В., ВИЛЬШАНСКИЙ В. Н., САВЕЛЬЕВА З. И.

В статье рассматриваются особенности вторичных изменений бокситов на контакте с углистыми породами. Преобразование бокситов связывается с фильтрацией восстановительных вод из перекрывающих углистых пород, а также с особенностями строения и состава вышележащих бокситоносных толщ. На основе детального изучения своеобразных сложнопостроенных зон преобразованных бокситов в разрезах устанавливается последовательность течения процессов и изменения геохимических обстановок, а также их влияние на качество бокситов.

Обогащенные растительными остатками или рассеянным органическим веществом глинистые породы с линзами песков, углей и лигнитов достаточно характерны для бокситоносных отложений, особенно для разрезов месторождений осадочных бокситов мезозойского и кайнозойского возраста. Линзы и прослои таких пород присутствуют иногда непосредственно среди бокситов, но обычно располагаются в их кровле, венчая разрез бокситоносных толщ. Эти углистые породы часто связаны с бокситами постепенными переходами, т. е. одного возраста с ними или являются значительно более молодыми образованиями, залегающими на бокситах с размывом и стратиграфическим несогласием [5, 6, 10]. И в том, и в другом случаях в бокситах на контакте с углистыми породами формируется зона преобразования, выражающаяся прежде всего в их обесцвечивании. Частичное или полное обесцвечивание распространяется в бокситы на глубину от нескольких сантиметров до 40 м и более и проявляется то в виде пятен и неправильной формы «карманов», то как непрерывная параллельная контакту зона [5, 13, 16]. Подобные зоны обеленных бокситов изучены во многих месторождениях СССР и в целом достаточно разнообразны по характеру преобразования бокситов.

Простейший случай такого преобразования изучен Г. И. Бушинским в разрезах месторождений Южного Урала [3]. Формирование маломощной (до нескольких сантиметров) зоны светлых маложелезистых бокситов этот исследователь относит к стадии диагенеза и связывает с фильтрацией из перекрывающих углистых пород в бокситы вод с восстановительной реакцией, восстановлением ими железа до растворимых закисных форм и выносом последних за пределы пласта. Такой процесс изменения бокситов, связанный с большим или меньшим выносом из них железа, наблюдается достаточно часто, но проявляется обычно в ограниченном масштабе, формируя лишь небольшие участки и маломощные зонки «облагороженных» бокситов [15]. Значительно более характерны и важны с практической точки зрения мощные зоны обеления бокситов, которые отличаются более сложным преобразованием их вещества. Формирование этих зон сопровождается обычно постепенным разрыхлением бокситов, потерей характерных для них структурно-текстурных признаков, образованием новых минералов или их ассоциаций, существенным изменением химического состава бокситов и их качества. В месторождениях меловых и палеогеновых бокситов Тургайского прогиба и Приангарья такие зоны представлены несколькими типами. В ряде месторождений формируются зоны, в которых обеление и разрыхление бокситов сопровождаются их интенсивной каолинизацией, причем этот процесс часто приводит к полному замещению бокситов каолинитовыми

глинами [1, 4, 14 и др.]. В других зонах наряду с этим отмечается интенсивная сидеритизация бокситов, их шамозитизация [12, 13, 14 и др.] или образование более сложных сочетаний новых минералов, среди которых в разных количествах отмечаются: сидерит, каолинит, шамозит, хлорит и пирит [9, 14]. Возникновение таких зон связывалось также с фильтрацией вод из перекрывающих углистых пород, но здесь их воздействие определяет не толко значительную подвижность окислов железа. Во многих случаях в этих зонах устанавливается значительный привнос в бокситы кремнезема, идущего на формирование каолинита или шамозита, а иногда — вынос окислов алюминия и титана, хотя ранее многими исследователями отрицалась возможность их миграции в подобных условиях [1, 4]. Подвижность алюминия при формировании зон обеленных бокситов отмечалась Б. М. Михайловым [10, 11], а интенсивный вынос из бокситов окислов алюминия и титана доказан М.В.Пастуховой [14 и др.], определившей масштаб и условия течения этого процесса в Кужукульских месторождениях.

В целом для большинства изученных ранее мощных зон изменения бокситов на контакте с углистыми породами наряду с их осветлением за счет выноса железа или образования его закисных форм характерен также привнос кремнезема. Такая направленность процесса считается наиболее типичной, так что возникновение мощных зон обеления бокситов отождествляется обычно с их ресилификацией и рассматривается как отрицательное явление, уменьшающее запасы и ухудшающее качество руд в месторождениях. Эта в достаточной мере установившаяся точка зрения не отражает и не объясняет, тем не менее, всего разнообразия процессов преобразования бокситов, происходящих в примерно аналогичных геологических ситуациях. Из приведенных примеров следует, что различные преобразования бокситов нельзя объяснить только наличием органического вещества в перекрывающих осадках и формированием вод с восстановительной реакцией. Фильтрация в бокситы таких вод. несомненно, главная или ведущая причина всех типов преобразований, обеспечивающая, в частности, образование закисных форм железа и растворимость других окислов, но дальнейшее поведение этих окислов контролируется уже другими факторами, связанными с особенностями строения и состава бокситоносных толщ. Характер этих факторов устанавливается при детальном изучении своеобразных сложнопостроенных зон, в разрезах которых удается оценить последовательность течения процессов и изменения обстановок преобразования бокситов.

Первая из подобных зон была изучена Б. М. Михайловым в одном из месторождений меловых бокситов Верхнетобольской группы Тургайского прогиба [10]. Красные железистые бокситы перекрываются здесь озерно-болотными глинами и кварцевыми песками кайнозоя, на контакте с которыми сформировалась зона осветленных и преобразованных бокситов мощностью 4-6 м. Вся зона характеризуется выносом окислов железа, а для верхней ее части отмечается также разуплотнение пород, частичный вынос окислов алюминия и существенный (до 250 мг/см³) привнос кремнезема, идущего главным образом на образование каолинита. Нижняя часть зоны характеризуется привносом глинозема и образованием безжелезистых высококачественных бокситов. Таким образом, здесь наряду с каолинизацией в нижней части зоны происходит вторичная гиббситизация бокситов, а в их преобразовании устанавливается определенная последовательность. Фильтрация вод из углистых толщ обеспечивает в первую очередь вынос железа, по сравнению с которым привнос кремнезема в бокситы идет в более медленном темпе или как несколько запаздывающий процесс, затрагивающий лишь верхнюю часть зоны. Каолинизация и гиббситизация бокситов в разных частях зоны взаимосвязаны и являются синхронными процессами.

Аналогичные или близкие по строению зоны изменения бокситов с подобным типом процессов их формирования отмечаются в разрезах многих месторождений Приангарья и юга Тургайского прогиба. От зоны, изученной Б. М. Михайловым, они отличаются главным образом соотно-

шением мощностей каолинизированной и гиббситизированной частей. Первая обычно резко преобладает в разрезе зон, а вторая нередко представлена тонким прослоем или небольшими изолированными участками гиббситизированных бокситов. Так, зоны, возникшие в сеноманских бокситах (перекрытых углистыми глинами сантона) в пределах Новоильиновского и Центрального месторождений, почти полностью представлены каолинитовыми глинами, в нижней части которых в большем или меньшем количестве встречаются разнообразные конкреции белого фарфоровидного гиббсита сохраняющих местами обломочно-бобовую структуру бокситов. В самых низах зоны количество и размер конкреций увеличиваются; они образуют здесь «сростки» неправильной формы или линзообразные участки каолинит-гиббситовой пероды.

Различия между этими вариантами зон первого типа заключаются. следовательно, лишь в степени и характере накопления глинозема, высвобождающегося при каолинизации бокситов верхних горизонтов. В случае, рассмотренном Б. М. Михайловым, весь этот глинозем (или основная его часть) фиксируется в нижней части зоны, а в аналогичных зонах Новоильиновского и Центрального месторождений он в значительном количестве выносится. Эти различия, несомненно, определяются интенсивностью фильтрации вод через породы, т. е. степенью их проницаемости. Лучшая проницаемость обеспечивает более полный вынос за пределы зоны не только закисного железа, но и высвобождающегося при каолинизации бокситов глинозема. С особенностями фильтрации связано и возникновение своеобразных «пятнистых» зон Новоильиновского месторождения. Интенсивная и полная каолинизация бокситов происходит здесь в участках трещиноватости и повышенной проницаемости, в то время как в местах затрудненного водообмена высвобождающийся при каолинизации бокситов глинозем концентрируется в конкрециях. центрами которых нередко являлись отдельные обломки и гальки каменистых бокситов.

Второй тип сложнопостроенных зон преобразования бокситов, образующихся под воздействием вод, фильтрующихся из углистых и песчанистых глин, изучен в ряде месторождений Таунсорской группы в южной части Тургайского прогиба. Верхняя часть этих зон представлена белыми глинами, в которых как реликты первичных структур бокситов сохраняются отдельные крупные бобовины. Средняя часть зоны сложена белыми глинами, полностью сохранившими структуру бокситов, и интенсивно сидеритизированными их разностями, а нижняя — буровато-красными сидеритизированными бокситами и красными слабоизмененными (фиг. 1, а). Среди минеральных новообразований, как и в ряде изученных ранее зон [14, 16], устанавливаются каолинит, кальцит, сидерит и пирит, распределяющиеся здесь по разрезу крайне неравномерно (табл. 1). По результатам изучения химического состава и рентгеноструктурных исследований, в верхней части зоны резко преобладает каолинит, характерны также пирит и менее сидерит; в средней части широко представлены каолинит, сидерит и в небольшом количестве минералы исходных бокситов — гематит и гиббсит, а в нижней — последние резко преобладают и сопровождаются кальцитом и сидеритом. Если принять слабоизмененные бокситы за исходные при формировании зоны, то, как следует из табл. 1, трем ее частям свойствен и разный баланс вещества. Нижняя часть зоны характеризуется небольшим выносом окислов железа (до 100 мг/см³) и глинозема (115 мг/см³) и аналогичным по объему привносом кремнезема (до 25 мг/см³) и окиси кальция (до 200 мг/см³). Средней части зоны свойственны интенсивный вынос глинозема (до 400 мг/см³), привнос кремнезема (более 290 мг/см³) и стносительно небольшой вынос окислов железа. Объемный вес пород уменьшается здесь до 1,7—1,8 г/см³. Для верхней части разреза зоны характерен привнос кремнезема (до 2000 мг/см³) и неравномерный, но местами достаточно существенный вынос окислов железа, так что в целом породы сохраняют объемный вес на уровне 1.7—1,8 г/см³. Отмечается также перераспре-



Фиг. 1. Строение зон преобразования на контакте углистых пород и бокситов на Та-

унсорском (а) и Аркалыкском (б-г) месторождениях 1-2 — боксит (1 — бобовый железистый красный, 2 — осветленный с выщелоченными бобовинами); 3-9 — глина (3 — бобовой структуры, железистая, 4 — обеленная с реликтовой бобовой структурой, 5 — красная, 6 — белая, 7 — слоистая черная, серая, коричневая, белая, 8 — светлая лиловая, розовая, желтая, 9 — с обломочной структурой); 10 — гиббситизация; 11—13 — конкреции (11 — гиббсита, 12 — алунита, 13 — кальцитизация; 15 — сидеритизация; 16 — пиритизация; 17 — расти-тельный обугленный детрит. Цифры справа от колонок — номера образцов

деление в пределах зоны окислов титана, концентрация которых в породах верхней части разреза в 2 раза меньшая, чем в нижней.

Таким образом, по особенностям преобразования бокситов этот тип сложнопостроенных зон существенно отличается от первого. Здесь не отмечается значительного выноса железа, не формируются области вторичной гиббситизации, т. е. окислы алюминия выносятся из зоны, а преобразование бокситов идет с интенсивным привносом окиси кальция и серы. Неполный переход здесь окисных форм железа в закисные свидетельствует о слабой фильтрации вод через породы зоны, с чем связано также возникновение сильной восстановительной среды и последовательное изменение Eh (по мере восстановления железа) с образованием кальцита, сидерита и позже — пирита (см. табл. 1). Наряду с этим в формировании зон двух этих типов прослеживаются общие черты, связанные с общностью геологической ситуации и фильтрацией в бокситы вод с восстановительной реакцией. Этим обусловлено преобразование окисного железа в закисное, привнос в бокситы кремнезема, идущего на образование каолинита, и одновременное с этим высвобождение глинозема, причем восстановление железа здесь также протекает в более быстром темпе, в той или иной степени проявляется во всей зоне, тогда как каолинизация характерна лишь для верхней половины разреза зоны.

Третий тип сложнопостроенных зон детально изучен в месторождениях Амангельдинского района, на восточном склоне Тургайского прогиба. В крупных карьерах рудника здесь удается изучить не только характер изменения бокситов по разрезу зоны, но и проследить особенности этих изменений на площади в связи с различным составом перекрывающих углистых отложений. Это позволяет более точно оценить причины и условия того или иного преобразования бокситов.
Химический и минеральный состав измененных бокситов Таунсорского месторождения

		Объем-		·. =		Химически	и состав •					М	инеральн	ый соста	lB	
Номер образца	Порода	ный вог, г/см ^з	SIO ₂	Al ₂ O ₂	Fe₅O₅ (общ.)	FeO	TiO ₃	ÇaO	п. п. п.	сумма	гиббсит	каоли- нит	гематит	си де- рит	пирит	кальцит
1	Углистые породы	1,61	$\frac{41,96}{675,55}$	$\frac{36,82}{592,80}$	$\frac{1,92}{31,10}$	Не опр.	$\frac{1,68}{27,04}$	$\frac{0,77}{12,39}$	$\frac{16,54}{266,29}$	100,17		x x				
2	Полностью каолинизиро- ванные бокситы	1,87	$\frac{27,40}{512,30}$	$\frac{25,68}{480,20}$	$\frac{10,46}{195,60}$	$\frac{9,22}{172,41}$	$\frac{1,17}{21,88}$	$\frac{2,33}{43,57}$	$\frac{12,09}{226,08}$	99,50		X X X		x	x	
3	с пиритом и местами с сидеритом	1,72	$\frac{35,24}{606,10}$	$\frac{39,56}{680,40}$	$\frac{5,16}{68,80}$	$\frac{0,25}{4,30}$	$\frac{1,38}{23,73}$	$\frac{0,31}{5,33}$	20,75 356,90	9 9 ,50		X X X		x x x	x	
4	Сильнокаолинизирован- ные и сидеритизиро-	1,72	$\frac{24,07}{414,00}$	29,69 510,70	$\frac{16,21}{278,90}$	$\frac{0,99}{17,03}$	$\tfrac{1,27}{21,84}$	$\frac{2,20}{37,84}$	$\frac{24,09}{414,35}$	99,50	:	x	:	X X X		
5	ванные оокситы (алли- ты)	2,47	$\tfrac{17,15}{423,60}$	$\frac{33,27}{421,80}$	$\frac{14,70}{363,10}$	7,90 195,13	$\tfrac{1,58}{39,03}$	$\frac{1,88}{46,43}$	$\frac{22,84}{564,148}$	99,50		•		•		
6	Измененные бокситы	2,18	$\frac{9,00}{196,20}$	$\frac{40,61}{885,30}$	$\frac{15,89}{346,40}$	$\frac{3,17}{69,10}$	$\frac{1,84}{40,11}$	$\frac{4,90}{106,82}$	$\frac{22,03}{480,25}$	99,50	x x	•	x			x
7	с кальцитом и сиде- ритом	2,43	$\frac{7,10}{172,50}$	$\frac{41,23}{1001,90}$	$\frac{20,93}{509,00}$	$\frac{2,75}{66,82}$	$\frac{2,01}{48,84}$	$\frac{5,22}{59,05}$	$\frac{17,38}{422,334}$	99,50	X X X		x	•		x x x
8	Красные глины	1,69	$\tfrac{38,02}{642,50}$	$\frac{31,75}{536,60}$	$\frac{15,31}{258,60}$	$\frac{0,25}{4,22}$	$\frac{1,50}{25,25}$	$\frac{0,23}{3,89}$	$\frac{21,54}{364,026}$	99,50		X X X	x x x	•		

• В этой и оледующих таблицах в числитело приседен химический состав, вес. %, в знаменателе « мг/см³.

Примечание. х — минерал является породообразующим. - минерал присутствует в виде примеси.



Фиг. 2. Геологический разрез второй залежи V Аркалыкского месторождения 1— зона вторичного изменения; 2— кора выветривания девонских пород; 3 глина слоистая черная, серая, коричневая, лигнитовая; остальные обозначения см. на фиг. 1

В пределах второй залежи V участка Аркалыкского месторождения, связанного с крупной долинообразной депрессией [7, 8], бокситы палеоцена слагают на ее склоне протяженную наклонную линзу переменной мощности (фиг. 2). Они подстилаются здесь красноцветными грубослоистыми каолинитовыми глинами или пестроцветными глинами коры выветривания сланцев девона, а перекрываются пачкой углистых пород мощностью до 3-4 м. Эта пачка распространена шире бокситов и на флангах рудного тела залегает на подстилающих бокситы красноцветных глинах. В центральной части долины она представлена черными и серыми алевритистыми и песчанистыми глинами гиббсит-каолинитового состава и лигнитами, а на ее склоне — белыми, серыми и черными глинами и серыми глинистыми и бобовыми гравелитами с прослоями черных глин, которые по составу являются также бокситами (табл. 2, 3). Углистая пачка повсеместно перекрывается розовыми и желтыми алевритистыми и песчанистыми глинами палеоцена мощностью до 15 м. В основании углистых пород повсеместно, как в бокситах, так и в красноцветных глинах, формируется зона их обеления и преобразования, мощностью до 6-8 м. В средней части склона долины по мере выклинивания углистых пород мощность зоны сокращается до 1-1,5 м, и здесь сохраняются красные слабоизмененные бокситы (табл. 4, обр. 31), состав которых принимается за исходный при оценке особенностей их преобразования.

В пределах изученного разреза устанавливается несколько вариантов преобразования пород, относящихся к различным частям рудной залежи и связанных с неоднородностью состава перекрывающих осадков. Наиболее типична зона, формирующаяся в нижней части склона долины (см. фиг. 2). Она достигает здесь мощности более 6 м и включает в себя не только пласт бокситов, но и подстилающие их красноцветные глины. Самая верхняя часть зоны, мощностью 5—10 см, представлена плотными белыми бокситами, сохраняющими местами первичную обломочно-бобовую структуру (см. фиг. 1, б). Ниже развиты белые пористые и кавернозные обломочно-бобовые бокситы и более плотные, содержащие многочисленные мелкие (2-3 см) и крупные (3-5 см) стяжения и конкреции белого фарфоровидного гиббсита, развивающиеся по отдельным бобовинам и галькам. Далее в разрезе залегают белые и розоватые безжелезистые каолинитовые глины; верхняя часть их преобразована в пористые белые бокситы, для которых также характерны округлые и вертикальные трубчатые конкреции гиббсита, связанные с корневой системой растений. Таким образом, эта зона характеризуется практически полным выносом из пород окислов железа и интенсивной их гиббситизацией (см. табл. 2). Содержание Al₂O₃ в обеленных бокситах превышает 60%, а относительно исходных бокситов привнос его составляет от 100 до 250 мг/см3. Содержание глинозема в отдельных конкрециях достигает 67%, т. е. его привнос здесь превышает 400 мг/см³. Эта вторичная гиббситизация бокситов сопровождается выносом 100-120 мг/см³ кремнезема. Еще более резко эти процессы проявляются при гиббситизации каолинитовых глин, из которых выносится около 450—550 мг/см³ кремнезема и привносится 300—400 мг/см³ глинозема.

В целом по своему строению и характеру преобразования пород эта зона напоминает область вторичной гиббситизации в зонах первого типа (для которых также бывает характерно неравномерное распределение вторичного гиббсита), но здесь источником глинозема являются не каолинизирующиеся бокситы верхней части зоны, а сами углистые породы, которые, как отмечалось, характеризуются кремневым модулем более 1. Углистые глины являются аллитами с модулем от 1,4 до 2, а углистые песчанистые и бобовые гравелиты — низкокачественными безжелезистыми бокситами (см. табл. 2). Относительно исходных слабоизмененных красных бобовых бокситов, развитых в средней части склона, эти осветленные и углистые их разности (бобовые гравелиты) лишились от 100 до 200 мг/см³ глинозема, до 400 мг/см³ Fe₂O₃ и в них привнеслось от 50 до 150 мг/см³ кремнезема. Углистые породы являются здесь, таким образом, областью ресилификации (каолинизации), причем этот процесс четко фиксируется в них образованием конкреций белого и желтоватого фарфоровидного каолинита, который замещает отдельные обломки и бобовины или формирует шарообразные скорлуповатые стяжения диаметром до 5 см. Для пород углистой пачки характерен также вынос окислов титана, концентрация которых здесь составляет 5—13 мг/см³ (0,4-0,8%), а в полностью каолинизированных участках (в конкрециях каолинита) вообще не обнаруживается (см. табл. 2).

Вторая зона, изученная в карьере V Аркалыкского участка и приуроченная к основанию склона долины, к центральной части сформировавшегося здесь позже озерно-болотного бассейна, построена аналогичным образом. Углистые глинистые аллиты с линзами гравелитов непосредствено перекрывают здесь красноцветные каолинитовые «подрудные» глины, в верхней части которых формируется зона их обеления и преобразования. Для самих углистых аллитов и бокситов характерна частичная каолинизация с образованием конкреций чистого фарфоровидного каолинита, сопровождаемая частичным выносом в подстилающие породы глинозема, окислов титана и значительным выносом железа, лишь небольшая часть которого фиксируется на контакте с зоной обеления в виде конкреций пирита (см. фиг. 2). Формирование зоны обеления связано с выносом окислов железа, кремнезема и привносом глинозема, за счет чего, как и в предыдущем случае, верхняя часть глин преобразуется в безжелезистые высококачественные бокситы с кремневым модулем до 12.

Несколько иной характер преобразования пород отмечается в средней части склона долины, в краевой части озерно-болотного бассейна, где выклиниваются углистые породы (см. фиг. 2). Углистые породы представлены здесь серыми бобовыми гравелитами — безжелезистыми бокситами с кремневым модулем от 2,6 до 3,6 и каолинит-гиббситовыми «глинами», в которых повсеместно проявляются следы ресилификации в виде многочисленных мелких и крупных конкреций фарфоровидного каолинита (см. фиг. 1, в). Для этих пород характерен вынос практически всех окислов железа — до 300—350 мг/см³, глинозема до 100—150 мг/см³ и привнос кремнезема (50-150 мг/см³) (см. табл. 4). Подстилающие отложения представлены белыми и розоватыми безжелезистыми породами, сохраняющими обломочно-бобовую структуру бокситов и «глин» с обломками и бобовинами. Их верхняя часть преобразована в пористый белый боксит, сменяющийся ниже низкокачественными бокситами, аллитами и каолинитовыми глинами. Для верхней части гиббситизированных пород характерны многочисленные конкреции и стяжения алунита. Мелкие округлые конкреции отмечаются уже в подошве углистых гравийников, а крупные неправильной формы карманы, изометричные стяжения размером до 20 см, широко представлены в верхней части разреза обеленных бокситов и глин. Эти конкреции и стяжения слагают от 20 до 50% объема породы и образуют местами линзообразные тела перемен ной мощности. Они сложены белым массивным алунитом, в котором не

Химический состав гиббситизированных бокситов и глин V участка Аркалыкского месторождения

	1					_			
Номер образца	Порода	Объемный вес, г/см ^а	si0₂	AI ₂ O ₈	Fe1O1	TIO ,	П. п. п.	Сумиа	Copr
9	Глина пестрая	1,47	$\frac{43,22}{635,30}$	$\frac{41,12}{605,90}$	$\frac{0,48}{7,06}$	$\left \frac{1,20}{17,64} \right $	$\frac{14,24}{209,30}$	100,26	
10	Глина коричневая	1,38	$\frac{32,80}{432,60}$	$\frac{43,90}{606,60}$	Нет	$\frac{0,40}{5,52}$	$\frac{22,80}{304,60}$	99,82	3,60
11	Глина черная (аллиты)	1,26	$\frac{24,34}{306,70}$	$\frac{34,04}{425,90}$	»	$\frac{0,44}{5,54}$	$\frac{41,18}{518,90}$	99,96	1
12	Серые углистые бобовни- ки (бокситы)	1,60	$\frac{12,88}{206,10}$	$\frac{57,66}{922,60}$	$\frac{0,48}{7,68}$	$\frac{0,84}{13,90}$	$\frac{28,12}{449,90}$	99,98	
1 3	Белые гиббситизирован- ные бокситы	1,70	$\frac{4,84}{82,20}$	$\frac{61,86}{1051,60}$	$\frac{0,24}{4,08}$	$\frac{1,60}{27,20}$	$\frac{31,06}{528,00}$	99,60	
14	То же	1,87	$\frac{7,92}{198,10}$	$\frac{62,28}{1164,60}$	$\frac{0,28}{5,24}$	$\frac{2,24}{41,70}$	$\frac{26,60}{497,40}$	99,66	
15	»	1,64	$\frac{4,18}{68,60}$	$\frac{62,51}{1025,20}$	$\frac{0,80}{13,10}$	$\frac{1,60}{26,24}$	$\frac{30,80}{505,10}$. 99,8 9	0,66
16	»	1,59	$\frac{4,02}{64,00}$	$\frac{64,48}{1033,20}$	$\frac{0,08}{1,27}$	$\frac{1,24}{14,72}$	$\frac{29,72}{472,60}$	100,04	
17	Белая гиббситизирован- ная глина	1,55	$\frac{10,02}{155,30}$	$\frac{62,10}{962,60}$	$\frac{0,61}{9,45}$	$\frac{0,84}{13,02}$	$\frac{26,40}{409,20}$	99,97	9 ,1 9
-18	Белые глины	1,47	$\frac{41,80}{614,50}$	$\frac{38,96}{572,70}$	$\frac{0,12}{1,76}$	$\frac{0,72}{10,58}$	$\frac{17,30}{254,30}$	99,46	x 7
	Конкреции:								
11a [°]	каолинита	1,47	$\frac{42,16}{619,80}$	$\frac{43,40}{638,00}$	Нет	Нет	$\frac{14,26}{209,60}$	99,82	
12a	гиббсита	1,75	$\frac{1,62}{28,40}$	$\frac{65,31}{1142,90}$	$\frac{0,08}{1,40}$	$\frac{1,32}{22,70}$	$\frac{31,68}{554,40}$	99,99	
1 5a	»	1,42	$\frac{2,62}{37,20}$	$\frac{63,61}{903,30}$	$\frac{0,24}{34,10}$	$\frac{2,30}{32,70}$	$\frac{31,20}{443,00}$	99,97	0,05
16a	»	1,63	$\frac{7,70}{125,50}$	$\frac{61,12}{996,30}$	$\frac{0,48}{7,82}$	$\frac{0,90}{14,70}$	$\frac{29,46}{480,20}$	99,66	
17a	»	1,96	$\frac{0,74}{14,50}$	$\frac{67,36}{1320,30}$	$\frac{0,40}{7,84}$	$\frac{1,24}{23,60}$	$\frac{29,34}{561,10}$	99,27	

наблюдается даже реликтов структур исходных пород. Как следует из табл. 4, преобразование бокситов и глин, залегающих под углистыми аллитами, относительно исходных протекает аналогично. Для всех пород характерен интенсивный вынос окислов железа, кремнезема и привнос глинозема, но его концентрация здесь связана как с гиббситизацией глин, так и с формированием алунита. Отмечается также частичный вынос окислов титана из углистых глин, особенно интенсивный из участков формирования каолинитовых конкреций, а также привнос в область вторичной гиббситизации серы и окиси калия, идущих на образование алунита (см. табл. 4).

Четвертый вариант преобразования пород в карьере V участка Аркалыкского месторождения характерен для верхних частей склона долины, где в отличие от рассмотренных ранее случаев выше углистых глин широко развиты неизмененные красные и осветленные каменистые бокситы (см. фиг. 2). Из пород углистой пачки здесь также интенсивно выносится железо, частично окись титана, но это сопровождается не каолинизацией, а вторичной гиббситизацией пород, так что даже углистые алевритистые «глины» по своему составу являются бокситами с кремневым

Номер образца	Порода	Объемный вес, г/см ^е	SIO ₂	Al ₂ O2	Fe ₃ O ₃	
19	Пестрые глины	1,41	$\frac{44,40}{626,00}$	$\frac{39,26}{553,60}$	$, \frac{1,44}{20,30}$	
2 0	Белые глины	1,26	$\frac{36,30}{457,40}$	$\frac{42,43}{534,60}$	$\frac{0,60}{7,60}$	
21	Серые глины	1,24	$\frac{35,20}{439,00}$	$\frac{42,66}{529,00}$	$\frac{0,60}{7,40}$	
22	Черные глины	1,17	$\frac{19,60}{229,30}$	$\frac{39,00}{456,30}$	$\frac{1,00}{11,70}$	
23	Серая песчанистая глина (аллит)	1,34	$\frac{27,00}{361,80}$	$\frac{46,00}{616,40}$	$\frac{0,60}{8,00}$	
24	Серый бобовый гравелит (боксит)	1,46	$\frac{15,16}{221,30}$	$\frac{55,16}{805,30}$	$\frac{0,60}{8,70}$	
25	То же	1,48	$\frac{20,70}{306,40}$	$\frac{52,20}{772,60}$	$\frac{0,60}{8,90}$	
26	Боксит белый бобовый	1,41	$\frac{16,94}{238,40}$	$\frac{52,60}{741,20}$	$\frac{0,30}{11,30}$	
27	То же	1,57	$\frac{9,40}{147,60}$	$\frac{56,70}{890,20}$	$\frac{0,80}{12,60}$	ļ
28	Розовая гиббситизиро- ванная глина	1,49	$\frac{19,16}{285,30}$	$\frac{54,74}{815,60}$	$\frac{1,60}{23,70}$	
29	Розовая глина (аллит)	1,41	$\frac{30,76}{435,70}$	$\frac{47,86}{674,80}$	$\frac{1,68}{23,70}$	
30	Розовая глина	1,35	$\frac{42,40}{571,10}$	$\frac{40,70}{550,30}$	$\frac{1,16}{15,70}$	
	Конкреции:					
23a	каолинита	1,65	$\frac{41,12}{678,50}$	$\frac{42,00}{69,30}$	$\frac{0,40}{6,60}$	
25a	алунита	2,44	$\frac{0,71}{17,30}$	$\frac{35,35}{862,50}$	$\frac{0,38}{9,30}$	
27a	3	2,13	$\frac{1,14}{24,30}$	$\frac{35,33}{752,50}$	$\frac{0,37}{7,90}$	
28a	3	2,11	$\frac{0.87}{18,36}$	$\frac{34,66}{731,33}$	$\frac{0,73}{15,40}$	

Химический состав обеленных и алунитизированных

модулем около 5 (см. фиг. 1, г, табл. 4). Для формирующихся здесь многочисленных конкреций гиббсита привнос глинозема достигает 400 мг/см³. Зона обеления ниже углистых пород в пределах бобовых бокситов характеризуется полным выносом окислов железа и привносом глинозема (до 150 мг/см³), а в пределах глин — еще более интенсивной гибситизацией.

Таким образом, третий тип зон преобразования бокситов под углистыми осадками в отличие от рассмотренных ранее характеризуется не каолинизацией, а вторичной гиббситизацией пород и образованием высококачественных бокситов как за счет их железистых разностей, так и за счет красноцветных каолинитовых глин. Эта особенность течения процесса определяется составом пород углистой толщи и фильтрующихся из них вод. Сами углистые породы при этом также интенсивно преобразуются, причем особенности этих преобразований, направленных в целом в сторону каолинизации аллитов и бокситов, определяются составом перекрывающих отложений и фильтрующихся из них вод. Наиболее интенсивно процесс каолинизации протекает в разрезах, где перекрывающие отложения обогащены кремнеземом, причем здесь и из углистых

бокситов и глин	V участка /	Аркалыкского	месторождения
-----------------	-------------	--------------	---------------

TIO ₁	SO ₈	K ₃ O	Na ₃ O	Π. n. n.	Сумма	Copr
$\frac{10,30}{4,20}$	Не опр.	Не опр.	Не опр.	$\frac{14,15}{199,50}$	99,53	
<u>1,20</u> <u>14,90</u>	*	»	>	$\frac{18,84}{237,40}$	99,37	0,84
$\frac{1,00}{12,40}$	>	>	*	$\frac{20,10}{249,20}$	99,76	1,57
$\frac{2,70}{31,60}$	>	>	>	$\frac{35,66}{417,20}$	97 ,9 6	9,84
$\frac{2,80}{37,50}$	*	*	>	$\frac{22,46}{300,90}$	99,60	Не опр.
$\frac{1,60}{23,40}$	>	3	*	$\frac{28,00}{408,80}$	100,52	>
$\frac{1,40}{28,10}$	>	3	>	$\frac{25,34}{375,00}$	100,74	>
2,20 31,00	>	>	3	$\frac{27,80}{391,00}$	100,34	>
$\frac{3,40}{53,40}$	>	>	>	$\frac{29,54}{463,80}$	101,68	>
$\frac{1,46}{21,30}$	>	>	>	$\frac{23,28}{346,90}$	100 ,2 4	×
$\frac{1,76}{24,80}$			>	<u>18,43</u> 259,90	100,79	>
<u>1,48</u> <u>10,00</u>	>	>	*	$\frac{13,84}{186,80}$	99,67	>
Следы	>		>	$\frac{16,56}{273,20}$	100,63	>
$\frac{0,14}{3,40}$	$\frac{37,30}{910,10}$	9,50 231,80	$\frac{0,80}{19,52}$	$\frac{14,36}{347,90}$	98,54	×
$\frac{0,35}{7.50}$	$\frac{37,40}{795,30}$	9,50 202.35	$\frac{0,80}{17.04}$	<u>14,26</u> <u>303,70</u>	99,09	*
<u>1,19</u> <u>25,11</u>	$\frac{36,65}{777,53}$	$\frac{9,50}{200,45}$	$\frac{0,90}{18,99}$	$\frac{14,55}{307,00}$	99,05	>
1 '	1 '	1 .	1	1 '	1	1

пород глинозем выносится ь максимальной степени. При развитии в кровле бокситов и недостатке кремнезема в фильтрующихся водах происходит общая гиббситизация углистых пород с концентрацией глинозема преимущественно в конкрециях гиббсита.

Различия между отдельными зонами этого типа также связаны с условиями фильтрации и составом вод. В разрезах центральных частей депрессии, сложенных преимущественно глинистыми слабопроницаемыми породами, зоны преобразования минимальны по мошности и характеризуются процессами и минеральными новообразованиями, связанными с сильными восстановительными обстановками. На склонах депрессии при лучших условиях фильтрации формируются мощные зоны гиббситизации пород с накоплением алунита, возникающего за счет привноса окиси калия из нижних зон коры выветривания. Естественно, что такие воды характеризуются иным кислотно-щелочным потенциалом.

Таким образом, рассмотренные здесь сложнопостроенные зоны преобразования пород, возникающие на контакте с углистыми отложениями, существенно различаются по строению и направленности процессов, но в их течении устанавливается ряд общих особенностей или законо-

Химический состав гиббситизированных углистых глин и бокситов V участка Аркалыкского месторождения

Howep of- pasua	Порода	Объемный еес, г/см ⁸	SiO ₃	Al ₃ O ₃	Fe s Os	tiO 3	П. п. п. '	Сумма
31	Бобовый слабоизме- ненный боксит	1,89	$\frac{1,52}{28,73}$	$\frac{47,68}{901,20}$	$\frac{17,56}{331,90}$	$\frac{2,46}{46,50}$	$\frac{30,96}{585,10}$	100,12
32	Белая гиббситизиро- ванная глина	1,49	$\frac{7,75}{115,50}$	$\frac{58,94}{878,20}$	$\frac{0,56}{8,30}$	$\frac{2,70}{40,20}$	$\frac{30,18}{449,70}$	100,17
33	Конкреции гиббсита	2,08	$\frac{0,15}{3,10}$	$\tfrac{63,52}{1321,2}$	Следы	$\frac{0,93}{19,30}$	$\frac{34,63}{720,30}$	99,95
34	Лигнитовая коричне- во-черная глина	1,36	$\frac{11,95}{162,52}$	$\tfrac{52,25}{710,60}$	*	$\frac{3,20}{42,16}$	$\frac{31,46}{427,86}$	100,22
35	Белый бобовый боксит	1,83	$\frac{7,70}{140,90}$	$\frac{57,55}{1053,20}$	$\frac{1,04}{14,00}$	$\frac{2,70}{49,40}$	$\tfrac{30,57}{559,40}$	9 9, 57
36	То же	1,75	$\frac{7,75}{135,60}$	$\tfrac{58,94}{1031,50}$	$\frac{0,56}{0,98}$	$\tfrac{2,70}{\overline{47,30}}$	$\frac{30,18}{528,20}$	100,13
37	Розовый бобовый бок- сит	1,72	$\frac{10,88}{187,10}$	$\tfrac{57,55}{489,90}$	$\tfrac{11,42}{146,40}$	$\frac{2,46}{42,30}$	$\frac{27,67}{475,90}$	100,45
38	Желто-красный бобо- вый боксит	1,76	$\frac{20,30}{357,30}$	$\frac{45,00}{802,6}$	$\frac{8,30}{146,10}$	$\frac{1,90}{33,40}$	$\frac{23,16}{407,6}$	99,86
39	Розовая глина с от- дельными бобовина- ми	1,43	$\tfrac{40,18}{574,60}$	$\tfrac{38,89}{548,90}$	$\frac{5,99}{65,70}$	$\frac{1,91}{27,50}$	$\frac{13,55}{193,80}$	100,73

мерностей, обусловленных общностью геологических причин их возникновения. Несомненно, что первопричиной всех типов этих преобразований является накопление в составе бокситоносных осадков или в перекрывающих их отложениях органического вещества, за счет разложения которого возникают восстановительные обстановки и всды с восстановительной реакцией. Как отмечалось ранее [2, 3, 9], такие воды обеспечивают восстановление железа до растворимых закисных форм и повышение растворимости окислов алюминия, кремния и титана в условиях слабокислой или близкой к нейтральной среды [9, 14], т. е. является предпосылкой для изменения химического и минерального состава пород за счет перераспределения в разрезе этих элементов и соединений. Органическое вещество и возникающие восстановительные обстановки определяют, таким образом, саму возможность преобразования пород, конкретная реализация которой, та или иная направленность или интенсивность процессов преобразования зависят от других факторов и прежде всего условий фильтрации вод и особенностей их состава, связанного с составом угленосных отложений.

Скорость фильтрации таких вод в пределах бокситоносных толщ контролирует: интенсивность течения процессов преобразования пород, масштаб привноса или выноса растворимых соединений и, главное, возникновение в породах (как в углистых, так и в подстилающих их бокситоносных) различных восстановительных обстановок, с которыми связана разная направленность минералообразования. Слабая проницаемость пород и фильтрация обуславливают, в частности, неполноту преобразования пород (частичный переход окисных форм железа в закисные), незначительный вынос растворимых соединений и возникновение сильных восстановительных обстановок, с которыми связаны образование сидерита и пирита и подвижность окислов титана. В подобных условиях фильтрации по мере перехода окисного железа в закисное меняется интенсивность восстановительных обстановок и часто проявляется связанная с этим последовательность в образовании разных минералов железа или формируются подзоны различного состава.

В противоположность этому в условиях интенсивной фильтрации вод обычно наблюдается значительный, а иногда и полный вынос из пород

одного или нескольких окислов и никогда не создаются сильные восстановительные обстановки, хотя содержание органического вещества в углистых породах остается весьма высоким (см. табл. 2, 3). Образующиеся в таких условиях зоны отличаются обычно большой мощностью и более однородны по своему строению.

Столь же существенное значение имеет и состав пород углистой пачки, в пределах которых формируются воды, фильтрующиеся в бокситы. Как отмечалось, преобразование углистых пород идет по пути образования каолинита — минерала, наиболее устойчивого в условиях восстановительной, слабокислой и кислой сред [4]. Избыток в этих породах того или иного окисла относительно каолинита определяет состав формирующихся здесь вод. Каолинизация углистых аллитов и бокситов приводит к выносу этими водами глинозема в подстилающие отложения, а каолинизация песчано-глинистых пород или глин смешанного состава — к выносу кремнезема, причем масштаб каолинизации определяет интенсивность гиббситизации или ресилификации подстилающих отложений.

Два последних фактора контролируют, таким образом, главные особенности преобразования пород в восстановительных обстановках и могут служить основой для классификации возникающих при этом процессов и разнообразных по своему строению зон преобразования пород. Так, при перекрытии бокситов углистыми аллитами (или бокситами) в зависимости от интенсивности фильтрации вод будет формироваться последовательный ряд зон различного типа. При отсутствии фильтрации своеобразное преобразование пород отмечается лишь в самой углистой толще. Здесь возникают сильные восстановительные условия и преобразование в целом будет направлено в сторону формирования каолинита вследствие перераспределения в породах глинозема и будет сопровождаться: концентрацией глинозема в конкрециях гиббсита, закисного железа — в конкрециях пирита и перераспределением окислов титана (их выносом из формирующихся конкреций гиббсита). Такой тип преобразования отмечается в залежах углистых бокситов и аллитов на западном склоне Тургайского прогиба в районе пос. Краснооктябрьский. В противоположность этому при интенсивной фильтрации создаются условия для полного выноса из пород растворимых и неустойчивых соединений. Изменения в составе углистых аллитов и бокситов здесь также будут направлены на образование каолинита вследствие привноса кремнезема из вышележащих отложений. Оно будет сопровождаться образованием конкреций каолинита, полным выносом окислов железа и избытка глинозема относительно каолинита, частичным выносом окислов титана (значительным из конкреций). Для преобразования пород ниже углистой толщи характерны: интенсивная их гиббситизация вследствие привноса глинозема из углистой толщи (с образованием в отдельных случаях многочисленных конкреций гиббсита), полный вынос из пород окислов железа, а для верхней части зоны, кроме того, полный (или весьма значительный) вынос кремнезема. Примером такого преобразования является первая из рассмотренных здесь зон V Аркалыкского участка. В разрезах с промежуточными условиями фильтрации будет наблюдаться, естественно, преобразование пород переходных типов. Уменьшение фильтрации будет сопровождаться уменьшением интенсивности выноса, вначале кремнезема, а далее — окислов железа (с образованием минералов закисного железа), уменьшением масштаба преобразования пород и мощности формирующихся зон. К таким случаям преобразования пород относятся, в частности, зоны Аятского месторождения и рассмотренная здесь вторая зона V Аркалыкского участка (см. фиг. 2).

Аналогичный ряд можно наметить и для случаев перекрытия бокситов углистыми породами песчано-глинистого состава. В условиях интенсивной фильтрации вод процессы преобразования повсеместно будут направлены в сторону каолинизации пород; в углистой толще — вследствие выноса избытка кремнезема, а в бокситах — в результате выноса избытка глинозема. Рассмотренные здесь зоны Таунсорского месторождения, а также зона, изученная Б. М. Михайловым, будут относиться к промежуточным типам, соответствующим слабой и сильной интенсивности фильтрации, при которых в породах сохраняется значительная часть глинозема и соединений железа, происходит полный переход окисного железа в закисное и т. д.

Приведенные материалы свидетельствуют также о том, что особенности преобразования пород в рассмотренных зонах определяются не только выделенными главными факторами. Как уже отмечалось, интенсивность и направленность преобразования пород углистой толщи зависит в свою очередь от состава перекрывающих ее отложений. В частности, при широком развитии в этих отложениях бокситов углистые породы не каолинизируются, а интенсивно гиббситизируются. В связи с этим меняется характер процессов преобразования и в подстилающих бокситах. Определенную роль играет также и фациальная природа рассматриваемых осадков. Как следует из рассмотрения материалов по различным месторождениям СССР, в разрезах, представленных континентальными осадками, ресилификация бокситов под углистыми отложениями приводит к образованию каолинита и накоплению, в условиях слабой фильтрации, пирита. В разрезах, где перекрывающие толщи представлены лагунными и прибрежно-морскими образованиями, ресилификация ведет к образованию шамозита или каолинита и сидерита с примесью шамозита и кальцита [12, 14, 15]. Эти особенности минералообразования связываются, естественно, с различным составом вод бассейнов осадконакопления. Именно с морскими условиями накопления в перекрывающих толщах связан привнос в зоны преобразования пород окиси кальция и возникновение здесь слабых щелочных обстановок [12, 13]. Просачивание в зону преобразования V Аркалыкского участка вод из нижних горизонтов кор выветривания, вероятно, приводит к такому же эффекту, так как оно обеспечивает привнос окиси калия и образование здесь алунита. В отличие от перечисленных выше главных факторов эти особенности состава бокситоносных толщ и фильтрующихся через них вод определяют обычно детали и минералогические особенности преобразования пород.

В заключение следует также подчеркнуть, что рассмотренными здесь примерами, несомненно, не ограничивается все разнообразие возникающих зон преобразования и путей изменения пород. В восстановительных обстановках разной интенсивности и в различных кислотно-щелочных условиях при разнообразии состава и минерализации фильтрующихся вод можно ожидать возникновения и весьма специфических в минералогическом отношении зон, но главные особенности всех этих преобразований пород будут определяться тремя выделенными главными факторами: наличием органического вещества, условиями фильтрации и составом углистых пород. Дальнейшее изучение действия этих факторов в условиях кислой и щелочной сред может послужить основой для общей классификации процессов преобразования бокситов. Как отмечалось, эти процессы протекают аналогично на стадиях эпи- и диагенеза, хотя для первой из них в силу большего уплотнения пород более характерны маломощные зоны слабых условий фильтрации.

Кроме того, следует отметить, что аналогичные или весьма близкие по своему характеру зоны преобразования бокситов наблюдаются в областях полного выклинивания углистых пород и там, где в перекрывающих пестроцветных отложениях фиксируются только следы органического вещества. Как и в рассмотренных выше случаях, здесь в зависимости от состава перекрывающих пород происходит каолинизация бокситов или вторичная гиббситизация бокситов и глин (с образованием иногда многочисленных конкреций гиббсита) с полным выносом окислов железа и перераспределением в разрезе окислов титана [8]. Подобные зоны, несомненно, также связаны с фильтрацией через породы вод с восстановительной реакцией и могут рассматриваться в рамках намеченной выше классификации.

Литература

- 1. Бенеславский С. И. Вторичные процессы важнейший фактор формирования бокситовых руд. В кн.: Кора выветривания. Вып. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1962. c. 179-195.
- 2. Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11, с. 3—15.
- 3. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 361 с.
- 4. Куземкина Е. Н. О некоторых вторичных процессах в мезозойских бокситах северо-западного Тургая. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 4. М.: Изд-во АН СССР. 1962, с. 195—209. 5. Левина А. П., Лейпциг А. В. Этапы бокситонакопления и корреляция меловых и
- палеогеновых континентальных осадков Сибири и Казахстана. В кн.: Коры выветривания и бокситы (тез. докл. Всес. совещ.). Алма-Ата, 1981, с. 105-107.
- 6. Лейпциг А. В., Левина А. П. Мезозойско-кайнозойские ритмы и особенности бокситонакопления в Нижнем Приангарье.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 186—192. 7. Лейпциг А. В., Савельева З. И. Линейные коры постдиагенетического преобразо-
- вания бокситов в месторождениях, связанных с древними долинами. Литология и полез. ископаемые, 1981, № 2, с. 46-55.
- 8. Лейпциг А. В., Вильшанский В. Н., Савельева З. И., Воробьева Э. С. Эпигенетическая гиббситизация бокситов в месторождениях Аркалыкского района.— Лито-логия и полез. ископаемые, 1983, № 2, с. 19—33. 9. Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще
- и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокси-
- тов.— Геология руд. месторождений, 1961, № 1, с. 33—51. 10. Михайлов Б. М. Кремневый метасоматоз на бокситовых месторождениях Запад-ного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2, с. 442—444.
- 11. Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. В кн.: Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1958, с. 157-163.
- 12. Никитина А. П., Сиротин В. И. О шамозитизации в латеритной коре выветривания и бокситах Белгородского района КМА.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 8. М.: Наука, 1967, с. 29—39. 13. Никитина А. П. Вторичные изменения остаточных бокситов Воронежской анте-
- клизы. В кн.: Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Нау-
- ка, 1980, с. 156—200. 14. Пастухова М. В. О влиянии вторичных процессов на литологический и химиче-ский состав бокситов.— Литология и полез. ископаемые, 1972, № 2, с. 78—87.
- 15. Сапожников Д. Г. О вторичных процессах в бокситах.— В кн.: Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980, с. 5—17.
- 16. Слукин А. Д. Вторичные изменения бокситов Сибирской платформы.-- В кн.: Вторичные изменения бокситов из месторождений СССР. М.: Наука, 1980, с. 219-239.

ВИМС, Москва

Поступила в редакцию 13.VI.1984

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2. 1985

555.078.4 : 553.64 : 551.72 (470, 323)

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ ФОСФАТОНОСНОСТИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КМА

БОРОВСКАЯ И. С., КАЗАНЦЕВ В. А., СКУЛКОВ Н. А.

В нижнепротерозойском углеродсодержащем бассейне выделяются три литолого-фациальных типа разреза, в разной мере удаленных от области синхронного активного вулканизма; каждый из них характеризуется своеобразнем типов пород, их текстурных особенностей, количественным содержанием в них свободного углерода, степенью метасоматических преобразований слагающих их пород, а также характером фосфатной минерализации, масштабность которой увеличивается вблизи области вулканической деятельности.

В различные этапы геологической истории Земли, как известно, формировались толщи черносланцевых пород, к которым во многих районах приурочены фосфориты. Ассоциации черносланцевых пород и фосфоритов, находящиеся в различных фациальных и временных взаимосвязях, широко распространены в древних фосфоритоносных бассейнах. Помимо фосфоритов черносланцевые толщи часто содержат значительные количества ванадия, марганца, различных сульфидов, золота и разные по количеству концентрации железа. Несмотря на то что рассматриваемые ассоциации встречаются на разных возрастных рубежах, промышленно-значимыми они являются в перми — в фосфоритоносном бассейне Фосфория, в верхнем и среднем кембрии – в бассейне Джорджина, в нижнем кембрии — в Каратаусском бассейне (включая район Большого Каратау), в нижнем кембрии – рифее – в Хубсугульском [5, 6]. Районами древнего протерозойского фосфатонакопления, где фосфориты тесно связаны с углеродистыми сланцами, являются также нагорье Сантилен в Туве, Кольский полуостров и северо-западная часть КМА [1, 2, 3].

Несмотря на то что по фосфоритоносным бассейнам опубликован ряд работ, многие вопросы, касающиеся выяснения геологических закономерностей размещения и генезиса фосфоритов, связей с другими рудными компонентами, а также источников фосфора, остаются неясными и требуют дальнейшего изучения. Поэтому, значительный интерес представляют литологические исследования черносланцевых толщ, проведенные в северо-западной части КМА, раскрывающие некоторые геологические закономерности в седиментационных бассейнах прошлого.

Описываемый фосфоритоносный район расположен в северо-западной части ВКМ, в мегаблоке КМА, где наиболее полно представлен разрез раннего докембрия — метаморфизованные, осадочные, осадочно-вулканогенные отложения четырех серий: обоянской (нижний архей), михайловской (верхний архей), курской и оскольской (нижний протерозой), общая мощность которых определяется многими километрами. Для всех них характерны интенсивная складчатость, разломная тектоника, несогласные залегания серий и постепенное ослабление метаморфизма снизу вверх. Многочисленные интрузивные образования региона относятся к шести комплексам, имеющим возраст от верхнего архея до среднего протерозоя.

В названных докембрийских толщах фосфоритоносность, впервые выявленная Н. А. Созиновым и В. А. Казанцевым, приурочена к тимской свите. Эта свита вместе с подстилающей ее роговской входит в состав оскольской серии нижнего протерозоя, несогласно залегающей на курской железорудной серии. Перекрывается она образованиями платформенного чехла палеозойского и мезозойского возраста. Тимская свита представлена тонко раскристаллизованными углеродистыми слюдисто-кремнистыми и слюдисто-кварцевыми сланцами, разными по составу и степени раскристаллизации кристаллическими сланцами, кварцитами, доломитами и кальцит-доломитовыми силикатными мраморами, а также вулканическими образованиями — эффузивами и различными вулканокластами. Широкая полоса пород тимской свиты выходит на эрозионный срез докембрия в центральных частях Тим-Ястребовской и Рыльской структур. Здесь участки спокойных простых пологих залеганий с углами падения 30—40° чередуются с участками очень сложных крутопадающих слоев, стоящих почти «на головах».

Характерная особенность свиты — широкое распространение углеродистых и нередко высокоуглеродистых сланцевых пород. Помимо фосфоритов в последние годы в них выявлены повышенные концентрации марганца, мышьяка, сульфидов железа, меди, цинка, свинца, а также золота [7, 8]. Фосфоритоносные отложения изучены по скважинам Юго-Западной экспедиции производственного объединения «Центргеология», расположенным профилями вкрест их простирания. Общая площадь распространения рудоносных углеродсодержащих пород тимской свиты составляет около 20 000 км². От поверхности регионального докембрийского перерыва они вскрыты скважинами на глубину 300—500 м, однако косвенные данные дают основание считать их мощность еще более значительной.

Углеродсодержащие породы в разной мере, порой достаточно интенсивно, изменены и превращены в разнообразные по составу сланцы. Детальное микроскопическое изучение показало почти полное отсутствие в этих породах псаммитовых и алевритовых структур, а также их реликтов. Реконструкция первичного состава этих пород по данным петрохимии, выполненная по методике А. А. Предовского [10], свидетельствует, что углеродистые сланцы по своему химическому составу близки к грауваккам. Все это позволяет считать их вулканогенно-осадочными образованиями. Таким образом, выявляется неоднородная, гетерогенная природа углеродистых сланцев, состоящих из трех компонентов биогенного, осадочного и вулканогенного.

Присутствие углеродистого материала в виде примеси, по-видимому, препятствовало метаморфическим процессам. Именно поэтому, несмотря на столь древний нижнепротерозойский возраст углеродистых пород, наблюдается очень низкая степень их региональных метаморфических изменений, едва лишь достигающая хлоритовой. Однако на общем фоне слабо измененных углеродистых сланцев выделяются отдельные горизонты пород, которые претерпели глубокие преобразования --- вторичное окремнение, окварцевание, серицитизацию, биотитизацию, карбонатизацию, а в ряде случаев и амфиболитизацию, хлоритизацию и т. д., изменившие их достаточно простой изначальный облик. Различная интенсивность проявления этих процессов (от слабоизмененных разностей через промежуточные разности до глубоко преобразованных, вплоть до утративших видимые черты сходства с первичными образованиями) отразилась на облике пород. Причинами глубокого преобразования пород явились метасоматические процессы, связанные с гидротермальной деятельностью ювенильного характера, которая, по-видимому, осуществлялась в несколько этапов, начиная с широко распространенных в процессе седиментации и кончая вторичными более молодыми додевонскими преобразованиями.

Основная площадь распространения черносланцевой толщи на востоке непосредственно граничит с вулканогенными образованиями тимской свиты, локализованными в восточной части Тим-Ястребовской структуры, где они слагают покровные тела (видимая площадь 1500 км²); мощность их, по геофизическим данным, определяется многими километрами. Вулканогенные образования представлены диабазсвыми и андезитовыми порфиритами, дацитами, ортосланцами, метатуфами, кластолавами и лавобрекчиями. В разрезе тимской свиты наблюдается близость углеродсодержащих пород и эффузивов, а также тесная пространствен-

C +



Фиг. 1. Сводные разрезы фосфоритоносных отложений тимской свиты, удаленные от области активного вулканизма на: 200 км — Рыльская структура (A); 120 км и 10— 15 км — Тим-Ястребовская структура (Б и В)

15 км — Тим-Ястребовская структура (Б и В) Типы пород и минералов: 1—13 сланцы (1 — углеродисто-кремнистые, углеродистокварцевые, 2 — кремнистые окварцованные, 3 — кремнистые, 4 — углеродисто-кремнистые аргиллитовидные, 5 — кремнисто-доломитовые, 6 — гидрослюдистые, 7 — хлоритовые, 8 — хлорит-гранатовые, 9 — биотит-хлоритовые, 10 — гранатовые, 11 — амфиболовые, 12 — биотит-кварцевые, 13 — биотитовые); 14 — доломиты, кальцит-доломитовые мраморы; 15 — интенсивное окремнение, окварцевание; 16 — сливной кварц; 17 сульфиды; 18—20 — фосфориты (18 — тонкослоистые, 19 — конкреционные, галечные, 20 — брекчиевые)

ная связь района распространения фосфатоносных черносланцевых пород с областью активного андезитового вулканизма. Существование последней по-разному сказалось на текстурных и литслогических особенностях пород, слагающих разрезы черносланцевой толщи и обусловившей ее дифференцированность.

По литологическим особенностям в черносланцевой толще тимской свиты выделяются три типа разреза, по-разному удаленные от области синхронной активной вулканической деятельности, с присущим каждому из них своеобразным характером фосфатизации (фиг. 1).

Первый тип разреза — доломитово-углеродисто-сланцевый — наиболее (на 200 км) отдален от области вулканизма и наблюдается в Рыльской структуре. Он отчетливо дифференцирован и представлен углеродистыми метапелитами, тонкослоистыми слюдисто-кремнистыми и слюдисто-кварцевыми сланцами, доломитами и содержащимися в них фосфоритами. Содержание С_{своб} в породах этого разреза сравнительно невысокое — в углеродисто-сланцевых породах оно изменяется от десятых долей процента до 5%, в доломитах — до 2%. Для пород этого разреза характерен довольно монотонный облик, тонкослоистое и тонкозернистое строение. Широко распространены равномерно- и неравномернослоистые углеродисто-сланцевые породы. Слоистость их обуславливается не только чередованием различных по составу слоев (углеродистокремнистых, углеродисто-кварцевых, слюдистых и карбонатных), но и различной степенью насыщения первичного субстрата углеродистым, сульфидным и фосфатным материалами. Правильная горизонтальная слоистость характерна для тонкодисперсных образований, широко распространенных на Рыльской структуре, где слабо проявились процессы перераспределения и вторичных изменений вещества и наблюдаются четкие черты первичного строения. Залегающие согласно с вмещающими образованиями фосфориты служат надежными «реперами» их первичной седиментационной текстуры.

Маломощные единичные прослои фосфоритов толщиной несколько миллиметров в этом типе разреза стратифицированы и наблюдаются в 10 уровнях на протяжении 300 м разреза, вскрытых скважинами среди бесфосфатных, обогащенных углеродистым материалом доломитов, кремнисто-глинистых пород и метапелитов общей мощностью от нескольких до 100 м (фиг. 2). Как правило, они приурочены к тем частям разреза, где происходит литологическая смена пород — обогащенных углеродистым материалом доломитов, метапелитов и кремнисто-карбонатных сланцев. В верхней части тимской свиты (близ поверхности регионального перерыва) частота встречаемости прослоев фосфоритов увеличивается. Здесь отдельные интервалы разрезов содержат ритмично-слоистые трех- и четырехкратно повторяющиеся пачки фосфоритоносных пород общей мощностью около 1 м, в которых общее число слойков фосфоритов увеличивается до 10.

Основная масса фосфоритов имеет тонкозернистое и скрытокристаллическое строение. Фосфориты эти углеродисто-карбонатные и карбонатные, состоят из микрокристаллического фосфата, большей частью интенсивно диспергированного углеродистым материалом. Под микроскопом на фоне основной непросвечиваемой массы фосфорита видны отдельные мелкие (до 0,01 мм) кристаллики неокрашенного белого апатита. Данные химических анализов показывают, что содержание P_2O_5 в отдельных горизонтах непостоянно и изменяется от 5 до 19%; Сеноб — от 1 до 6%. Из нефосфатных компонентов содержание карбоната сильно варьирует, почти всегда наблюдается повышенное содержание пирита и углеродистого материала.

В описываемых фосфоритах наблюдаются некоторые черты метаморфических преобразований руд. В них весьма четко проявлены дислокации, связанные с общей складчатостью региона. Такого рода явления служат причиной проявления не только некоторых текстурных особенностей, носящих наложенный характер, но и изменения их вещественного состава — перераспределения углеродистого материала в рудных слоях, общего обеднения ими фосфатного компонента, активной карбонатизации, по-видимому, первично бескарбонатного фосфорита и т. д.

Фациально отложения доломитово-углеродисто-сланцевого типа разреза представляют осадки, отлагавшиеся в удаленных ст береговой линии частях бассейна, куда поступал лишь наиболее тонкий материал. Наблюдаемая большей частью тонкослоистая текстура, свойственная слюдисто-кремнистым породам, их правильная слоистость, отсутствие знаков течений, местных перемывов и т. д.— все это указывает на преобладание спокойных условий седиментации морского бассейна.

Второй литолого-фациальный тип разреза тимской свиты наблюдается в 100 км от области вулканической деятельности на западном крыле Тим-Ястребовской структуры. Здесь широко распространены высокоуглеродистые сланцы, относительно слабо дифференцированные, слагающие монотонные толщи мощностью до 200 м. По составу они близки и, как правило, отличаются различными количественными взаимоотношениями углеродистого материала, слагающего основную видимую под микроскопом массу породы, а также слюд, кремнистого и кварцевого материала. Содержание С_{своб} в них составляет большей частью 7—13%,



Фиг. 2. Слоистые фосфориты (см. фиг. 1, разрез А)

а — слойки углеродисто-карбонатного фосфорита в ритмично-слоистой породе, состоящей из чередования фосфоритовых, доломитовых и пиритовых слойков; в слойках фосфорита видны трещины кливажа, выполненные карбонатом; слоистость горизонтальная; большой шлиф, увел. 2,5; б — увеличенная деталь слойка фосфорита, горизонтально-слоистого; на фоне диспергированного углеродистым материалом фосфорита видна линза, выполненная слабо раскристаллизованным фосфорита в доломите; слоистость в доломите горизонтальная, подчеркиваемая распределением углеродистого материала, параллельная слойкам фосфорита; большой шлиф, увел. 2,5

иногда достигает 20%. Отдельные участки в этих породах интенсивно перекристаллизованы, содержат крупные фенобласты тремолита, флогопита, кварца и альбита. Среди углеродистых сланцев встречаются отдельные прослои амфиболовых, гранатовых, биотит-кварцевых, карбонатных, хлоритовых сланцев и кварцитов.

Особый интерес представляют текстуры углеродистых пород в этом типе разреза. Среди пород массивных с правильной горизонтальной слоистостью, составляющей основной текстурный фон толщи, отчетливо выделяются слои с седиментационными текстурами нарушения первичной слоистости. Это внутрипластовые следы размыва механического разрушения в разной мере литифицированного тонкого углеродистого пелитово-кремнистого осадка, блокового смещения, послойных срывов трещиноватости (флюидальность, струйчатость в механически разрушенных слоях, присутствие редких и маломощных горизонтов седиментационных гравелитов, мелкогалечных конгломератов и брекчий, состоящих из обломков местных пород, неодинаково литифицированных и окремнелых и т. д.). В целом для приведенных выше текстурных элементов характерны обычно малые размеры, локальный внутрипластовый характер, отсутствие связи с дислокациями регионального плана. Они сингенетичны процессам осадконакопления и последующей литификации и свидетельствуют об активной гидродинамической обстановке морской седиментации в условиях повышенной сейсмической активности и гидротермальной деятельности, связанными с относительной близостью области активного вулканизма.

Весьма своеобразны в этом районе и проявления фосфатной минерализации, существенно отличные от наблюдаемой в Рыльской структуре. Фосфориты присутствуют в виде разных по форме стяжений, зерен и обломков, а иногда в виде тонких слойков толщиной до 2 см, большей частью рассеянных по большому (200-250 м) интервалу разреза (фиг. 3). Слои с фосфоритами разделены бесфосфатными интервалами мощностью от нескольких десятков до 100 м. Фосфориты наблюдаются в тех частях разрезов, где углеродистые сланцы отличаются седиментационными текстурами нарушения первичной слоистости. Разрезы, в которых углеродистые сланцы характеризуются только тонкослоистыми горизонтальными текстурами, содержат лишь точечные включения углеродисто-кремнистого фосфата. По текстурно-структурным особенностям среди них различаются: 1) конкреции углеродистых фосфоритов размером 1-2 см с пустотками и оторочками, выполненными кристаллами апатита, кварца и пирита; 2) механически разрушенные слойки углеродистых фосфоритов, превращенные в обломки овальной формы; в отдельных участках слойков видна ненарушенная горизонтальная слоистость с характерной «завихренностью», свидетельствующая об активном гидродинамическом режиме в период отложения этого слойка; 3) угловато-округлые и округлые обломки углеродистых фосфоритов в седиментационных гравелитах и брекчиях углеродисто-слюдисто-кварцевого состава, где хорошо видны удлиненчые фрагменты углеродистокварцево-слюдистых слойков, часто слабо изогнутых и повторяющих контуры соседних обломков; 4) слойки углеродистых фосфоритов толщиной в несколько сантиметров, разбитых прожилками кварца и пирита на отдельности самой разнообразной формы и размеров; 5) мономинеральные слойки фосфоритов толщиной 1-2 см, непосредственно контактирующие со слойками мономинерального сливного кварца; 6) фосфориты в виде разнообразной формы (сферической и удлиненно-линзовидной) сгустков, стяжений, прожилков среди окремнелых, окварцованных или амфиболитизированных первично-углеродистых сланцев; 7) в виде слойков фосфоритов толщиной несколько миллиметров в ритмично-слоистых пачках, обогащенных сульфидами, кварцем и тремолитом.

В фосфоритах содержится: P₂O₅ 10-26%, C_{своб} 12-38%, SiO₂ от нескольких единиц до 50%, СО₂ 1-2%. Под микроскопом видно, что все эти фосфориты состоят из черной непрозрачной графитизированной массы, обычно разбитой сетью многочисленных прожилков, часто в направлении, перпендикулярном к общему напластованию породы, выполненных фенокристаллами кварца, апатита. Довольно частс прожилки сливаются и образуют участки неправильной, а иногда и округлой формы, в которых помимо кварца и апатита наблюдаются разнообразно ориентированные пластинчатый флогопит (3-5%), изометрично неправильные зерна микроклина (1%) с характерной двойниковой решеткой, призматические фенобласты тремолита (3-5%) и кристаллический кальцит (2%). Размер кристаллов перечисленных минералов полностью определяется толщиной трещинок или величиной перекристаллизованных участков. В сравнительно крупных трещинках апатит представлен удлиненными кристаллами призматического габитуса (0,05-0,1 мм), расположенными по границе с графитизированной основной массой по-



Фиг. 3. Конкреции гальки и нарушенные слойки фосфоритов (см. фиг. 1, разрез Б) а — механически разрушенный слой углеродистого фосфорита, превращенный в овальной формы обломок; ниже — ненарушенный слой фосфорита в связующей массе, представленной углеродистым слюдисто-кварцевым материалом; видна нарушенная слоистость с характерной «завихренностью»; большой шлиф, увел. 2,5; б — конкреция углероднстого фосфорита с пустотками и оторочками, выполненными раскристаллизованными апатитом и кварцем; основная углеродисто-слюдистая масса породы носит следы механического нарушения в процессе седиментации; большой шлиф, увел. 5; в — седиментационная брекчия углеродисто-слюдисто-состава; обломки пород часто слабо изогнуты, повторяют контуры соседних, среди них угловато-округлые и округлые обломки углеродистых фосфоритов; большой шлиф, увел. 5

роды. Иногда наблюдаются игольчатые кристаллы апатита, однообразно ориентированные в виде цепочек среди гранобластовых агрегатов кварца. Отдельные часто удлиненной шестоватой формы участки в основной массе фосфоритов по-разному осветлены. В них хорошо видно, что апатит неоднороден — находится в микрокристаллическом состоянии в виде мельчайших (0,005-0,009 мм) округлых зерен среди тонкозернистого кремнистого материала или хорошо раскристаллизован и образует линзовидные скопления.

Третий тип разреза, наиболее приближенный к области вулканической деятельности, имеет место в восточной части Тим-Ястребовской структуры в нескольких километрах от основного поля газвития магматических эффузивных пород. Этому разрезу свойственно помимо присутствия углеродистых сланцев широкое распространение интенсивно метасоматически измененных углеродистых пород — кремней и кварцитов с выделениями белого сливного кварца, карбонатных пород, а также кристаллических сланцев (биотит-плагиоклаз-кварцевых, различных углеродисто-биотит-кварцевых, углеродисто-кварц-гранатовых и т. д.). Большая часть измененных пород выделяется (под михроскопом) на общем темном фоне углеродистой толщи своей более светлой окраской. Метасоматические породы нередко сохраняют следы первичной седиментационной текстуры или даже «останцы» исходной углеродсодержащей породы. Пачки, сложенные ими, имеют относительно большие мощности, определямые нередко десятками метров. Протяженность пачек интенсивно измененных пород невелика, уже на расстоянии нескольких километров наблюдаются лишь маломощные прослои, толщина которых не превышает нескольких сантиметров. Породы разреза этого типа отличаются еще в большей мере проявлением седиментационных текстур нарушения первичной слоистости. Пачки седиментациснных углеродистых брекчий и других пород, в которых первичный материал в разной мере замещен кварцем, карбонатом и другими минералами, неоднократно повторяются в разрезе.

Особый интерес представляет характер фосфатной минерализации и интенсивность этого процесса в непосредственной близости от области активной вулканической деятельности. Оказалось, что здесь сильнее проявились процессы фосфатизации. Описываемый разрез в значительно большей мере, чем разрезы, удаленные от вулканической области, насыщены фосфоритами. Горизонты с фосфоритами прослеживаются по всему 400-метровому разрезу свиты, при этом четко убеличивается частота их встречаемости. В отличие от разрезов, описанных выше, где редкие горизонты с фосфоритами разделены бесфосфатными пачками вмещающих пород мощностью от нескольких десятков до сотен метров, здесь мощность бесфосфатных пачек сокращается до 10-40 м. Резко увеличивается (от первых десятков сантиметров до 5 м) и сама мощность слойков фосфоритов и сопровождающих их фосфатных пород. В разрезе появляются интенсивно окремнелые и окварцованные углеродистые сланцы и доломиты с повышенным (1,5%) содержанием фосфорного ангидрида, которые в разрезах, удаленных от области вулканической деятельности, содержат полезный компонент в количестве лишь десятых долей процента. Четко увеличивается число слойков углеродсодержащих сланцев, в которых Ссвоб составляет 20-38%.

Не менее существенны и различия самих типов фосфоритов. Помимо углеродистых фосфоритов с высоким содержанием фосфорного ангидрида и углеродистого материала ($P_2O_5 10-26\%$, $C_{c_{BOG}}$ до 38%), слагающих среди углеродистых сланцев, насыщенных кварцем, отдельные слойки и линзовидной формы стяжения, похожие на «свили», вытянутые по слоистости вмещающих их пород, здесь широко распространены слойки фосфоритов с текстурой седиментационных брекчий (фиг. 4). Обращает на себя внимание облик мономинеральных выделений кварца в этом разрезе — помимо маломощных слойков и «рубашечек» вокруг мелких «окатышей», сложенных углеродистым материалом, наблюдаемых также в разрезах, относительно удаленных от области активного вулканизма, здесь наблюдаются «розеточные», «центрические» выделения белого кварца явно неосадочного происхождения. Брекчиевые фосфориты приурочены к той части разреза, где находятся пачки осветленных кремнистых и карбонатных сланцев. В отдельных интервалах наблюдается ритмичность, выраженная в последовательной смене таких слоев: черные углеродистые сланцы, доломиты, иногда фосфатные седиментационные брекчии фосфоритов, переходящие в осветленные слои, интенсивно переработанные процессами окварцевания и карбонатизации.

Седиментационные брекчии фосфоритов ответвлены и имеют пятнистую окраску — светлую, почти белую, с черными и темно-серыми пятнами на поверхности керна, в изломе — серую, разной тональности. По составу они неоднородны — углеродисто-кремнистые, углеродисто-карбонатные и смешанные углеродисто-кремнисто-карбонатные. Все они не-



Фиг. 4. Седиментационные брекчии (см. фиг. 1, разрез В).

а — седиментационная фосфоритовая брекчия, состоящая из обломков кремнисто-углеродистого фосфорита, окварцованных и карбонатизированных; большой шлиф, увел. 2; б — седиментационная доломитовая брекчия с мелкими обломками углеродистого фосфорита; в углу окрашенный участок, где хорошо видно, что основная масса доломита содержит равномерно распределенные кристаллы кальцита; большой шлиф, увел. 2; в — седиментационная фосфоритовая брекчия, состоящая из обломков углеродистого фосфорита, в разной мере доломитизированных; связующая масса — тонко разделенный материал обломков с крупными фенокристаллами тремолита и биотита; большой шлиф, увел. 2

одинаковы по форме слагающих их обломков, четкости контуров, составу и размеру. Взаимоотношения между обломками и связующей их массой не всегда бывают ясными. Седиментационные брекчии фосфоритов углеродисто-кремнистого состава состоят из субпараллельно ориентированных, вытянутых, иногда слегка расплющенных обломков фосфоритов с неправильными, иногда «рваными» краями или оскольчатыми окончаниями и нечеткими границами. Макроскопически в некоторых обломках хорошо заметна первичная слоистость породы, подчеркиваемая распределением углеродисто-кремнистого материала. Размер обломков — от одного до нескольких сантиметров, состав -- неодинаков и отличается незначительными колебаниями основных породообразующих компонентов (кремнистого, углеродистого, фосфатного) и разной степенью их вторичного окварцевания, развивающегося как за счет обломков, так и по цементирующему материалу. Микроскопическое изучение показало, что в составе обломочной части брекчий можно различить: 1) обломки высокоуглеродистых и кремнисто-углеродистых фосфоритов, не измененных вторичными процессами окремнения и окварцевания; 2) обломки интенсивно окварцованных фосфоритов, сохранивших реликты углеродистых фосфоритов со слоистой текстурой; 3) обломки полностью окварцованных фосфоритов, сложенных мелко- и среднекристаллическим кварцем гранобластового облика; 4) редко встречающиеся обломки крупнокристаллического мраморизованного доломита. Цементом служит тонкораздробленный материал такого же состава, интенсивно окварцованный с прожилками кварца гранобластового облика, содержащий крупные фенокристаллы тремолита, пластинки флогопита и вторичного доломита. Структура породы брекчиевая, текстура параллельнолинзовая, слоистая. В отдельных участках хорошо видна последовательность образования слоев углеродисто-кремнистого фосфорита и превращения его в обломочную породу. Ясно проявляется первичная слоистость породы — фрагменты слоев большей частью удлиненные, иногда несколько

		Химический сос	тав углеродис	тых фосфорит	гов, %			Таблицо			
	· · · · · ·	кма			Нагорье Сангилен (Туга)						
Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	O6p. 5	Обр. 6	Обр. 7	Обр. 8	Обр. 9			
 $ \begin{array}{c} 17,32\\ 12,10\\ 0,05\\ 0,15\\ 4,57*\\\\ 0,13\\ 0,43\\ 0,43 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 10,11\\ 29,00\\ 0,14\\ 1,14\\ 2,52*\\ \hline 0,52\\ 2,22\\ 2,22 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 14,51 \\ 35,40 \\ 0,70 \\ 5,89 \\ 2,34* \\ \hline 0,03 \\ 2,66 \\ 21,66 \\ \end{array} $	24,533,60,082,370,320,480,015,64	17,51 22,42 0,1 2,15 0,17 1,58 0,4 7,18	18,50 14,06 0,98 0,34 0,34 Следы 0,65 0,65	15,84 27,60 	9,30 53,82 1,43 0,60 0,40 Следы 1,19	15,70 22,81 			
24,19 0,075	15,02 0,22	0,33	0,14	0,07	0,01		0,03	23,59 Следы			

0,67

9,60

5,94

0,24**

_

_

0,05

99,58

_

_

_

_

0,21

0,60

34,76

0,88

Следы

1.71

0,36

100.7

_

-

_

0,05

0,25

0,25

27,20

_

_

0,55

0,26

0,96

0,03

100,08

_

_

0,03

Примечание. Обр. 1 — скв. 3613, глуб. 491 м; обр. 2 — скв. 3611, глуб. 321 м; обр. 3 — скв. 3563, глуб. 344,3 м; обр. 4 — скв. 3615, интервал 350—354 м; обр. 5 — скв. 3615, интер	вал
373-377 м; обр. 6-8 – р. Баян-Кол; обр. 9 – гора Хайнракан-Даг. Анализы обр. 1-5 выполнены в ИГЕМ АН СССР (аналитик Ю. В. Долинина); обр. 6-8 – в ЛОПИ Мингео С	CCF
(аналитики О. В. Уранова, Т. Н. Мельникова); обр. 9 — в ГИН АН СССР (аналитик Г. И. Кирсанова).	

0,25

0.82

9,44

0,44**

-

_

100,52

_

. ----

5,16

2,81

7,21

0,68

0,03

0,77

0,61

0,29

0,01

_

100,45

100,16

100,15

0,3

100,12

0,04

• Общее железо. ** Общая сера, включая сульфатную.

0,22

0,73

1,19

34,59

0,53

0.03

1,70

1,18

0,22

0,01

0,85

99,76

0,05

_

100,84

100,62

100,61

0,18

0,20

0,60

0,05

2,90

0,68

0,25

0,01

1,45

0,03

99,87

_

101,58

101,33

101,32

37,96

Компоненты

 $\begin{array}{c} P_2O_5\\SiO_2\\TiO_2\end{array}$ Al₂Õ₅ Fe₂O₅ FeO MnO MgO CaO

Na₂O

K₂O CO₂ C F

ĊI

ŝ

91

H₂O-

H₂O+

 $\begin{array}{l}
\text{H}_{2}\text{O}^{+} \\
\sum_{\text{E/O}} \\
\sum_{1} = \sum - (F/O) \\
\text{CI/O} \\
\sum_{2} = \sum_{1} - (CI/O) \\
\sum_{3/O} \\
\sum_{3} = \sum_{2} - (S/O) \\
F/P_{2}O_{5}
\end{array}$

a 1

Следы

12,50

0,46

—

100,49

100,22

_

_

0,03

0,58

2,12

0,27

2,70

0,29

0,45

0,53

18,42

Следы

_

0,22

0,73

100,96

_

_

_

_

0,06

ларактеристика оптических и рептеноструктурных своиств	ктеристика оптических и рентгеноструктурных своиств апатита, Л	A
--	--	---

Номер образца	Νο	Ne	' NoNe	a	c	c/a
Обр. 4	1,640±0,002	1,637 <u>+</u> 0,002	0,003	9,44	6,81	0,72
10	1,639±0,002	1,636 <u>+</u> 0,002	0,003	9,37	6,88	0,73

Примечание. Мономинеральные фракции из кремнисто-углеродистых фосфоритов. Обр. 10 **в.** Морен нагорье Сангилен.

сплющенные, сохраняют параллельную направленность в полном соответствии с первичной слоистостью вмещающих пород. В отдельных интервалах четко сохраняется общая первичная слоистость фосфорита — в этом случае он сравнительно мало разрушен и лишь распадается на длинные, параллельные друг другу отдельности без следов механического перемещения. Слойки имеют толщину 1—3 см и разделяются слойками такой же толщины, состоящими из неразрушенного слоистого углеродисто-кремнистого фосфорита, содержащего хорошо видимые белые кристаллы кварца размером 1—2 мм. Фосфатность этих слойков приблизительно одинакова и составляет около 6%. При увеличении количества углеродистого материала, обогащающего как обломки, так и связующую массу, содержание P_2O_5 увеличивается до 11%. Углеродисто-карбонатные фосфоритовые седиментационные брекчии имеют аналогичное строение.

Фосфориты тимской свиты представляют метаморфизованные образования, в которых значительная часть фосфатного вешества представлена хорошо раскристаллизованным апатитом, чем они отличаются от типичных фосфоритовых руд. Наличие же слабо раскристаллизованного фосфатного вещества, находящегося в тесном прорастании с углеродистым материалом, существенно отличает их от апатитов. Именно поэтому они могут рассматриваться как «переходные» или «промежуточные» образования между фосфоритами и апатитами. Особенностью этих фосфоритов является их тесная ассоциация с значительными количествами углеродистого материала, количество которого, как было показано выше, достигает 38%, что позволяет относить их к углеродистым (табл. 1). Электронно-микроскопические исследования углеродистого материала показали, что он представлен графитом.

По химическому составу, структуре и минералогическим особенностям фосфатного вещества фосфориты тимской свиты очень сходны с описанными на нагорье Сангилен (см. табл. 1 и 2). По условиям концентрации фосфатного вещества и минеральному составу перудных компонентов среди фосфоритов КМА так же, как и в нагорье Сангилен, выделено два основных типа: (пластовые карбонатные и конкреционные кремнисто-графитовые) и один промежуточный тип, к которому относятся кремнисто-графитисто-карбонатные (фиг. 5) и переотложенные седиментационные брекчии фосфоритов. Как и на Сангилене, они представляют собой метаморфизованные образования, в них присутствуют значительные количества свободного углерода и аналогичный по минеральному составу и структурным особенностям фосфатный минерал.

Номер образца	P ₂ O ₆	SiO ₂	CaO	SrO	MnO	TR ₂ O ₈	A1 208	Fe ₂ O ₃	
Oбр. 11 ₁ Обр. 11 ₂ Обр. 11 ₃ Обр. 10	42,91 49,98 42,75 41,02	0,34 0,34 0,40 0,70	54,45 54,67 54,42 54,83	≝ 0,06	0,27 0,22 0,19 0,10	1111	0,11 0,17 0,15 0,05	0,39 0,39 0,39 	

Химический состав апатита из

Примечание. Обр. 11, 112, 113 — три замера хорошо раскристаллизованного апатита из фосфонагорья Сангелен. Проведенные ранее детальные исследования минералогии фосфатного минерала из фосфоритов нагорья Сангилен свидетельствуют о его фторгидроксилоксиапатитовом и фторгидроксилапатитовом составе. Приведем расчетные формулы для хорошо раскристаллизованного апатита $Ca_{10,04}P_{5,95}O_{24}$ ($F_{0,08}OH_{0,49}C_{0,03}O_{0,21}$) и для слабораскристаллизованного, находящегося в тесном срастании с графитом $Ca_{10,06}P_{5,92}O_{24}$ ($F_{1,02}OH_{0,56}C_{0,05}O_{0,06}$) [4]. В табл. 2 приведены оптические данные о хорошо раскристаллизованном апатите из фосфоритов нагорья Сангилен (обр. 10) и KMA (обр. 4).

Сравнение дебаеграммы хорошо раскристаллизованного апатита из фосфоритов КМА, снятой в лаборатории рентгеноструктурного анализа

ИГЕМ АН СССР с сангиленским и эталонами [9] свидетельствует об их тождестве. Данные по количественному содержанию шести окислов рассчитаны в трех точках по результатам микрозондового анализа. проведенного в лаборатории микроспектрального анализа ИГЕМ АН СССР аналитиком С. Е. Борисовским на микроанализаторе Камека; условия съемки: напряжение 20 К, сила тока 30-50 А. Сравнение с полными химическими анализами по сангиленским апатитам (табл. 3) показывает их сходи-К сожалению, невозможмость. ность выделения в чистом виде апатита из фосфоритов КМА не позволила определить в нем такие важные компоненты, как фтор, гидроксильную группу и кислород.

Сравнение результатов исследований, проведенных над хорошо раскристаллизованным фосфатным минералом, выделенным из углеродистых фосфоритов нагорья Сан-



Фиг. 5. Диаграмма соотношений нефосфатных компонентов в типах фосфоритов КМА и нагорья Сангилен Фосфориты: 1—2 — кремнисто-углеродистые (1 — КМА, 2 — нагорье Сангилен); 3—4 — кремнисто-углеродисто-карбонатные (3 — КМА, 4 нагорье Сангилен); 5—6 — карбонатные (5 — КМА, 6 — нагорье Сангилен)

гилен и КМА, показывает отсутствие существенных различий, что позволяет достаточно уверенно отнести апатит из фосфоритов КМА также к фторгидроксилоксиапатиту.

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. В нижнепротерозойском углеродсодержащем бассейне наблюдается литолого-фациальная зональность, тесно связанная с областью активного эффузивного вулканизма тимского времени. Выделяются три литолого-фациальных типа разреза, в разной мере удаленных от этой области активного вулканизма. Каждый из них характеризуется своеобразным типом пород, а также их текстурными особенностями, степенью метасоматических преобразований слагающих их первично углеродистых пород, выраженных в процессах окремнения, окварцевания, карбонатизации

Таблица 3

углеродистых фосфоритов, %

K ₂ O	NagO	H₂O+	F	CI	П. п. п.	Σ	O==F,	Σ_{i}
 0,016	 0,005	 	 1,64	 0,12	 1,42	98,47 98,77 98,36 100,39	 0,69	 99,70

рита (скв. 3613, глуб. 427) КМА; Обр. 10 — анализ мономинеральной фракции апатита из фосфорита

93

и т. д., связанных сейсмической активностью и гидротермальной деятельностью, интенсивность которых увеличивается вблизи области синхронного активного вулканизма.

2. Фосфатная минерализация по степени интенсивности и типам фосфоритов строго подчинена литолого-фациальной зональности. Анализ концентраций фосфатной минерализации показал, что максимум ее связывается с механической нарушенностью первичных осадков в процессе седиментации, их брекчированием и с вторичными метасоматическими процессами седиментационного характера — окремнением, окварцеванием, карбонатизацией вблизи области активного вулканизма. Эти данные позволяют предполагать наличие вулканогенного источника фосфора в данном бассейне седиментации. Поступающий в бассейн фосфор наиболее активно химически и биогенно осаждался в нелосредственной близости от области вулканизма, синхронного процесса седиментации.

3. Детальное изучение нижнепротерозойских фосфоритов КМА, разнообразие их морфологических типов и избирательная приуроченность к определенным литолого-фациальным типам разрезов наряду с ранее известными данными по другим регионам (Балтийскому, Канадскому и др.) свидетельствуют о существовании своеобразных древних фосфоритоносных бассейнов, где фосфориты тесно связаны с черносланцевыми толщами. Намечается достаточно широкий возрастной интервал этой ассоциации (нижний протерозой, рифей, кембрий, пермь), однако, повидимому, только для протерозоя характерно ее ширское площадное распространение в масштабе провинции. Характерная ее особенность тесная связь фосфатонакопления с высокими концентрациями продуктов жизнедеятельности и, следовательно, тоявление высокоуглеродистого типа фосфоритов.

4. Изучение фосфоритов КМА, а также широкий анализ имеющихся литературных материалов показали, что для самих черносланцевых толщ характерна невысокая масштабность процессов фосфатообразования, связанная либо с малой мощностью источников фосфора в описанном регионе, либо с разными местами локализации высоких концентраций фосфора и углеродистого материала. Поэтому детальное изучение фосфатоносности черносланцевых толщ в крупных фосфоритоносных бассейнах (Хубсугульском и Каратаусском) может дать новый интересный материал для решения генетических вопросов фосфатонакопления.

Литература

- Бекасова Н. Б. Конкреционные фосфориты в разрезе осадочно-вулканогенного комплекса среднего протерозоя на Кольском полуострове.— В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 108—111.
 Бекасова Н. Б., Дудкин О. Б. Состав и природа конкреционных фосфоритов ран-историятия и природа конкреционных фосфоритов ран-историятиятия и природа конкреционных фосфоритов ран-историятия и природа конкреционных фосфоритов ран-историятия и природа конкреционных природа конкреционных фосфоритов ран-историятия и природа конкреционных природа конкреционных фосфоритов ран-историятия и природа конкреционных пр
- него докембрия Печенги (Кольский полуостров). Литология и полез. ископаемые,
- 1981, № 6, с. 107—113.
 Боровская И. С., Зайцев Н. С. О фосфоритах в нижнем рифее горного обрамления юга Сибири.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 2, с. 395—398.
 Боровская И. С., Васильева З. В., Кудеяров И. С. О фосфатном веществе фосфо-
- ритов нагорья Сангилен (юго-восток Тува). В кн.: Рудоносность осадочных пород. М.: Наука, 1973, с. 103—114.
- 5. Еганов Э. А., Светов Ю. К. Каратау модель региона фосфоритонакопления. Но-
- кембрия. Вып. 6, 1981, с. 154-158.
- 8. Лазур Ю. М., Казанцев В. А., Ермилов В. В. Сульфидная марганцовая минерализация в углеродистых отложениях протерозоя района КМА.— Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 3, с. 677—680. 9. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Т. 1. М.: Госгеолтех-
- издат, 1957, с. 868.

Институт литосферы АН СССР Юго-Западная экспедиция ПОЦГ Поступила в редакцию 31.III.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ И СКОПАЕМЫЕ № 2, 1985

УДК 553.64: 551.72(470.323)

БИТУМИНОЗНОЕ ВЕЩЕСТВО ПОРОД НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ УГЛЕРОДИСТОЙ ФОРМАЦИИ КМА

ЖМУР С. И., ЗАКРУТКИН В. Е., ЕМЕЦ Т. П., БАРТАШЕВИЧ О. В., ЧИНЕНОВ В. А.

В статье приведены результаты исследований битуминозного вещества углеродистых отложений нижнего протерозоя КМА (оскольская серия). Показано, что битуминозное вещество сингенетично по отношению к вмещающим породам и что состав углеводородов зависит от степени регионального метаморфизма.

Вопросам битуминологической характеристики докембрийских углеродистых формаций не уделялось достаточного внимания. Следует подчеркнуть, что помимо сугубо научного интереса к проблеме наличия углеводородов в докембрийских отложениях существует еще и практическая сторона данной проблемы, так как в настоящее время не вызывает каких-либо серьезных сомнений возможность открытия нефти и газа в докембрийских отложениях [1, 9]. Иначе говоря, ставится вопрос о масштабах древнейшего нефтеобразования и степени сохранности нефти и газа в условиях их длительного существования. Как отмечает Н. Б. Вассоевич, проблема из качественной стала количественной.

В данной работе рассматриваются не все аспекты битумообразования в осадочно-метаморфических породах оскольской серии КМА. Проведенные исследования имели целью подтверждение существования сингенетичных битумоидов в углеродсодержащих породах средних ступеней метаморфизма, установление зависимости их содержания от типов пород, а также определение по мере возможности степени и характера их преобразованности.

Битумоидные компоненты изучались в породах Рыльской и Тим-Ястребовской синклинорных структур, претерпевших соответственно зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации регионального метаморфизма.

Нижнепротерозойская углеродистая формация КМА рассматривается нами в объеме оскольской серии (роговская свита [5], яковлевская свита [2]). Метаморфизованные осадочные образования оскольской серии входят в породы верхнего структурного этажа докембрийского кристаллического фундамента территории КМА, которыс протягиваются в северо-восточном направлении, образуя две крупные синклинорные зоны: юго-западную, или Белгород-Михайловскую, и северо-восточную, или Оскольско-Щигровскую, которые разделяет центральная антиклинорная зона (фиг. 1).

Оскольские отложения в большинстве случаев выполняют внутренние части нижнепротерозойских прогибов. Наиболее представительные разрезы их зафиксированы на Тим-Ястребовской, Белгородской, Михайловской, Волотовской и Рыльской структурах. Как показало изучение и сопоставление разрезов, в оскольской серии Рыльской и Тим-Ястребовской структур выделяются два крупных литологических комплекса пород: нижний — метапесчаниково-сланцевый и верхний — сланцево-карбонатный, отражающие два крупных этапа осадконакопления. Первый из указанных комплексов имеет четкое двухчленное строение. Нижняя, бо́льшая (до 1000 м) часть его представлена главным образом кварцитами и кварцито-песчаниками, содержащими маломощные прослои глиноземистых, двуслюдяных сланцев. Эти породы вверх по разрезу сменяются стратиграфически выдержанной и достаточно мощной (300—400 м) толщей углеродистых сланцев (фиг. 2). Черный цвет их окраски обусловлен углеродистым веществом, которое в виде тонкодисперсных частичек достаточно равномерно распределено по основной массе сланцев, несколько уплотняясь лишь на контактах с прожилкововидными кварцевыми выделениями. По минеральному составу сланцы кварц-слюдистые (серицит, флогопит, биотит) со слабо карбонатизированными прослоями и участками. На Тим-Ястребовской структуре эта разновидность пород содержит до 4% амфибола. Сланцы тонко рассланцованы, встречаются массивные прослои с микрозернистым строением. В них наблюдаются



Фиг. 1. Схема основных структур КМА (по Н. И. Голивкину) 1 — центральная актиклинорная зона (Курско-Корочанская); 2 — юго-западная синклинорная зона (Белгород-Михайловская); 3 — северо-восточная синклинорная зона (Оскольско-Щигровская); 4 — восточная синклинорная зона (Нижнемамонско-Петровская); 5 — восточная антиклинорная зона (Павловско-Воронежская); 5 — восточная и синкливоловская, в — Рыльская, г — Тим-Ястребовская, д — Волотовская); 7 — магнитные аномалии

участки отчетливо выраженной полосчатости, обусловленной неравномерным распределением углеродистого вещества, а также субпараллельно ориентированными чешуйками слюдистых минералов. Для сланцев характерны включения углеродисто-фосфатных конкреций и повышенные (до 25%) концентрации сульфидов. По данным аналитических определений, содержание свободного углерода в сланцах не превышает обычно 18%, хотя в отдельных случаях количество его достигает 27%; в среднем составляет 5—7%.

Сланцево-карбонатный комплекс пород (1000—1200 м), залегающий над охарактеризованным выше сланцево-метапесчаниковым комплексом, отличается от последнего прежде всего присутствием довольно мощных пачек карбонатных отложений, разделенных прослоями кварцитов, кварцито-песчаников и сланцев, в том числе и углеродистых (см. фиг. 2). Карбонатные породы образуют ряд разновидностей с различным соотношением карбонатных и силикатных минералов. На Рыльской структуре — это доломиты и мраморизовачные известняки, на Тим-Ястребовской — карбонат-амфиболовые породы. Среди первых залегают маломощные прослои доломитовых слюдистых сланцев, которые в отличие от вмещающих пород зачастую содержат (до 5%) углеродистый компонент. Такой же процент углеродистого вещества содержат прослои углеродистых карбонат-амфиболовых пород на Тим-Ястребовской струк-

Бескарбонатные разности пород в разрезе сланцево-карбонатного комплекса занимают довольно значительное место. В этой группе пород основную роль играют сланцы, подчиненное положение занимают кварциты и кварцито-песчаники. Безуглеродистые разности сланцев имеют кварц-слюдистый состав. Они микрочешуйчатые, тонко рассланцованные, шелковистые, филлитовидные. Углеродистое вещество в них содержится редко и в крайне незначительных количествах в виде тончайшей вкрапленности, подчеривающей сланцеватость пород.

Углеродсодержащие сланцы (С_{орг} 3—4%) по своему облику и минеральному составу идентичны описанным в нижележащем комплексе пород. На Тим-Ястребовской структуре эти сланцы содержат амфибол и тонко переслаиваются с карбонат-амфиболовыми породами, биотитамфиболовыми и амфиболовыми сланцами. На Рыльской структуре амфибол для данных сланцев не характерен, и они чередуются с доломитами, доломитовыми и кварц-слюдистыми сланцами.

Кварциты и кварцито-песчаники на рассматриваемых структурах по минеральному составу достаточно однородны. В их сложении помимо породообразующего кварца (70—95%) принимают участие слюдистые ми-

принимают участие слюдистые минералы (серицит, биотит) и полевой шпат. Кварциты практически не содержат углеродистого вещества. В кварцито-песчаниках количество свободного углерода достигает в отдельных случаях 3—4%.



Фиг. 2



Фнг. 2. Сводные разрезы оскольской серии Тим-Ястребовской (I) и Рыльской (II) структур КМА (А — сланцево-карбонатный комплекс; Б — метапесчаниково-сланцевый) I — углеродистые кварц-слюдистые сланцы; 2 — углеродистые слюдисто-доломитовые сланцы; 3 — углеродистая карбонат-амфиболовая порода; 4 — доломиты, доломитизированные мраморы; 5 — карбонат-амфиболовая порода; 6 — кварц-слюдистые сланцы; 7 — кварциты и кварцито-песчаники; 8 — амфиболиты; 9 — амфиболитизация

Фиг. 3. Распределение компонентов битумоида в породах оскольской серии КМА I — масляная фракция; II — смолы бензольные; III — смолы спиртобензольные; IV асфальтены; 1 — метапелиты; 2 — метапесчаники; 3 — карбонаты

Реконструкция исходного состава пород (по методу О. М. Розена) показала, что карбонатный ряд пород представлен доломитами, реже известняками, среди которых залегают прослои карбонатных глин, содержащих в ряде случаев относительно высокий процент органического вещества. Глинистые минералы в углеродсодержащих глинах, согласно произведенному расчету, представлены гидрослюдой и монтмориллонитом. Бескарбонатные углеродистые сланцы, по данным пересчета исходной составляющей, представляют метаморфизованные алеврито-пелитовые осадки с довольно высоким процентом содержания органического вещества. Пелитовая их составляющая представлена исключительно слюдой, гидрослюдой и каолинитом, а псаммитовая — кварцем, микроклином, плагиоклазом. Углеродсодержащие кварцито-песчаники на диаграмме АК попали в поле аркозов и литокластогенных граувакк. Использование дополнительной диаграммы K₂O+Na₂O --- Al₂O₃ для уточнения первичной природы этих метапесчаников позволило установить их принадлежность к литокластогенным грауваккам.

Изучение остаточного органического вещества, заключенного в породах оскольской серии, представлено исключительно графитом. В крайне ничтожных количествах содержатся битумоиды и аминокислоты. Было установлено, что степень кристалличности находится в прямой зависимости от степени регионального метаморфизма: частички графита из пород Тим-Ястребовской структуры являются более упорядоченными,

Таблица 1

Битуминологическая характеристика осадочно-метаморфических пород оскольской серии КМА

		Содержание в породах,	%
Порода (число образцов)	ХБА	СБА	ХБА + СРА
Метапелиты (8) Метапесчаники (6)	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{r} 0,0044\\ \hline 0,0006-0,0113\\ 0,0022\\ \hline 0,0014-0,0032\\ 0,0020\\ \end{array}$	$\begin{array}{r} 0,0071\\\hline 0,00200,0163\\\hline 0,0055\\\hline 0,00360,0089\\\hline 0,0100\end{array}$
Карбонаты (6)	0,0012-0,0253	0,0006-0,0032	0,0029-0,0276

	C			
Порода (число образцов)	ХБА	СБА	ХБА + СБА	XEA + CEA
Метапелиты (8) Метапесчаники (6) Карбонаты (6)	$\begin{array}{r} 0,035\\ \hline 0,016-0,063\\ 0,196\\ \hline 0,053-0,344\\ 0,610\\ \hline 0,240-0,848\end{array}$	$ \begin{vmatrix} 0,035\\ \hline 0,024-0,047\\ 0,141\\ \hline 0,030-0,254\\ 0,378\\ \hline 0,051-0,964 \end{vmatrix} $	$\begin{array}{r} 0,070\\ \hline 0,053-0,091\\ 0,337\\ \hline 0,083-0,571\\ 0,988\\ \hline 0,580-1,812\end{array}$	$ \begin{array}{r} 0,61 \\ \overline{0,43-2,33} \\ \underline{1,5} \\ \overline{1,13-1,77} \\ \underline{4,0} \\ \overline{0,70-11,0} \end{array} $

Примечание. В числителе — средние арифметические значения содержаний, в знаменателе — пределы содержаний.

чем из тех же пород Рыльской структуры. Однако несмотря на достаточно высокую степень преобразованности органического вещества, оно всеже не утратило «меток» своей биологической природы. Об этом, в частности, свидетельствуют сходное с фанерозойским распределение свободного углерода в ряду карбонатная порода — песчаник — алевролит — пелит (средние значения соответственно 2,05; 2,45; 10,27; 14,57%), наличие сингенетичных углеродистому веществу аминокислот, а также ряд форм (точечная, межзерновая и т. д.) проявления углеродистого вещества в породах серии, близких к известным из пород фанерозоя

Битуминозное вещество было извлечено из всех углеродсодержащих пород формации. Ниже рассматриваются результаты его изучения.

Распределение битумоидов по типам пород. Битуминологический анализ показал (табл. 1), что максимальные (в среднем 0,01%) содержания битумоидов свойственны карбонатным породам, минимальные (среднее 0,0055%) — метапесчаникам, промежуточные (среднее 0,0071%) — метапелитам. Эти цифры, с одной стороны, показывают, что изученные породы обладают, вообще говоря, кларковой битуминозностью; с другой они свидетельствуют о сингенетичности битумоида по отношению к вмещающим породам, так как установленная тенденция увеличения содержания битумоида в ряду песчаник — алевролит — глина типична для фанерозойских образований.

Степень битуминозности органического вещества (ВХБА + СБА =

 $=\frac{XBA+CBA^{\bullet}}{C_{out}}\cdot 100\right).$

· Содержание битумоида на ОВ осадочно-

метаморфических пород увеличивается в ряду метапелиты — метапесчаники — карбонатные породы (соответственно 0,07; 0,34; 1,0). По сравнению с коэффициентом битуминозности ОВ для различных пород фане-

^{*} XБА — хлороформенный битумоид несвязанный; СБА — спиртобензольный битумоид несвязанный.

розоя (фоновые значения $\beta \ll 2$) определенные в исследованных образцах значения крайне малы. Низкие содержания битумоидов и низкая степень битуминозности органического вещества рассматриваемых пород докембрия свидетельствует о глубокой деструкции битумоида на стадии позднего катагенеза --- метаморфизма. В результате деструкции происходит, с одной стороны, уход в нерастворимые фракции смолисто-асфальтеновых веществ, с другой — потеря углеводородов в виде мигрирующих жидких и газообразных продуктов, генерируемых в главную фазу нефтегазообразования. В то же время необходимо отметить, что с возрастанием степени битуминозности в отмеченном выше ряду содержание Соорг возрастает в обратной последовательности. Обратная связь между величиной и количеством Сорг для пород фанерозоя известна как закономерность Успенского и объясняется тем, что при более интенсивном преобразовании ОВ остаточное OB обогащается наиболее стойкими компонентами. Можно предположить, что подобная закономерность сохраняется и для битуминозной составляющей метаморфизованных пород докембрия оскольской серии КМА.

Соотношение хлороформенного и спиртобензольного экстрактов. Средняя величина ХБА/СБА в первично-осадочных породах докембрия изменяется от 0,61 в метапелитах до 1,5 и 4,0 в метапесчаниках и карбонатах, т. е. в ряду пелиты — псаммиты — карбонатные породы степень преобразованности органического вещества увеличивается. Факт более слабого преобразования органического вещества в карбонатных породах по сравнению с пелитами, находящимися на одной стадии катагенеза, хорошо известен. Связано это как с консервирующим действием карбонатов, так и с малым количеством каталитически активных глинистых минералов. Обратная зависимость, наблюдаемая в докембрийских породах КМА, вызвана, по-видимому, тем обстоятельством, что при перекристаллизации карбонатного материала в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой стадий запечатанное в них органическое вещество высвобождается легче, чем из глинистых пород, что привело к большей его преобразованности.

Групповой состав битумоидов. Обращает на себя внимание (фиг. 3) заметное постоянство группового состава хлороформенного битумоида: высокое (в среднем 43,3-46,3%) содержание масляной фракции, резкое преобладание спиртобензольных смол над бензольными (соответственно 30,9 и 40,4; 5,8 и 11,5%), сравнительно малое количество асфальтенов (9,4—12,9%). Аналогичные или близкие содержания компонентов в групповом составе ХБА отмечаются и в других районах распространения докембрийских отложений [6, 7, 10]. Характер распределения компонентов. битумоида свидетельствует о том, что преобразование органического вещества при метаморфизме приводит к обогащению его остаточной, наиболее устойчивой как к диагенетическому окислению, так и последующим процессам катагенетического преобразования масляной фракции. Доля смолистых веществ, значительно легче окисляемых и склонных к процессам полимеризации, а также асфальтенов в процессе катагенеза снижается и частично переходит в нерастворимые фракции ОВ. Эти выводы согласуются и с экспериментальными данными, полученными С. Г. Неручевым, Г. М. Парпаровой и др. [8] при исследовании изменения состава битумов сапропелевого ряда из различных ископаемых осадков.

Значительные содержания спиртобензольных смол по сравнению с бензольными свидетельствуют, по-видимому, о повышенном участии в экстрактах низкомолекулярных соединений с кислородсодержащими функциональными группами, характеризующимися кислотными свойствами (карбонильными, карбоксильными и др.).

Кроме того, распределение компонентов битумоида указывает на схожесть процессов, проистекавших при метаморфизме OB различных типов пород, а высокие содержания «нейтральной» масляной фракции на фоне повышенного выхода кислых продуктов (спиртобензольных смол в составе битумоидов) могут свидетельствовать о достаточно высокой преобразованности ОВ и значительном развитии окислительных процессов при метаморфизме.

Особенности распределения *n*-алканов в маслах XБА. Углеводородная смесь (масляная фракция XБА) обычно включает в себя три основные структурные группы — алканы, арены и цикланы. Наибольшую генетическую информацию несут углеводороды алкановой группы, так называемые насыщенные метановые (парафиновые) углеводороды, или *n*-алканы.

Насыщенные парафиновые углеводороды являются постоянными компонентами состава как нефтей, так и битуминозного рещества пород. Эти соединения рассматриваются некоторыми исследователями в качестве биологических «меток». По структурным признакам среди них различаются *n*-алканы, изоалканы и изопреноиды.

Распределение *n*-алканов в масляной фракции хлороформенных битумов, извлеченных из карбонатных пород (Рыльская и Тим-Ястребовская структуры) и углеродистых сланцев (Тим-Ястребовская структура) было изучено методом капиллярной газожидкостной хроматографии. Полученные результаты позволяют оценить этот класс соединений по целому ряду геохимических параметров, среди которых наиболее информативными является представительность ряда, положение концентрационного максимума, относительное содержание «жидких» *n*-алканов (до С₁₆) и высокомолекулярных алканов (С₂₃ — С₃₄) в общей сумме *n*-алканов и значение коэффициента нечетности.

Представительность ряда. Ряд *п*-алканов представлен от С₁₈₋₁₉ до С₃₁₋₃₄. Как видно, в этом ряду отсутствуют «жидкие» (до С₁₆) и высокомолекулярные (выше С₃₂) углеводороды. Полученный ряд свидетельствует о том, что процесс потери наиболее подвижных компонентов и процеос деструкции высокомолекулярных углеводородоб в маслах ХБА прошли достаточно глубоко.

Положение концентрационного максимума. В ряду нормальных алканов максимальные, можно даже сказать аномальные, содержания приходятся на С₂₁, количество которого достигает 40% в общем балансе этой группы соединений (фиг. 4). Однотипный характер положения концентрационного максимума в различных по составу породах, находящихся на различных стадиях метаморфизма, указывает, судя по всему, на схожесть процесса преобразования органического вещества при метаморфизме в породах оскольской серии КМА. По-видимому, процесс этот в некотором роде универсален, так как подобное распределение *n*-алканов с максимумом концентрации на С₁₉₋₂₂ отмечалось в работе [10] для докембрийских пород. Механизм этого процесса в настоящее время недостаточно ясен. Можно лишь указать, что в процессе метаморфизма в значительной степени нарушаются генетические связи этих углеводородов с их биологическими предшественниками. Как изпестно [11], нормальные алканы морского планктонного происхождения имеют максимум, падающий на С₁₇, а *п*-алканы высших растений — С₂₇. Вероятно, при метаморфизме происходит усреднение состава первичных низко- и высокомолекулярных алканов в области С₁₉₋₂₂. Смещение концентрационного максимума нормальных алканов в метаморфических породах к С₂₁, возможно, свидетельствует в пользу того, что источником органического вещества пород протерозоя КМА служил морской планктон.

Содержание высокомолекулярных алканов. На фоне сходных особенностей распределения фракций *n*-алканов и положения концентрационного максимума устанавливается некоторое различие (табл. 2, фиг. 5, 6) в распределении высокомолекулярных алканов. Особенно показательны в этом отношении карбонатные породы. Так, в доломитовых углеродистых сланцах Рыльской структуры (зеленосланцевая стадия метаморфизма) относительное содержание высокомолекулярных алканов достигает 40,6%, в то время как в углеродсодержащих карбонат-амфиболовых породах Тим-Ястребовской структуры (эпидот-амфиболитовая стадия) оно равно лишь 23,2%. При этом уменьшение концентрации высокомолекулярных алканов в карбонатных породах эпидот-амфиболитовой ста-





 а — углеродистый доломитовый сланец (Рыльская структура); б — углеродистая карбонат-амфиболовая порода (Тим-Ястребовская структура); в — углеродистый кварцслюдистый сланец (Тим-Ястребовская структура)

дии метаморфизма сопровождается увеличением содержания низкомолекулярных *п*-алканов в области C_{19-22} (см. табл. 2). Данное явление можно объяснить отщеплением при нарастании метаморфизма концевых метильных (CH₃) и этильных (C_2H_5) групп высокомолекулярных алканов, которое и обусловливает, с одной стороны, низкий удельный вес высокомолекулярных углеводородов в общем балансе *п*-алканов, а с другой — нарастание содержания более низкомолекулярных алканов в области C_{19-22} . Происходящее при этом отщепление газообразных компонентов и является, видно, тем «углеводородным дыханием» докембрийских пород, о котором неоднократно указывал в своих работах А. В. Сидоренко.

Необходимо подчеркнуть (см. табл. 2) сходный характер распределения *п*-алканов в углеродистых сланцах эпидот-амфиболитовой стадии метаморфизма ($\sum C_{23-34}=35,8-43,5$) и карбонатных породах зеленосланцевой стадии ($\sum C_{23-34}=40,6$); это свидетельствует о том, что в чисто пелитовых разностях углеродсодержащих пород этот процесс перераспределения *п*-алканов при метаморфизме выражен слабее. Последнее обусловлено, на наш взгляд, тем, что карбонатные породы

Распределение фракции нормальных алканов в

	Нормальные алканы								
Порода (место взятия пробы)	C ₁₀	C ₁ ,	C	C ₂₁	Caa	C ₂₈	C24	C28	
Карбонат-амфиболовая (Тим-Ястре	-	3,8	11,4	41,7	19,5	7,1	4,3	2,7	
Доломитовый углеродистый сланец		1,1	17,5	34,6	16,1	11,2	7,3	4,7	
(Рыльская структура, скв. 3602) Сланец углеродистый (Тим-Ястребов-	-	5,0	7,4	25,3	15,6	9,5	6,3	5,1	
ская структура, скв. 3526) То же	0,3	1,7	5,2	38,0	18,1	9,6	5,8	4,6	

24/C18-34.100%.

при перекристаллизации в условиях метаморфизма легче высвобождают запечатанное органическое вещество, чем породы с глинистой матрицей.

Рассматривая отдельно характер распределения высокомолекулярных нормальных алканов (см. фиг. 6) в области С₂₅₋₃₃, можно отметить следующее:

породы верхней, сланцево-карбонатной толщи независимо от степени метаморфизма и литологического состава имеют повышенные содержания *n*-алканов с С₂₉;

по мере увеличения метаморфизма в карбонатных породах происходит смещение максимальных концентраций *n*-алканов с С₂₇ на С₂₈. Глинистые породы при этом занимают промежуточное положение — максимум на С₂₆ выражен не совсем ясно. Это еще раз свидетельствует о том, что в аналогичных термобарических условиях органическое вещество в глинистых породах изменяется слабее, нежели в карбонатных породах;

углеродистые сланцы, венчающие нижнюю метапесчаниково-сланцевую толщу, имеют характерный пик на С₂₈.

Коэффициент нечетности (НЧ/Ч)*. Формальный расчет коэффициента нечетности по всему установленному ряду от С₁₉ до С₃₃ дал значения, близкие к 1,5, для всех исследованных образцов.

Хотя подобные значения имеют парафины современных осадков, делать выводы о слабой измененности битуминозного вещества пород не следует, учитывая все сказанное выше и в первую очередь аномально повышенные концентрации С₂₁ и логнормальное распределение нормальных алканов. Кроме того, из табл. 2 и фиг. 5 не виднс предпочтительного накопления нечетных алканов. По данным Св. А. Сидоренко и А. В. Сидоренко [10], значения НЧ/Ч для битумоидов докембрийских пород близки к единице. Такой разброс значений заставляет с осторожностью подходить к интерпретации этого параметра.

Значения НЧ/Ч рассчитаны только для высокомолекулярной части спектра нормальных алканов: $(C_{23}+C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31})/(C_{24}+C_{26}+C_{26}+C_{26}+C_{30}+C_{32})$. Полученные значения отражают литологические различия и практически не зависят от степени метаморфизма: для карбонатных пород они равны 1,5, а для терригенных колеблются в пределах 1,1—1,3.

Изопреноиды. В составе масляной фракции изопренонды практически отсутствуют. Малочисленный сравнительный материал по битумоидам докембрийских пород не позволяет в настоящее время достаточно достоверно объяснить этот факт. По этому поводу можно лишь сказать, что он является еще одним доказательством как сингенетичности битумоида, так и жесткости условий преобразования органического вещества.

Элементный состав битумоидов. Из-за дефицита материала элементный состав определялся в суммарном для каждого литологического типа

* НЧ/Ч — отношение суммы парафиновых углеводородов с нечетным числом атомов С к соответствующей сумме с четным числом.

	Нормальные алканы										N •	
	C28	C ₃₇	C1.	C.,,	° C ₈₀	Gı	Ċ _{\$2}	C _{ae}	C34	C_18-34	C ₂₃₋₃₄	
_	3,1	2,1	1,2	1,9	0,5	0,3	→	-		99,6	23,2	
	4,1	4,5	2,5	2,7	1,4	1,3	0,4	0,5		99,9 [·]	40,6	
	5,0	4,0	2,8	4,2	1,4	1,1	0,6	0,7	0,3	94,3	43,5	
	3,7	1,9	2,6	1,3	0,8	0,6	0,9	<u> </u>	-	99,1	35,8	

пород битумоиде, составленном из частных проб битумоидов, извлеченных из первично-осадочных пород определенного литологического типа. Содержание углерода С, водорода Н и суммы гетерозтомов S+N+O в хлороформенном битумоиде приведены в табл. 3.

Таблица 3

Элементный состав хлороформенного битумоида осадочно-метаморфических пород оскольской серии КМА

Породы	с	Ħ	N ' + S + O	C/H	$\frac{C+H}{N+S+O}$
Метапелиты	78,24	12,56	9,20	8,50	9,87
Метапесчаники	77,00	11,85	11,15	6,91	7,97
Карбонаты	78,40	12,30	9,30	8,43	9,75

Учитывая сходство компонентного и элементного составов XБА примерно при равной степени катагенетической преобразованности органического вещества, можно заключить, что в изученных отложениях исходное органическое вещество было однотипным и однотипны были условия их преобразования. Однако установить его генетическую природу на таких высоких стадиях преобразованности по данным элементного состава не представляется возможным.

Пиролиз битуминозного вещества. С целью выявления качественных характеристик и уровня преобразованности битуминозного вещества были поставлены эксперименты по пиролизу. То, что пиролизу подвергалось именно битуминозное вещество, не вызывает ссмнений, так как количество суммарного пиролизата в рассматриваемых породах не превышает содержания в них битумоида. Кроме того, предварительное нагревание образцов в линейном режиме до 1000° С показало, что деструкция графитизированного вещества в инертной среде происходит при температурах выше 600° С. Опыты проводились в изотермическом режиме при нагреве до 150 и 500° С в течение 15 и 30 мин на установке и по методике, разработанной во ВНИИЯГГ [4].

Выбор температурно-временно́го режима обусловлен особенностями битуминозного вещества, находящегося на высокой стадии преобразованности, существенная деструкция которого при 150° С маловероятна. Газонасыщенность всех изученных образцов (табл. 4), определенная при нагреве 150° С, характеризуется крайне низкими величинами: от 0,1 до 0,2 мкг/г породы. Индивидуальный углеводородный состав представлен рядом $C_1 - C_4$, причем трансбутилен присутствует только в двух образцах. Доля предельных углеводородов в составе газа изменяется в пределах 27—66%, максимум (до 90%) приходится на метан, этан и пропан присутствуют всегда в малых количествох, соответственно не более 2,87 мкг/г породы. Максимальное количество непредельных углеводоро-

Пиролиз углеродистых сланцев

		Ня	зкот	температурны	йн	агрев (150° (С), м	кг/г породы	4			
Номер скважины (глубина, м)		Copr	Сн₄		∑ ^{YB} C _i -C _e	($\sum_{\mathbf{YB}_{C_i-C_i}}^{S_i}$)	^{YB} C₄−C₄		co,	
									Рыль	ская	структур	a
3602 (318,0) 3602 (441,0) 3602 (591,0)		7,49 5,54 5,47	0,040 0,024 0,028		0,211 0,114 0,098		0,211 0,114 0,098	1	0,098 0,040 0,022		81,5 130,9 94,6	
							Т	им-,	Ястребова	ская	структур	a
3613 (340,0) 3621 (345,0) 3615 (562,0)		10,22 4,10 11,55	$0,052 \\ 0,045 \\ 0,022$		0,097 0,10 0,218		0,197 0,10 0,218		0,026 0,086		119,3 90,05 70,35	

дов фиксируется в образцах пород зеленосланцевой фации. Среди непредельных углеводородов преобладают бутилен и пропилен. Показатель S₁, указывающий на количество углеводородов ряда C₁ — C₄, уже присутствующих в породе, уменьшается с глубиной на Рыльской структуре и возрастает на Тим-Ястребовской.

Распределение сорбированного CO₂, напротив, имеет тенденцию к уменьшению с глубиной на Тим-Ястребовской структуре и не обладает какими-либо закономерностями на Рыльской структуре. Количество CO₂ не превышает 131 мкг/г породы, а количество сорбированных породой углеводородных газов не коррелируется с содержанием в них C_{орг}.

При деструкции битуминозных веществ в условиях высокотемпературного нагрева получены углеводороды от метана до *n*-гексана. Общий



Фиг. 5. Распределение *п*-алканов С₁₈₋₃₄ 1 — карбонат-амфиболовая углеродистая порода (Тим-Ястребовская структура); 2 — доломитовый углеродистый сланец (Рыльская структура); 3 — кварц-слюдистый углеродистый сланец сланцево-карбонатной толщи (Тим-Ястребовская структура); 4 — кварц-слюдистый углеродистый сланец сланцево-метапесчаниковой толщи (Тим-Ястребовская структура) оскольской серин КМА

	Высокотем пературный нагрев (500° С), мкг/г породы							
CH.	Σ ^{YB} C _r -C _e	$\left(\sum_{\mathbf{YB}_{C_{i}-C_{4}}}^{S_{2}}\right)$	Σ ^{yb} C ₆ -C ₆	Sa (CO ₂)		$\frac{S_1}{S_1+S_2}$		S ₂ /S ₅
(зеленосл	анцевая)			· · · · ·				
4,84 4,06 6,86	75,58 66,75 94,01	55,18 62,43 89,08	40,18 22,38 32,31	6373,35 8508,30 2067,80		0,0038 0,0018 0,0010		0,009 0,048 0,048
(эпидот-а	амфиболитова	ія)						
3,42 6,84 3,93	49,42 80,6 62,1	46,30 74,02 58,8	19,36 34,80 24,25	1004,80 919,6 3463,6		0,0021 0,0013 0,0049		0,046 0,080 0,017

выход углеводородов изменяется в пределах от 49,42 до 94 мкг/г породы (см. табл. 4). Максимальная (6,8 мкг/г породы) генерация метана зафиксирована в образцах из Рыльской структуры, а минимальная (3,42 мкг/г породы) — из Тим-Ястребовской. В составе углеводородной смеси преобладают компоненты ряда $C_1 - C_4$. В изученных образцах Рыльской структуры отмечается тенденция к увеличению содержания углеводородов ряда $CH_4 - C_3H_6$ с глубиной, а количество таких компонентов, как *i*- C_4H_{10} , *i*- C_5H_{12} и *n*- C_5H_4 уменьшается с глубиной. Максимальное (18,3 мкг/г породы) содержание *n*- C_6H_{14} отмечено в образце из скв. 3602, в то время как во всех других образцах оно не превышает 3,53 мкг/г породы.

Количественные и качественные соотношения углеводородов в составе пиролизата углеродсодержащих пород из эпидот-амфиболитовой фации не отличаются разнообразием. Доля непредельных углеводородов в составе газовой смеси, извлекаемой в процессе деструкции битуминозного органического вещества, возрастает до 80%. Среди последних количество метана составляет всего 6—8%. В то же время следует отметить и небольшое (30—40%) количество метана в сумме непредельных углеводородов. Общим в распределении предельных углеводородов является



Фиг. 6. Распределение высокомолекулярных *n*-алканов. Усл. обозн. см. фиг. 5

jan.

преобладание СН₄ над С₂Н₆ и более высокое содержание *n*-гексана над п-пентаном.

Обобщая полученные результаты пиролиза, следует отметить крайне низкий генерационный потенциал битуминозного вешества пород оскольской серии КМА. Битумоид, заключенный в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, более преобразован по сравнению с таковым из пород зеленосланцевой фации, о чем свидетельствует увеличение концентраций компонентов ряда С₁-С₆ в породах зеленосланцевой фации и уменьшение показателя S₃ в породах эпидот-амфиболитовой фации.

На основании изложенного можно сделать следующие основные выводы.

1. Битуминозное вешество сингенетично по отношению к вмешающим породам. Об этом свидетельствует тенденция увеличения содержания битумоида в ряду песчаник — алевролит — глина и возрастание битуми. нозности органического вещества в ряду метапелиты — метапесчаники карбонатные породы, что характерно для пород фанерозоя.

2. Источником органического вещества пород и соответственно битумоида служили, по-видимому, морские планктонные организмы, что видно из тяготения концентрационного максимума изученных п-алканов (С21) в сторону концентрационного максимума *п*-алканов морского планктонного происхождения (С₁₇).

3. При равных термобарических условиях битуминозное органическое вещество, запечатанное в глинистых породах, изменяется слабее, чем в карбонатных породах.

4. С нарастанием степени регионального метаморфизма от зеленосланцевой фации к эпидот-амфиболитовой в карбонатных породах снижаются относительные содержания высокомолекулярных нормальных алканов с одновременным увеличением низкомолекулярных алканов в области С₁₉₋₂₂, а также смещается максимум концентрации в высокомолекулярном ряду с С₂₇ на С₂₆.

5. Породы сланцево-карбонатной толщи независимо от степени метаморфизма и литологического состава имеют повышенные содержания углеводородов с С₂₉, породы нижележащих слоев имеют характерный пик на С".

6. Битуминозное вещество по многим параметрам принципиально однотипно, что свидетельствует в пользу того, что уже на средних стадиях метаморфизма процесс перестройки соединений прошел настолько глубоко, что значения целого ряда параметров оказались снивелированными — однотипный состав распределения компонентов битумоида, особенности распределения нормальных алканов, представительность их ряда, положение концентрационного максимума, содержание высокомолекулярных алканов, коэффициент нечетности, а также элементный состав битумоида.

Литература

- 1. Вассоевич Н. Б., Гусева А. Н., Тараненко Е. И. К проблеме нефтегазообразования в докембрийских отложениях. — В кн.: Природа органического вещества современ-ных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 150—157. 2. Голивкин Н. И., Штернова Л. М., Дунай Е. И. и др. Стратиграфия протерозой-
- ских эффузивно-осадочных образований Белогородского рудного района КМА.— В кн.: Вопросы геологии и металогении докембрия ВКМ. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977, c. 3-9.
- Закруткин В. Е. Высокоуглеродистые формации раннего докембрия европейской части СССР. Ростов: Изд-во Рост. ун-та, 1982, 288 с.
 Емец Т. П., Бурмистрова Л. Д., Лопатин Н. В. и др. Пиролитический метод ис-
- следования проб нефтегазоносной провинции. В кн.: Методы нефтегазопоисковой геохимии. М.: ВНИИНГГ, 1982, с. 67—74.
- 5. Крестин Е. М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития. Изв.
- вузов. Геология и разведка, 1980, № 3, с. 3—17. 6. Мишунина З. А., Корсакова А. Г. Геохимия керогена графитоидных и шунгито-вых сланцев и карбонатов протерозоя Южной Карелии.— Сов. геология, 1977, № 3, c. 40-54.
- 7. Мишунина З. А., Бискэ Н. С. К геохимии углеродистого вещества докембрийских пород юго-западной и северной Карелии.— В кн.: Минералогия и геология докембрия Карелии, Петрозаводск: Карелия, 1979, с. 131-145.

- 3. Неручев С. Г., Парпарова Г. С., Рогозина Е. А. и др. О новой классификации диагенетических и катагенетических преобразований планктогенного (сапроделевого). рассеянного органического вещества.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 82—106.
- 9. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре.- В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973, с. 72-79. 10. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфи-
- ческих породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с.
- 11. Galimov E. M., Kodina Z. A., Shirinsky V. G. e. a. A study of organic matter from deep oceanic bore holes, deep sea drilling project sites 415 and 416 in the Moroccan basin.— In: Initial Reports of DSDP, v. L. Wash., 1980, p. 575—603.

•

ИЛСАН Москва

Поступила в редакцию 7.XII.1983
УДК 553.98:551.763(571.1)

СТРОЕНИЕ И НЕФТЕНОСНОСТЬ БАЖЕНОВСКОГО РЕЗЕРВУАРА

БЕЛКИН В. И., ЕФРЕМОВ Е. П., КАПТЕЛИНИН Н. Д.

Изложена новая концепция строения и нефтеносности баженовского резервуара, основанная на комплексном анализе всех данных разведки и пробной эксплуатации месторождения Больщой Салым. В пластовой системе резервуара выделяются два основных вместилища нефти: пласт каверноэного коллектора в нижнем экзоконтакте баженовской свиты и линзовидные ловушки в собственно баженовской свите. Эти ловушки приурочены к строго определенным стратиграфическим уровням внутри свиты и сложены линзовидными часто чередующимися проницаемыми ракушняками и радиоляритами с битуминозными аргиллитами или щебне-дресвяной брекчией наиболее хрупких разностей битуминозно-кремнистых аргиллитов.

Уже более 15 лет существенно аномальный состав и строение коллекторов баженовской свиты месторождения Большой Салым привлекают к нему всеобщее внимание. Ему посвящена обширная литература [1— 23]. При существенном разнообразии выводов, сделанных в перечисленных работах, устанавливаются следующие общие черты:

— баженовская свита имеет существенно глинистый состав. Какиелибо иные, кроме глин, разности пород имеют в ней подчиненное значение;

— чередование различных по составу и свойствам пород баженовской: свиты, в результате которого отдельные участки ее отдают нефть, в то время как другие оказываются непродуктивными, отличается крайней хаотичностью. В работе [11] указывается, что невозможно увязать между собой даже разрезы соседних скважин. Впрочем, этот тезис не получил поддержки у авторов, анализировавших данные промысловой геофизики [21];

— продуктивные участки свиты приурочены к горизонтально-слоистым разностям глин, причем нефть содержится в их межслоевых полостях, скапливаясь и удерживаясь благодаря аномально высокому пластовому давлению (АВПД);

— расслоенные нефтью глины, названные И. И. Нестеровым баженитами, образуют в теле свиты незакономерно расположенные линзы, как правило, гидродинамически не связанные между собой. Доля толщи, занятой такими продуктивными линзами, оценивается различными авторами весьма по-разному, вследствие чего возникают расхождения в оценке промышленных запасов нефти;

— имеются две группы коллекторов, одна из которых отдает нефть быстро, а вторая медленно, причем именно вторая группа (матрица) обеспечивает подпитку коллекторов первой группы. Такая модель наиболее популярна у авторов, анализировавших гидродинамические данные [18], но не одобряется петрофизиками и геохимиками [11], указывавшими на крайне слабую подвижность нефти или нафтоидов в матрице;

— фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) лучших коллекторов баженовской свиты неизвестны, так как они не выносятся в керне и прямые определения по ним отсутствуют.

В последние годы изучение баженовской свиты сильно интенсифицировалось. Пробурено до двух десятков скважин с выносом керна >80%, причем керн этих скважин подвергся детальному описанию и литологопетрографическому изучению. Сильно детализированы промыслово-гео-



Фиг. 1. Схематическая карта месторождения Большой Салым 1 — изогипсы кровли баженовской свиты (отражающего горизонта Б); 2 — скважины; 3 — зона отсутствия притоков; 4 — зона притоков при низких динамических уровнях; 5 — зона притоков с дебитами до 50 т/сут при переливе; 6 — зона притоков с дебитом >50 т/сут

физические и гидродинамические исследования. В центральной части Салымского месторождения организована пробная эксплуатация пласта Ю₀ (баженовской свиты). Все это создало условия для нового синтеза фактического материала. Авторами настоящей статьи комплексно обработаны результаты бурения 150 скважин на месторождении Большой Салым. Их размещение и дебиты показаны на фиг. 1.

Расчленение и корреляция разрезов. Анализ промыслово-геофизического материала позволил выделить три наиболее информативных и в то же время широко применяемых метода: 1) электрический боковой каротаж (БК); 2) гамма-каротаж (ГК); 3) нейтронный тепловой каротаж (НКТ) и использовать их для расчленения и корреляции разрезов скважин. Диаграммы радиоактивного гамма-каротажа (ГК) позволяют четко коррелировать соответствующие элементы ГК (см. фиг. 1) разрезов изученных скважин. Как установлено в ходе исследований в рассматриваемых отложениях, естественная радиоактивность зависит только от скорости захоронения осадка, практически одинаковой для всей территории месторождения. Этого следовало ожидать, поскольку именно скоростью захоронения определяются все факторы (содержание органики, содержание различных глинистых минералов и их сорбционная емкость, длительность контакта породы с наддонной водой и т. д.), обуславливающие величины естественной радиоактивности.

Каждая диаграмма ГК была разбита на отрезки, общие для большинства разрезов и отвечающие определенным этапам замедленного или, наоборот, несколько ускоренного захоронения осадков. Те из выделяемых интервалов, которые однозначно прослеживались не менее чем в 75% изученных разрезов признаны коррелируемыми слоями (КС).

Точно такой же подход был применен и к анализу диаграмм других информативных методов геофизического исследования скважин (БК, НКТ), в результате чего диаграммы этих методов были разбиты на систематически повторяющиеся и потому коррелируемые отрезки.

Поскольку указанные методы основаны на использовании отличающихся от ГК параметров (соответственно электросопротивления и вторичного излучения нейтронов), экстремумы этих диаграмм несколько смещены по сравнению с экстремумами ГК. На диаграммах БК несколько отличается и число выделяемых коррелируемых элементов. Так, на диаграммах ГК выделены в разрезе собственно баженовской свиты 27 коррелируемых слоев (КС) и, кроме того, два коррелируемых элемента (КС-1 и КС-2) в нижнем экзоконтакте баженовской свиты, уже в пределах подстилающей абалакской свиты. По данным электрометрии в пределах собственно баженовской свиты выделено 22 коррелируемых элемента, кроме которых зафиксированы те же КС-1 и КС-2 в прикровельной части абалакской свиты. В силу важности этого интервала для понимания нефтеносности баженовского горизонта данный интервал абалакской свиты рассматривается здесь совместно с собственно баженовскими породами. Поскольку диаграммы НКТ и ГК записываются обычно совместно, степень соответствия колебаний естественной радиоактивности и вторичного излучения нейтронов видна из самой записи. Поэтому принято возможным с некоторой долей условности сохранить единую разбивку и нумерацию КС для обоих радиоактивных методов.

Нумерация КС в соответствии со стратиграфическим кодексом дается снизу вверх.

Поскольку именно колебания в радиоактивности отражают закономерности накопления толщи в седиментогенезе, коррелируемые слои порадиоактивному каротажу (КС_{РК}) преимущественно используются при стратиграфическом расчленении свиты. В тех случаях, когда не делается сопоставления с другими методами, индекс «РК» не указывается при обозначении КС.

Различия между радиоактивностью и другими параметрами также генетически обусловлены. Градации радиоактивности в разрезе связаны с процессами седиментогенеза, тогда как электросопротивление и нейтронные параметры зависят преимущественно от постседиментационных преобразований: как выяснилось в ходе исследований, исключительно высокие сопротивления баженовских пород обусловлены в первую очередь их гидрофобностью, возникшей уже в ходе постседиментационного развития.

После выделения коррелируемых элементов соответственно на диаграммах радиоактивного и электрического каротажа было проведено сопоставление КС этих диаграмм между собой.

Запись соответствия коррелируемых интервалов диаграмм одного метода соответствующим элементам диаграмм другого приводится в форме равенства типа КС_{БК}-7=КС_{РК}-9—10, что означает: «коррелируемый слой седьмой по диаграмме БК соответствует (равен) коррелируемым слоям девятому и десятому по диаграмме радиоактивного каротажа (PK)».

Существенную помощь в сопоставлении диаграмм различных промыслово-геофизических методов оказало выявление «реперных горизонтов», обладающих исключительно четкой характерной формой записи на диаграммах каждого из методов геофизического исследования скважин (ГИС) и выдержанностью на площади, что, как выяснилось при сопоставлении с керном, объясняется весьма большой устойчивостью литологического состава пород этих горизонтов (фиг. 2).

Наиболее часто реперные горизонты имеют карбонатный состав. Таковы, например, сложенные доломитизированными известняками реперные слои: KC_{BK} -5= KC_{PK} -6, 7 и KC_{BK} -7= KC_{PK} -9, 10. На диаграммах БК они систематически фиксируются как слои высокого сопротивления; на диаграммах РК им постоянно отвечают максимумы $In\gamma$, что объясняется крайне низким содержанием в этих сливных породах водорода (протонов). Пониженная сорбционная емкость сливных карбонатных пород обуславливает их низкую радиоактивность.

Весьма сходна форма записи перечисленных выше параметров у кремнистого репера: КС_{вк}-9, 10 = КС_{рк}-12, 13, наиболее четко прослеживаемого на площади месторождения Большой Салым, равно как, по предварительным данным, и за его пределами. Т. Т. Клубова [13] именно в зоне этого репера проводит границу нижней (волжской) и верхней (бериасской) частей баженовской свиты, хотя непосредственно данного слоя не выделяет и не прослеживает 1. Сходство формы записи сливных карбонатных и кремнистых пород на диаграммах электрического и радиоактивного каротажа объясняется одинаковыми связями состава и структуры этих пород с электросопротивлением и радиоактивностью. В то же время фиксируются резкие отличия на диаграммах плотностного каротажа (ГГК_и), к сожалению, редких. Кремнистый репер в противоположность карбонатным фиксируется здесь резкими понижениями плотности. Наличие строго скоррелированного стратиграфического расчленения баженовского горизонта позволило осуществить привязку всех данных литологических, промысловых и петрофизических исследований к разрезу.

Привязка кернового материала осуществлялась после его литологического описания в каждой скважине к расчлененному по сумме ГИС разрезу. Затем проводилось сопоставление с аналогичным образом привязанным керном в других скважинах. Привязке содействовало наличие описанных выше реперных слоев. Этому способствовала приуроченность к реперным слоям экстремальных значений физических параметров, в свою очередь обусловленная несхожестью литологического состава реперных слоев с таковым у вмещающих пород. Например, уже упоминавшиеся реперные карбонатные слои КСвк-5=КСрк-6,7 и КСвк-7=КСрк-9, 10 с характерными максимумами электросопротивления и нейтронного параметра Ілу легко сопоставить с четко выделявшимися в керне слоями сливных карбонатных пород той же мощности, залегающих среди несхожих с ними существенно глинистых пород. Характер соотношений физических свойств пород реперных горизонтов, с одной стороны, и вмещающих пород — с другой, на полуколичественном уровне подтверждался данными лабораторных определений по керну, для чего строились кернограммы, а также так называемым каротажем по керну — непрерывной записью величины исследуемого параметра (например, радиоактивности или сопротивления) над керном. Каротаж по керну помогает увязать геофизические данные с керном по упоминавшимся выше сульфидным реперам, а отчасти и реперным слоям, сложенным пятнистыми гидрофильными аргиллитами (например, КСвк-22=КСрк-24). Успешной увязке способствовала также сравнительно небольшая величина интервалов долбления (не более 5-7 м), в пределах которых нетрудно идентифицировать реперы по каротажу и керну. После сопостав-

¹ Привязка данного репера к международной геохронологической шкале в настоящий момент преждевременна из-за отсутствия обработки богатейшей фауны, содержащейся в баженовской свите.



Фиг. 2. Схема сопоставлення разрезов баженовской свиты по линин I—I (см. фиг. 1) I—диаграмма НКТ; 2—диаграмма ГК; 3—6— реперы (3— битумный, 4— карбонатный, 5—кремнистый, 6 сульфидный); 7— пятнистые гидрофильные аргиллиты; 8 кавернозные конгломератовидные породы КС-1; 9— потенциально-продуктивные коррелируемые слон ления всех реперов, по которым имелись и керновые, и геофизические материалы, увязка материалов по интервалам, заключенным между реперами, значительно облегчилась.

В процессе такой увязки удалось выяснить, что состав и структурнотекстурные особенности пород и в межреперных интервалах меняются по площади лишь с незначительными вариациями, причем эти вариации относятся не столько к первично-осадочным признакам пород, сколько к их вторичной минерализации. Например, в средней части разреза баженовской свиты широко распространены битуминозные аргиллиты, тонко переслаивающиеся прослоями и полосками, сложенными скоплениями пелеципод — типичными осадками баночных скоплений фауны. Однако в одних разрезах эти породы подвергались интенсивной вторичной цементации, сопровождающейся интенсивным аутигенным минералообразованием, в том числе конкрециеобразованием. Ракушняковые прослои очень часто оказывались целиком пиритизированными, глинистая масса вмещающих пород — зацементированной карбонатным или кремнистым цементом. В других разрезах, напротив, произошло сильное выщелачивание химически неустойчивых частей породы (например тех же ракушняков), из которых оказался вынесенным арагонит, а органогенная структура серьезно нарушена. При этом наметились нарушения сплошности и в глинистой составляющей породы, где также подвергся выщелачиванию тончайший раковинный детрит. В разрезах третьего типа, к которым относится их большинство, первичные составы и структура пород остались неизмененными.

Описанным выше путем удалось получить полностью перекрытый, охарактеризованный керном, разрез баженовской свиты. Изложенное в ряде работ мнение о наличии в этом разрезе мощных пачек или линз с систематически неподнимаемым керном [15], к которым якобы и приурочены основные коллекторы свиты, оказалось несостоятельным, так как не наблюдалось ни малейших отличий в каротажной характеристике одноименных интервалов, в охарактеризованных и неохарактеризованных керном слоеподсечениях. При этом, однако, удалось зафиксировать отдельные разности пород, обычно хуже выносимые в керне, чем другие породы баженовской свиты. Эти породы, как правило, присутствуют на торцах отдельных кусков керна, притом в механически ослабленном, «выслаивающемся» виде. Чаще всего подобные разности несут четкие следы выщелачивания и обладают улучшенными коллекторскими свойствами. Для состава подобных разностей характерно присутствие органогенного материала (целых раковин или их детрита), чаще всего в форме отдельных обособленных слойков.

Литологический состав и генезис отложений. В свете вновь полученных данных разрез баженовской свиты и непосредственно контактирующих с нею отложений определяется следующим образом.

1. Баженовская свита с некоторым стратиграфическим и отчасти угловым несогласием налегает на слабо развитую кору выветривания подстилающей абалакской свиты, представленную осветленными пятнистыми комковатыми аргиллитами с частыми диагенетическими поверхностями скольжения. Этой пачке подчинен слой КС-1 брекчиевидной кавернозной породы (фиг. 3, а) мощностью от 0,6 до 2,5 м, сложенной разноокатанными псефитовыми гранулами размером до >3 см, сгруженностью 60—70%. Пространство между гранулами занято кальцитовым базальным, реже пленочным цементом, иногда же остается пустым (первично незацементированным). В цементе часты сквозные и вторичные каверны. Диаметр каверн или свободных пор достигает 2,5 см. Поверхность крупных пор и каверн, как правило, инкрустирована щеточками кальцита, реже кварца и халцедона; встречаются единичные кристаллики хорошо ограненного кварца, впервые зафиксированного в подобных образованиях А. В. Рыльковым и Ю. В. Щепеткиным [22]. Во многих случаях на поверхности псефитовых гранул отчетливо фиксируется наличие натечных форм кальцита. Все перечисленное свидетельствует об интенсивном токе водных растворов, возможно термальных, через опи-



Фиг. 3. Сцементированная кальцитом порода

а — конгломератовидная порода из слоя КС-1 (верхняя «корковая» часть пласта, скв. 153, гл. 2930, 5 — 2935,5 м; 0,2 м от верха); видны темные незацементированные пустоты; в центре очень мелкие «щеточки» кальцита; б — щебне-дресвяная брекчия из слоя КС-22 (скв. 157, гл. 2867,3—2874,0 м; 0,2 м от верха)

сываемый слой в период формирования его современного облика. Состав псефитовых гранул в описываемом слое довольно однообразен. Они представлены мергелем, галечковидными конкрециями известково-доломитового, реже известково-сидеритового состава, крупными оолитами (пизолитами) лептохлорита. Описываемый слой существенно неоднороден, что подтверждается как данными по керну, так и промыслово-геофизическими и гидродинамическими материалами. Неоднородность в разрезе выражается прежде всего в том, что у верхнего контакта описываемый слой является, как правило, наиболее сцементированным, образуя как бы поверхностную корку. Ниже залегают значительно менее сцементированные разности, по своему габитусу более близкие к несцементированной брекчии. Судить о структуре этой части слоя в настоящий момент трудно, так как в керне поднимаются отдельные несвязные, но обуренные гранулы. По данным акустического каротажа (АК), здесь резко уменьшается скорость распространения продольных волн, очень повышенная в верхней «корковой» части слоя, а по данным механического каротажа — столь же резко возрастает скорость проходки. В то же время неоднородность КС-1 прослеживается и в латеральном направлении. Участки с нецементированным кальцитом пустотным пространством развиты ориентировочно не более чем на 40% площади его распространения. Средняя мощность слоя (по 78 скважинам) составляет 1 м. На северо-востоке Большого Салыма он расщепляется на два почти метровых слоя, разделенных 2-3-метровым слоем аргиллита. КС-1 отделен от подошвы собственно баженовской свиты 2-3-метровым интервалом описанных выше пятнистых аргиллитов (КС-2). На юго-западе Большого Салыма и далее за его пределами мощность этого интервала возрастает до 5 м и более.

Генезис рассматриваемого слоя с его весьма широким площадным распространением и особенно пустотного пространства в нем остается пока невыясненным. Не вполне ясно, когда происходили вторичные изменения — на катагенной или на гипергенной стадии. По-видимому, больше аргументов в пользу гипергенной модели, так как имеется много признаков самого перерыва, сопровождавшегося выветриванием. Следует признать, что выяснение генезиса слоя требует дополнительных исследований.

2. Пачка I залегает в основании собственно баженовской свиты и представлена чередующимися алевритистыми слабобитуминозными аргиллитами и мергелями, реже доломитовыми, мелкокристаллическими доломитами и известняками. Последние приурочены к реперному горизонту КС_{вк}-5=КС_{Рк}-6,7, о котором упоминалось выше. От вышележащих баженовских пород пачка отличается пониженными битуминозностью, гидрофобностью и электросопротивлением, а также большей грубостью осадков. Пачка I охватывает интервал разреза от КС-3 до КС-7 включительно; ее суммарная толщина составляет приблизительно 6 м.

3. Пачка II представлена битуминозными черными массивными алевритистыми аргиллитами и мергелями с подчиненными слоями тонкоотмученных аргиллитов, тонкополосчатых с ракушняком, а также переслаивающихся опок и радиоляритов, обладающих местами повышенной емкостью (до 12%). Пачке подчинены два реперных горизонта KC_{BK} -7= = KC_{PK} -9, 10 (карбонатный, известково-доломитовый) и KC_{BK} -9, 10= = KC_{PK} -12, 13 (кремнистый). Между ними зажат нижний максимум ГК в баженовской свите (KC_{PK} -11), отвечающий переслаиванию линзовидных полосок ракушняка с непроницаемыми битуминозно-глинистыми прослоями, при толщине переслаивающихся компонентов, измеряемой первыми сантиметрами. В поднятом керне преобладают непроницаемые разности. Пачка охватывает интервал разреза от КС-8 до КС-14. Суммарная толщина 8 м.

4. Пачка III представлена черными в большинстве тонкоотмученными аргиллитами, линзовидно- и четковиднослоистыми ракушняками при толщине ракушняковых слойков от долей миллиметра до 2 см и расстоянии между ними от первых миллиметров до 4 см. Описываемой пачке подчинен слой с наибольшим максимумом радиоактивности и соответственно насыщенности органическим веществом битумного ряда во всей баженовской свите (реперный горизонт КС_{вк}-17=КС_{рк}-20). Как нижний, так и верхний контакты пачки III подчеркиваются маломощными (толщиной менее 1,0 м) слоями, представленными очень тонким, но выдержанным по латерали чередованием слойков пирита и других сульфидов, развитых по всевозможным органическим остаткам (раковинному детриту, рыбной чешуе, нередко целым створкам раковин) и битуминозных аргиллитов. Сульфидные новообразования в каждом слойке контактируют между собой и образуют сложные замкнутые электрические цепи, что, естественно, ведет к резкому падению электрического сопротивления. С помощью ГИС данные слои (КСвк-11, 18) помимо каротажа сопротивлений хорошо выделяются также методом вызванной поляризации (ВП), что установлено специальными исследованиями, проведенными в тресте Юганскнефтегеофизика Б. Н. Зубаревым и его сотрудниками.

Пачка охватывает стратиграфический интервал от КС-15 до КС-21 включительно. Суммарная толщина пачки 11—12 м.

5. Пачка IV представлена черными, битуминозными мергелями и доломитовыми мергелями, большей частью нерасслаивающимися, сливными, иногда с прослоями битуминозных аргиллитов, и реже опоковидных битуминозно-кремнистых аргиллитов. Для всех пород этой пачки, в особенности нижней ее части (КС-22), характерны перемятость, обилие поверхностей скольжения, сильная трещиноватость, во многих случаях вплоть до возникновения в данном интервале разреза щебне-дресвяной брекчии, сложенной изометричными неокатанными обломками хрупких (существенно кремнистых или карбонатных) разностей баженовских пород. Во многих случаях (скв. 104, 117, 127 и др.) из указанной пачки поднимался керн, представленный несцементированной щебне-дресвяной массой. При этом возникали сомнения, не является ли поднимаемая брекчии, сцементированные кальцитом (см. фиг. 3, б), что позволило более детально изучить ее структуру.

Описываемой пачке подчинен реперный горизонт КС_{вк}-22 = КС_{рк}-24, сложенный гидрофильными (в отличие от массы вмещающих гидрофобных баженовских пород) пятнистыми аргиллитами, аналогичными породам, слагающим самую верхнюю часть баженовской свиты (пачку V).



Фиг. 4. Сводная синтетическая диаграмма ГК и средние значения радиоактивности на месторождении Большой Салым 1 — сводная синтетическая диаграмма ГК; 2 — линия средних значений

1 — сводная синтетическая диаграмма ГК; 2 — линия средних значений радиоактивности; 3 — кривые распределения средних значений радиоактивности для каждого коррелируемого слоя

Пачка охватывает интервал разреза от КС-22 до КС-26 включительно. В средней части КС-26 нередко присутствует полуметровый слой механически слабого, расслаивающегося и трещиноватого битуминозного мергеля, полосчатого с битуминозным аргиллитом и ракушняком и обладающего повышенной емкостью. Общая толщина пачки 7—8 м.

6. Пачка V представлена слабо- и среднебитуминозными пятнистыми аргиллитами с остатками наземной флоры и обильной фауны (в том числе насекомых). Пятнистость обусловлена присутствием множества мелких скоплений гумуса и гидротроилита на фоне светлого глинистого материала, причем во многих случаях вокруг этих пятен присутствуют охристые оторочки. Пачка охватывает интервал разреза от КС-27 до КС-29. В пределах последних двух слоев породы преимущественно гидрофильны, в пределах первого — умеренно гидрофобны. Толщина пачки 5 м.

Нефтенасыщенные слои, их мощности и приуроченность. Выяснение строения разреза баженовской свиты открыло новые подходы к решению основной ее проблемы — выявлению работающих интервалов и эффективных нефтенасыщенных толщин баженовского горизонта. Было использовано четыре независимых метода.



Фиг. 5. Диаграмма сопоставления работающих интервалов баженовского горизонта, определенных по сочетанию параметров-признаков и по данным эксплуатационного каротажа

1 — частота фиксации работающих интервалов баженовской свиты по данным эксплуатационного каротажа; 2 — то же по сочетанию параметров-признаков (по оси ординат — процент работающих интервалов от общего числа пластоподсечений соответствующих коррелируемых слоев; по оси абсцисс — коррелируемые слои; длина отрезков, отвечающих коррелируемым слоям, пропорциональна их мощности)

1. Интерпретация литологии разреза свиты по сочетанию параметров-признаков, характеризующих нефтеносность. Методический прием основан на том, что сочетание положительных и отрицательных отклонений значений физических параметров, прослеживаемых каротажем, от их средней величины может характеризовать состав, структуру и нефтенасыщенность пород. По большинству скважин, вскрывших баженовскую свиту, определены три независимых параметра: электросопротивление ρ, естественная радиоактивность $A\gamma$ и нейтронный параметр $In\gamma$, обратный водородосодержанию.

Средние значения перечисленных параметров-признаков определялись с помощью вариационных кривых этих параметров, построенных для каждого КС (фиг. 4).

В качестве нефтенасыщенной принята порода, характеризующаяся повышенным электросопротивлением (в силу высокого ρ нефти), пониженной радиоактивностью (из-за низкой $A\gamma$ нефти), пониженным $In\gamma$ (вследствие высокого водородосодержания нефти). Правильность выделения нефтенасыщенных интервалов описанным способом подтверждена на эксплуатационной скв. 121 и разведочных скважинах 145 и 162 Салымского месторождения. Приуроченность выделенных по сочетанию признаков эффективных толщин к коррелируемым слоям (в процентах от общего числа исследованных резервов) показана на фиг. 5.

2. Анализ данных о нефтепроявлениях в процессе бурения скважин (интенсивности проявлений, их приуроченности к определенным интервалам долбления и коррелируемым слоям). Эти данные собраны в результате обработки историй проходки 115 разведочных скважин. По 41 из этих скважин (35,7%) не было зарегистрировано никаких нефтепроявлений. Указанный процент скважин без нефтепроявлений в баженовском интервале хорошо увязывается с процентом скважин «сухих» и с начальным дебитом до 1 м³/сут (33,5%). Характер проявлений и их приуроченность по остальным 74 скважинам даны в табл. 1.

3. Промыслово-геофизические исследования, проводившиеся в процессе пробной эксплуатации скважин (термометрия, расходометрия). Получены данные по десяти эксплуатационным и одной разведочной скважинам (табл. 2).

Индекс слоя	Чиоло нефтепроявлений (фонтани- рований)	Процент нефтепрояв- лений в данном КС от числа скважин с проявлением	Процент нефтепрояв- лений от общего чис- ла изученных скважин	Процент фонтани- рования от числа проявлений
KC-1	47 (12)	65,5	40,9	25,5 10,3 16,7 10,5 10,5 13,6 20,0 7,6
KC-9	11	14,9	9,6	
KC-11	29 (3)	39,2	25,2	
KC-12	18 (3)	24,4	14,7	
KC-14	4	5,4	3,5	
KC-15	19	25,7	16,5	
KC-19	19 (2)	25,7	16,5	
KC-21	21 (3)	29,7	19,1	
KC-22	20 (4)	17,0	17,4	
KC-26	13 (1)	17,6	11,3	

Частота приуроченности нефтепроявлений к различным коррелируемым слоям

4. Гидродинамические исследования, в том числе гидродинамические испытания скважин, гидропрослушивание между ними, наблюдения за изменением пластового давления.

В результате анализа и сопоставления всех разведочных и эксплуатационных данных удалось установить, что наиболее устойчивые и мощные притоки приурочены к описанным выше кавернозным брекчиевидным породам КС-1. Именно к этому слою приурочены случаи рекордных начальных притоков нефти, измеряемых многими сотнями и даже тысячами кубических метров нефти (скв. 141р, 127р). В самое последнее время приуроченность наиболее мощных притоков нефти к рассматриваемому слою подтвердилась при дифференцированном опробовании скв. 169р, когда при вскрытии КС-1 был получен начальный приток по отводу 600 м³, затем скважина устойчиво фонтанировала с дебитом 140 м³/сут, тогда как в вышележащих интервалах собственно баженовской свиты той же скважины притоки составили 14—20 м³/сут.

Нефтеносность рассматриваемой конгломератовидной породы доказывается также непосредственно подъемом керна этой породы с пустотами, заполненными нефтью (скв. 151р). Породы КС-1 обладают колоссальной приемистостью. Так, в нагнетательной скв. 558 поглощение воды в КС-1 в марте 1981 г. составило 2000 м за 14 ч. После освоения той же скважины из того же горизонта получен устойчивый приток, составляющий 175 м³/сут.

Соотношение между притоками из КС-1 и вышележащих слоев собственно баженовской свиты, выявленное при дифференцированном опробовании скв. 169р, характерно в целом для всего баженовского горизонта. При гидропрослушивании в паре скв. 127—169, вскрывших КС-1 и получивших из него значительные притоки, импульс был зарегистрирован всего через 15 мин на расстоянии 0,5 км. В то же время в близрасположенной скв. 150, не вскрывшей КС-1, импульс не был получен вовсе.

Внутри собственно баженовской свиты эффективные мощности приурочены к 9 из 27 выделенных здесь коррелируемых слоев, а именно к слоям с номерами 5, 9, 11, 12, 15, 19, 21, 22, 26. Все другие слои баженовской свиты практически непродуктивны. Коллекторы продуктивных слоев представлены:

— тонким переслаиванием ракушняков с битуминозными непроницаемыми или слабопроницаемыми аргиллитами. Подвижной нефтью заполнены ракушняковые прослои. Эффективная мощность коллекторов составляет не более половины их общей мощности. Коллектор этого типа, по-видимому, наиболее распространен в продуктивных слоях собственно баженовской свиты. Именно таковы нефтеотдающие породы в КС-11, 19, 21 — трех продуктивных слоях, обладающих наибольшей мощностью. Возможно, что к этому же типу относятся также коллекторы в КС-5 и КС-26;

Приуроченность нефтеотдающих интервалов баженовского			
нефтеносного горизонта к различным его коррелируемым слоям			
по данным эксплуатационного каротажа			

Номер скважины	Номера работающих КС	Методы	
123 128	1, 26 19	Термометрия Термометрия,	расходо-
105 248-бис	11, 1, 21 1, 14, 15, 9	метрия Тоже Термометрия	
551 558	11, 12, 19 1, 14, 15, 19	» »	
559 569 35p	1, 14 1, 9, 11, 12, 15, 23, 26 11, 12, 19, 21	» » Термометрия,	расходо-
130 135	1 1, 9, 11	метрия Термометрия »	
		ſ	

— щебне-дресвяной брекчией, сложенной изометричными обломками наиболее хрупких разностей баженовских пород (карбонатно- или кремнисто-глинистых). В большинстве случаев эти породы с трудом поднимаются в керне, причем керн несцементированных разностей, как правило, оказывается зашламованным и поэтому с трудом диагностируется. Как уже указывалось, в ряде случаев были подняты разности брекчии, сцементированные кальцитом, позволившие более детально изучить ее структуру. Нефтеносными являются только несцементированные разности. К описанному типу несомненно принадлежат коллекторы в продуктивном слое 22;

- кремнистой породой, представляющей собой тонкое переслаивание пористых радиоляритов и других пород, в которых породообразующими являются микроорганизмы (кокколиты, водоросли), и проницаемых опоковидных аргиллитов. Данный тип коллектора распространен в продуктивном слое 12.

Все перечисленные разновидности коллекторов обладают благоприятными для образования промышленных скоплений нефти ФЕС лишь в зонах, где отсутствует вторичная карбонатная, сульфидная или кремнистая цементация и протекали процессы эпигенетического выщелачивания неустойчивых компонентов.

Эти зоны распространены прерывисто в пределах каждого из продуктивных слоев собственно баженовской свиты, что и обуславливает линзовидный характер залежей, приуроченных к последней. Механизм формирования указанных зон выщелачивания остается пока неясным. Они, по-видимому, находятся в несомненной связи с током нагретых элизионных вод. Однако геохимические подробности процесса, его глубинность и приуроченность к каким-либо структурным элементам остаются пока неясными.

В отличие от КС-1 процессы выщелачивания и вторичной минерализации пород вне зон выщелачивания более однозначно связываются с катагенными, а не с гипергенными явлениями.

Линзовидные залежи нефти в баженовской свите характеризуются наличием АВПД. Величина начальных пластовых давлений колеблется здесь в пределах 40—49 МПа. В то же время, по пока еще не полным данным, пластовое давление в залежи КС-1 близко к гидростатическому.

Все это обуславливает весьма характерный ход графиков изменения давления с отбором нефти (фиг. 6) при отработке пласта Ю₀. Отработка проводится открытым забоем по всей мощности пласта. Вначале отдают нефть нефтеносные линзы внутри собственно баженовской свиты, что приводит к быстрому снижению пластового давления. Затем, по мере приближения к гидростатическому давлению, начинает отдавать нефть КС-1. Темп снижения давления уменьшается.

Как видно из табл. 1, процент числа нефтепроявлений в ходе проводки скважин от общего количества пересечений скважинами каждого из продуктивных КС внутри баженовской свиты в среднем составляет 14,7%. Сходные результаты получаются при анализе материалов, полученных по сочетаниям параметров-признаков (см. фиг. 5). Здесь процент «нефтенасыщенных» слоеподсечений от общего числа пересечений потенциально продуктивных КС в среднем равен 11,9%. Совпадение результатов указанных двух независимых методов не случайно. Оно дает основание утверждать, что благоприятные условия для накопления нефти (по-видимому, зоны выщелачивания) существуют ориентировочно в 12—15% слоеподсечений потенциально продуктивных КС. При сравнительно равномерном распределении разведочной сети на площади Большого Салыма это означает, что нефтеотдающие линзы составляют 12— 15% этой площади.



Фиг. 6. Графики изменения пластового давления в скв. 27 (1) и 28 (2) с отбором нефти

Суммарная мощность продуктивных КС внутри баженовской свиты составляет около 45% от всей мощности свиты. В каждой скважине в качестве работающих интервалов проявляют себя не более половины продуктивных КС.

Нефтеотдающими внутри каждого продуктивного слоя являются прослои мощностью в несколько сантиметров, разделенные «перемычками» такой же или большей толщины. Таким образом, суммарная эффективная мощность всех работающих интервалов баженовской свиты должна быть при самом оптимистическом подходе много меньше толщины продуктивных КС свиты.

Вышеизложенные рассуждения относятся к скоплениям подвижной, т. е. извлекаемой нефти. В то же время баженовская свита содержит в ультрапорах и в сорбционной емкости глинистых пород нефть и нефтеподобные вещества в количествах, во много раз больше извлекаемых. Указанные запасы следует рассматривать как ресурс на будущее.

Помимо выщелоченного характера коллекторов дополнительным критерием нефтенасыщенности последних является их экранирование сливными карбонатными и гидрофильными водонасыщенными породами. Именно такой характер экранирования удалось установить по всем скважинам (37р, 43р, 63р, 42р, 25р, 32р, 162р, 64р, 164р), имеющим достаточно представительный материал.

Характер пластового давления. Проведенными работами в первом приближении установлены причины и механизм движения нефти в баженовском резервуаре, в частности механизм возникновения АВПД. Баженовские залежи полностью изолированы от законтурных вод. Режим этих залежей можно характеризовать как упруго-замкнутый в анизотропной среде, к которой неприменимы понятия изотропной сжимаемости в порового пространства породы. Исследованиями, более подробное изложение которых явится темой отдельной публикации, установлено, что источником повышенного пластового давления в баженовской системе является энергия смыкающихся обратимых микротрещин, возникающая после частичного снятия нагрузки с горных пород при достижении последними (в ходе погружения) предела их прочности на сжатие. Экспериментальные и аналитические исследования привели к формуле: $P_{un} = P_{reocr}(1-v)$, где P_{un} и P_{reocr} — соответственно пластовое и геостатическое давление; v — коэффициент Пуассона.

Двучлен (1—v) является мерой барической анизотропии породы. Подстановка в приведенную выше формулу фактических значений по баженовской свите месторождения Большой Салым определила величины начального пластового давления, равные 396—490 атм, что всегда соответствует выполненным замерам в случаях, когда не был вскрыт или вследствие цементации не проявлялся КС-1. В случае же работающих нефтью слоеподсечений КС-1 начальные пластовые давления в пласте Ю₀ оказались более близкими к гидростатическому.

Выявленные закономерности впервые позволили установить зависимость между геостатическим и пластовым давлением, с одной стороны, и упругопрочностной характеристикой вмещающих флюид пород с другой.

: * *

В заключение можно сделать следующие выводы.

Сформулированы новые представления о строении и нефтеносности баженовской свиты. Целесообразно сопоставление этих представлений с выводами предшествующих работ, вкратце изложенных в начале статьи.

Важнейшим результатом работ является значительно более полное определение состава пород баженовской свиты, последовательности их напластования, мощности каждой слагающей свиту разности, основных структурно-текстурных признаков пород, отражения пород в физических полях и, следовательно, формы записи их на каротажных диаграммах. Глинистые породы, хотя и преобладают в разрезе баженовской свиты, но в отличие от представлений, приведенных в работах [8, 9, 15], отнюдь не слагают свиту целиком или почти целиком. Среди этих пород практически не встречено собственно глин — присутствуют лишь аргиллиты. Наряду с глинистыми разностями свиту не менее чем на треть слагают существенно карбонатные и кремнистые разности, что сближает баженовскую свиту с такими ее литолого-фациальными аналогами, как доманиковые фации Волго-Уральской и Тимано-Печорской провинций или «нефтеносные сланцы» формации Грин-Ривер в США.

Представления о хаотичности, некоррелируемости баженовских пород в свете изложенных данных совершенно не оправдались. Напротив, в баженовской свите господствует весьма четкая и дробная коррелируемость слоев. Для баженовской свиты Салымского месторождения фактически получен полностью перекрытый разрез, в котором нет места для так называемых рыхлых баженитов — систематически неподнимаемой, якобы, разности пород с весьма аномальными составами и свойствами [15]. Ближайшее рассмотрение литологических характеристик поднятых в керне разностей пород показывает чрезвычайную трудность выделения среди них также и плотных баженитов — породы, отвечающей описанию баженитов, приведенному в работе [15], не удалось зафиксировать в баженовском разрезе.

Таким образом, в корне изменилось представление о составе коллекторов баженовской свиты. Вместо хаотично залегающих баженитов в предлагаемой модели в качестве коллекторов выступают разности, всегда обладающие повышенными коллекторскими свойствами: кавернозные породы, ракушняки, брекчии. Как и во всех до сих пор известных нефтяных месторождениях, не появление нефти предшествует образованию заполняемой ею емкости, а наоборот, формирование емкости предшествует заполнению ее нефтью.

Иначе по сравнению с ранними моделями решается вопрос о соотношении коллекторов и матрицы в баженовских породах. По мнению авторов. так называемая матрица в данном случае должна рассматриваться как нефтематеринская порода, нефть из которой заполняет коллектор на протяжении геологического времени, но подпитка за счет которой не может сказаться на извлекаемых запасах.

В отличие от ранее предлагавшихся моделей рекомендуемая модель не предусматривает оценки пород по не поднимаемым в керне разностям, т. е. по данным, не основанным на фактических определениях. Напротив, изложенная нами концепция предусматривает определение ФЕС строго по лабораторным анализам керна.

Несмотря на весьма значительный прогресс, мы еще довольно далеки от окончательного решения баженовской проблемы. Главными нерешенными задачами остаются: поисковые критерии на нефть в пределах баженовской свиты и ее нижнего экзоконтакта (этот вопрос тесно сопряжен с проблемой закономерной приуроченности баженовских залежей к каким-либо структурно-тектоническим элементам и с задачей оконтуривания залежей); генезис залежей нефти в баженовском резервуаре в целом и в отдельных его частях, связанных с коллекторами различного типа; рациональный комплекс поисково-разведочных работ, включая геофизические, на нефть в залежах рассматриваемого типа; оптимальные пути и методы разработки нефти в этих залежах.

Литература

- 1. Белкин В. И., Медведский Р. И. О механизме формирования нефти в баженовской свите. — В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1980, с. 172-175.
- 2. Белкин В. И. Принципы детального расчленения и корреляции разрезов баженов-ской свиты Большого Салыма. В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы
- Западно-Сибирской плиты и ее обрамления. Тюмень, 1982, с. 153—155. З. Быков Л. А., Каптелинин Н. Д., Сонич В. П., Юсупов К. С. Особенности строения коллекторов нефти пласта Ю. (баженовской свиты).— Тр. СибНИИНП, 1978,
- вып. 12, с. 16—33. 4. Гурари Ф. Г., Гурари И. Ф. Образование нефтяных залежей в аргиллитах баже-новской свиты Западной Сибири.— Геология нефти и газа, 1975, т. 12, № 6, c. 230-231.
- 5. Добрынин В. М., Мартынов В. Г. Модель и основные параметры пластового ре-
- Зервуара баженовской свиты Салымского месторождения нефти. В кн.: Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири (Тр. ИГИРГИ). 1980, с. 26—47.
 Дорофеева Т. В., Лебедев Б. А., Петрова Г. В. Особенности формирования коллекторских свойств баженовской свиты Салымского месторождения. Геология нефти и газа, 1979, № 9, с. 20-23.
- 7. Ентов В. Т., Турецкая Ф. Д., Чудов П. А. Эффекты неодномерности при разработке и исследовании пластов в условиях нелинейной фильтрации (Тез. докл. Всесоюз. совещ. по применению неньютоновских систем в нефтедобыче). Ухта, 1977, c. 53—54.
- 8. Зарипов О. Г., Ушатинский И. Н. Особенности формирования, строения и состава битуминозных отложений баженовской свиты в связи с их нефтегазоносностью.--Тр. ЗапСибНИГНИ, 1976, вып. 173, с. 53-72.
- 9. Зарипов О. Г., Нестеров И. И. Закономерности размещения коллекторов в глинистых отложениях баженовской свиты и ее возрастных аналогов в Западной Си-бири.— Сов. геология, 1977, № 3, с. 19—25.
- 10. Зарипов О. Г., Сонич В. П., Юсупов К. С. О механизме образования коллекторов
- Зарилов О. Г., Сонич В. П., Юсунов А. С. О механизме образования коллекторов в отложениях баженовской свиты.— Тр. ИГиРГИ, 1980, с. 48—56.
 Зарилов О. Г., Сонич В. П., Юсупов К. С. Модель пласта Ю₀ баженовской свиты.— Тр. ИГиРГИ, 1980, с. 57—67.
 Каптелинин Н. Д., Юсупов К. С., Свеженцев В. И., Аллеев А. В. Результаты пробной эксплуатации баженовской свиты Салымского месторождения.— Тр. Сиб-ЦИИЦИП 1079 стива 10.2 с 60. НИИНП, 1978, вып. 12, с. 96-111.
- 13. Клубова Т. Т., Климушина Л. П., Медведева А. М. Особенности формирования залежей нефти в глинах баженовской свиты. Тр. ИГиРГИ, 1980, с. 128—147. 14. Медведский Р. И., Федорцев В. К., Звягин В. В., Светлов К. В. Строение пласта
- баженовской свиты по результатам пробной эксплуатации. В кн.: Проблемы нефти и газа Тюмени. Тюмень, 1981, вып. 49, с. 15-17.
- 15. Нестеров И. И. Новый тип коллектора нефти и газа. Геология нефти и газа,
- 1979, № 10, с. 26—29.
 Свищев М. Ф., Садыков М. М., Каптелинин Н. Д., Юсупов К. С. Гидродинамиче-ские особенности продуктивных пластов баженовской свиты Салымского нефтя-ские особенности продуктивных пластов баженовской свиты Салымского нефтяного месторождения. Тр. Гипротюменьнефтегаз, 1974, вып. 35, с. 161-171.

- 17. Сторожев А. Д. Условия формирования АВПД в породах баженовской свиты Са-лымского района.— В кн.: Петрофизические и гидродинамические исследования нефтегазовых толщ Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1980, вып. 158, с. 3-5.
- 18. Умрихин Н. Д., Днепровская Н. И., Бузинов С. Н., Федорцев В. К. Методика определения параметров неоднородности и подсчета запасов по данным гидродинамических исследований.— Геология нефти и газа, 1982, № 5, с. 21—25.
- 19. Филина С. И. Литология и палеография юры Среднего Приобья. М.: Наука, 1976. 86 c.
- 20. Халимов Э. М., Мелик-Пашаев В. С. О поисках промышленных скоплений нефти
- в баженовской свите.— Геология нефти и газа, 1980, № 6, с. 1—10. 21. Хабаров В. В., Нелепченко О. М., Первухина Т. В. Выделение проницаемых ин-тервалов в породах баженовской свиты.— Геология нефти и газа, 1978, № 8, c. 15—18.
- 22. Шепеткин Ю. В., Рыльков А. В. Некоторые параметры хрусталеносного минералообразования в отложениях верхней юры Салымской площади. В кн.: Геология и
- соразования в огложениях верхней юры Салыкской плищади. В кн.: теология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1982, с. 73—75.
 :23. Юсупов К. С., Медведский Р. И., Каптелинин Н. Д. Определение параметров и обменных процессов пласта с двойной средой по наблюдениям нестационарной фильтрации. Тр. Гипротюменьнефтегаза, 1971, вып. 22, с. 131—150.

СибНИИНП Тюмень

Поступила в редакцию 3.XI.1982

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2, 1985

УДК 552.54:551.762(575.3)

ТИПЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ В ВЕРХНЕЮРСКИХ СЕРОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

ШВЕДОВ В. Н., СЕДЛЕЦКАЯ Н. М., ВЕДРИНСКАЯ Н. С.

Выявлено широкое распространение доломитов в верхней части оксфордской кугитангской свиты и в карбонатно-сульфатных отложениях гаурдакской свиты кимеридж-титонского возраста. Доломиты в основном седиментационные и диагенетические. Образование эпигенетических доломитов связано с локальным нарушением гидрохимических свойств вадозных вод на участках развития серообразующего процесса.

Промышленные инфильтрационно-метасоматические скопления самородной серы расположены в сульфатно-карбонатных комплексах галогенных формаций. Детальный фациально-литологический анализ, проведенный рядом исследователей, свидетельствует о том, что на площадях развития этих комплексов серные месторождения приурочены к локальным участкам, строго контролируемым особенностями накопления и характером эпигенетических преобразований сульфатных толщ [13].

Одним из слабоизученных вопросов оценки перспективных районов по парагенезам негалогенных пород является связь серы с магнезиальностью вмещающих карбонатных отложений. Такая связь намечается довольно определенно. Известно, что серные руды Среднего Поволжья с большим содержанием доломита обладают низким средним качеством [11]. Скопления серы в существенно доломитовых породах Керченского полуострова небольшие [8]. На месторождениях Средней Азии и Предкарпатья сера обычно ассоцинрует с известковыми образованиями, что отчасти объясняется активным перераспределением осадочного доломитного вещества в эпигенезе [2, 7, 8, 19].

Серные тела Гаурдакского месторождения и значительно менее масштабные проявления юго-западного крыла Кугитангской антиклинали, расположенные в 40 км восточнее, захватывают сульфатно-карбонатную гаурдакскую свиту кимеридж-титонского возраста, верхи карбонатной кугитангской свиты оксфорда и неоген-четвертичные отложения, выполняющие палеоврезы рек [12]. Залежи находятся на субширотной зоне Узункудукского глубинного разлома, между конседиментационной приподнятой ступенью и простирающимся южнее Карлюкским прогибом [1]. Предыдущие работы, касающиеся генезиса доломитов, проведены в районе на локальных участках [2, 15, 16] и не позволяют в полной мере установить закономерности в их распространении и положении относительно серных тел. Нами изучен крен большого числа скважин, пробуренных в долине р. Кугитангдарьи и на Гаурдкском поднятии. Установлено, что доломиты слагают прослои и линзы в кугитангской свите, значительную часть горизонтов R₁ и R₂, залегающих в середине сульфатной толщи кимериджа — титона, и присутствуют в виде примеси в сульфатных породах. Основные парагенезы карбонатных пород (известняковый, известняково-доломитовый и доломитовый) обладают закономерной пространственной приуроченностью, в целом увязывающейся с положением и размахом серной минерализации. Распределение седиментационно-диагенетических доломитов контролируется палеогеографическими особенностями осадконакопления, а эпигенетическое доломитообразование тяготеет к фланговой части одной из серных залежей.

Известковые карбонатные породы наблюдаются в юго-западной части Гаурдакского поднятия, где на I--V участках разведаны наиболее

крупные скопления серы (фиг. 1). В оксфордской толще здесь установлены фации ядра барьерного рифа шириной 1—1,5 км, сменяемые к югозападу шлейфовыми отложениями его передней части [6]. Горизонты Rобразуют над рифом единую известняковую пачку мощностью 30—40 м. Содержание MgO в породах составляет 1—2 вес.%, редко достигает 5 вес.%. Описание большого числа шлифов показало, что кристаллические разности доломита и магнезит в них отсутствуют.

Известняково-доломитовый парагенез распространен наиболее широко и охватывает участки, на которых серная минерализация обладает значительно меньшими масштабами, чем на участках с богатыми рудами. В тыловой зоне оксфордского рифтового массива на северо-востоке

Фиг. 1. Схема размещения парагенезов карбонатных пород в серхнеюрских сульфатно-карбонатных отложениях Гаудрак-Кугитангского района

1—3 — парагенезы карбонатных пород (1 — известковый, 2 — известняководоломитовый, 3 — доломитовый); 4 — Границы распространения парагенезов карбонатных пород; 5 — контуры выходов сульфатно-карбонатных отложений на дневную поверхность; 6 — Гаурдакское серное месторождение; 7 — серопроявления; 8 — Узункудукский разлом. Структурные элементы: 1 — Карлюкский прогиб; 11 — Гаурдакская стулень; 111 — Кугитангская антиклиналь IV — Гаурдакская антиклиналь



Гаурдакского поднятия известняки переслаиваются с керогенсодержащими глинисто-алевролитовыми породами типа бентогенных горючих сланцев, которые ассоциируют не с доломитами, а с известняками и в других регионах [14]. Пачка R на этой территории распадается на два. маломощных (3-5 м) горизонта, из которых нижний преимущественно известняковый, а верхний — доломитовый с включениями ангидрита. В Карлюкском прогибе на юге Кугитангской площади оксфорд преимущественно сложен мелководно-морскими слоистыми органогенно-детритовыми и органогенно-пелитоморфными известковыми породами. Редко наблюдаются маломощные прослои черных кавернозных доломитовых известняков с примесью сгустково-комковатого водорослевого материала. Севернее, в субширотной зоне перехода от Карлюкского прогиба к приподнятой тектонической ступени, развиты прибрежные биогермные фации, контролирующие положение серной залежи на участке Кызылтумшук [12]. Среди пористых и кавернозных кораллово-водорослевых известняков присутствуют редкие прослои и линзы плотных коричневато-серых доломитов (известковых, сульфатных водорослевых, сгустковокомковатых, онколитовых, иногда оолитовых, органогенно-детритовых и кристаллически разнозернистых с содержаниями доломита 46-66%. Горизонты R по строению и составу близки горизонтам, находящимся на северо-востоке Гаурдского поднятия.

Распространение доломитовых пород ограничено частью Кугитангской площади, расположенной над приподнятой тектонической ступенью. Поисковыми работами сера на этой территории не обнаружена. В зарифовой прибрежной зоне оксфордского палеобассейна здесь развиты мелководно-лагунные карбонатные отложения. В центральной ее части доломиты наиболее чистые (содержания доломита 92—99%), характеризуются пелитоморфными и органогенно-пелитоморфными структурами. К северу, по приближении к мелководью, эти породы сменяются оолитовыми карбонатами со следами динозавров на поверхностях напластования [12]. Горизонты R маломошные доломитовые с включениями ангидрита.

Гипсы и ангидриты гаурдакской свиты слабоизвестковые и слабоизвестково-слабодоломитовые. Повышенная магнезиальность пород прослежена над существенно доломитовыми комплексами оксфорда.

По типам микроструктур выделяются седиментационные, диагенетические и эпигенетические доломиты. К типичным седиментационным относятся фитогенные водорослевые и онколитовые, хемогенные пелитоморфно-микрозернистые, органогенно-пелитоморфные смешанного генезиса и оолитовые. Диагенетические доломиты имеют разнозернистую структуру, иногда представлены порфировидными вкрапленниками в



Фиг. 2

Фиг. 3

Фиг. 2. Дифференциально-термические кривые нагревания магнезиальных пород из позднеюрской толщи Кугитангской площади

1-3 — доломиты оксфорда (1 — пелитоморфно-микрозернистый, 2 — комковато-сгустковый, 3 — оолитовый с серой); 4 — 6 — доломиты с магнезитом (4 — комковато-сгустковый из горизонта R₂, 5 — онколитовый с серой из оксфордской толщи, 6 — то же, водорослевый)

. Фиг. 3. Дифрактограммы доломитов из верхнеюрских отложений Кугитангской пло-

щади 1 — комковато-сгустковый из горизонта R₂, 2 — из карбонатной сетчатости в ангидрите; 3-7 — из оксфордской толщи (3 — пелитоморфно-микрозернистый, 4 — мелкосреднезернистый, 5 — микрозернистый порфиробластовый, 6 — известковый онколитовый осерненный, 7 — органогенно-детритовый)

основной биохемогенной карбонатной массе. Дифференциально-термическим анализом кальцит и доломит в породах диагностированы потемпературе их диссоциации (фиг. 2). Анализ отдельных проб показал присутствие эндотермического эффекта 640—710° С, связанного с диссоциацией магнезита.

Доломиты в верхней части кугитангской свиты преимущественно водорослевые. Нити и желвачки синезеленых водорослей, трубочки багряных водорослей, косые и поперечные срезы мутовчатых сифоней сложены целитоморфно-микрозернистым доломитом, а вокруг водорослевых скоплений располагаются инкрустации из эпигенетических игольчатых и шестоватых кристаллов кальцита. Часто водорослевый материал гранулирован до комковато-сгусткового. Цементом служит микро- и мелкозернистый осадочный доломит с примесью диагенетических зерен ангидрита и целестина.

Пелитоморфно-микрозернистый хемогенный доломит вместе с магнезитом образуют сплошные массы, выполняют полости в обломках крупной фауны и хорошо сохранившихся остатках мелкой фауны. Цемент базальный, поровый или типа соприкосновения, микро- и мелкозернистый, также доломитовый, в отдельных образцах с примесью диагенетических вкрапленников ангидрита и целестина. В некоторых случаях структура доломитов органогенно-пелитоморфная. Иногда доломиты

сложены седиментационно-диагенетической разнозернистой массой, состоящей из микрозернистых сгустков, неправильно-угловатых, призматических, несовершенно-ромбоэдрических и ромбоэдрических зерен. Наблюдаются группы доломитовых ромбоэдров, образованные путем собирательной концентрации в диагенезе наряду с конкрециями кремнезема [15].

Оолиты в описываемых доломитах сильно деформированы, часто разорваны залеченными трещинками. Цемент крустификационный, состоит из трапециевидных, остроромбоэдрических, шестоватых кристалликов доломита и кальцита. Онколиты представляют собой тонкослоистые стяжения округло-овальной, караваеобразной формы. Они образованы пелитоморфным, микро- и мелкозернистым доломитом, тонким детритом, иногда заключают целые раковинки фораминифер, пелеципод, гастропод, обломки трубочек червей, зерна терригенного кварца.

В гипсах кимериджа — титона в одних случаях наблюдаются реликтовые сгустково-микрозернистые агрегатные пятна кальцита и доломита с примесью ангидрита. Иногда нитевидные коричневато-черные прожилки сложены кристалликами кальцита и доломита. При больших увеличениях под микроскопом в составе микрозернистого карбонатного материала различаются призматические кристаллики магнезита.

Структуры доломитов, наблюдаемых среди пород горизонтов *R*, комковатые и комковато-сгустковые с водорослево-органогенными участками, диагенетические идиоморфно-микрозернистые. Комковато-сгустковые доломиты наиболее распространены в верхнем горизонте *R*₂.

Комки доломита имеют округлую форму, диаметр их составляет 0,051—0,35 мм. Сложены они пелитоморфным доломитом, а по периферии их крустификационно обрастают идиоморфные доломитовые ромбоэдры. Внутри некоторых комков содержатся монокристаллы ангидрита, целестина, гипса. Диагенетические коричневато-серые идиоморфно-микрозернистые доломиты приурочены к горизонту R_1 и сложены совершенными ромбоэдрами размером 0,025—0,035 мм (по удлинению).

Вторичная доломитизация распространена к северу от серной залежи участка Қызылтумшук на Кугитангской площади в карбонатных породах оксфорда. Эпигенетический доломит выделяется в свободных полостях совместно с ассоциацией минералов, включающих самородную серу, крустификационно обрастает форменные элементы (оолиты, сгустки и др.). Многочисленные первичные каверны бывают полностью или частично заполнены ромбоэдрическими кристалликами доломита, изометричными и призматическими зернами ангидрита и целестина. Иногда щетки из ромбоэдров доломита покрывают стенки каверн, а на них нарастают кубические кристаллики флюорита (до 0,45 мм). В доломитах с порфиробластовой структурой порфиробласты иногда образованы крупными (0,1—0,3 мм) зернами доломита с совершенной спайностью по ромбоэдру, заполняющими пустоты в породе совместно с эпигенетическими ангидритом и целестином.

Проведенные нами рентгенометрические исследования доломитов свидетельствуют об отсутствии среди них метасоматических разностей. Доломиты изучены нами на рентгеновском дифрактометре ДРОН-0,5 (FeK_α-излучение, скорость ленты 720 мм/ч; на шкале 400 имп/с, с постоянной времени 10 с). Записаны интервалы спектра от 30 до 48° θ, где расположены следующие отражения: (024), (018), (116) (009), (211), (122), (10.10), (214) (208), (119), (125), (030) и (00.12) (фиг. 3). Для вычисления параметров решетки выбраны отражения (018), (116) (009), (211), (122), (214), (030) и (00.12). Запись проводилась с внутренним стандартом, в качестве которого служил кремний (99,98% чистоты). По всему указанному интервалу спектра равномерно размещены отражения стандарта (220), (311) и (400), использование которых позволило провести измерение межплоскостных расстояний с точностью ±0,0005. В отдельных образцах присутствовали кальцит и ангидрит, однако отражения доломита, по которым проводились расчеты, и этих минералов не накладываются. Погрешность при определении параметра а₀±0,003,

а параметра $c_0 \pm 0,01$. Вычисленные значения параметров решетки ($a_3 = 4,805-4,813$; $c_0 = 16,00-16,03$) свидетельствуют об отсутствии значительного количества кальция в кристаллической решетке изученных доломитов, их хорошо упорядоченной структуре.

Свойства кристаллической решетки доломитов близки описанным для первично-осадочных магнезиальных пород юго-востока Сибирской платформы [10]. Нижнекембрийские доломиты из палеофациальной зоны, где осадконакопление происходило при повышенной солености воды, обладают хорошо упорядоченной структурой (параметры решетки a₀=4,808-4,813; c₀=16,02-16,08) и составом, близким к теоретическому. Для метасоматических доломитов из пачек переслаивания с известняками характерны повышенные содержания кальция в решетке и увели- $(a_0 = 4,810 - 4,824; c_0 = 15,99$ ченные межплоскостные расстояния 16,15). Все доломиты, изученные нами на Кугитангской площади, независимо от морфогенетических особенностей относятся к первой группе. Отсутствие следов доломитового метасоматоза в изученных породах объясняется, очевидно, осадочной природой доломитов с седиментационными типами микроструктур, а также преимущественной кристаллизацией эпигенетических доломитовых агрегатов в свободных полостях практически без воздействия на боковые породы.

Распределение магнезиального вещества в верхнеюрских сероносных отложениях Гаурдак-Кугитангского района в первую очередь контролируется палеогеографическими особенностями седиментации. В зоне оксфордского барьерного рифа доломиты практически не осаждались. Магний, по-видимому, слагает примесь в водорослевых известняках, а также входит в состав гидросиликатов, установленных нами в тонкой фракции нерастворимых остатков с помощью электронной микроскопии. Во время накопления оксфордских доломитовых известняков на территории Карлюкского прогиба соленость воды была близка к морской, что подтверждается малым количеством седиментационно-диагенетической примеси ангидрита и целестина в составе цемента. Образование этого типа пород происходило, вероятно, путем доломитизации известкового ила в диагенезе за счет высвобождения магния из легкорастворимого высокомагнезиального вещества водорослей. В зоне прибрежного биогермообразования, представлявшей собой по существу систему отмелей, существовали условия для формирования фитогенных водорослевых доломитов с примесью хемогенного пелитоморфного карбонатного материала. Концентрация вод на этом участке была выше, чем в мелководно-морской области. Аккумуляция магния растительностью происходила здесь более интенсивно, однако движение вод с юга в сторону зарифовой лагуны обусловило значительную примесь в доломитах известкового вещества. Породы участками значительно перекристаллизованы в диагенезе. Известняки мелких биогермных построек, вмещающие линзы и прослои магнезиальных пород, содержат большое число пор и каверн, выполненных оксикеритом, серой, кальцитом и другими минералами, характерными для разрушившейся нефтяной залежи. Отсутствие следов выщелачивания осадочного вещества из полостей свидетельствует о первичности пор и каверн. Будучи заполненными водой в период седиментогенеза, они могли остаться в жестком каркасе биоморфных построек, созданном водорослями [5]. Мелководно-лагунные отложения, накапливавшиеся при повышенной солености воды, содержат диагенетические включения и кристаллы сульфатов, а в ходе диагенеза эти образования уплотнялись почти без следов перераспределения вещества.

Стратиграфическое положение доломитов в составе маркирующих горизонтов объясняется, очевидно, неоднократным пульсационным поступлением в бассейн сульфатной седиментации морских вод из питающей провинции в период прогрессировавшего развития позднеюрского галогенеза. В плане горизонты с увеличенной мощностью и преимущественно известковым составом слагают как бы надстройку над подстилающими оксфордскими рифогенными телами наподобие описанных для чекур-кояшских слоев Керченского полуострова [8]. Образование таких надстроек происходило параллельно с садкой сульфатов и легкорастворимых солей в удаленных соседних областях. Участки накопления известняков оконтурены маломощными доломит-сульфатными отложениями типа «водорослевых ковров».

Эпигенетическое доломитообразование пространственно и генетически обычно связано с доломитовыми толщами осадочного происхождения и может осуществляться при участии вадозных вод [4, 17]. Долина р. Кугитангдарьи представляет собой обширную поздненеоген-четвертичную эрозионно-карстовую котловину [3], заложенную вдоль крыла антиклинали с севера на юг по Западно-Кугитангскому альпийскому



Фиг. 4. Положение доломитов в разрезе верхнеюрской толщи на юго-западном крыле Кугитангской антиклинали

1 — соли; 2 — ангидриты, гипсы, 3—5 — доломиты (3 — пелитоморфно-микрозернистые, 4 — фитогенные, 5 — оолитовые); 6—8 — известняки (6 — фитогенные, 7 — биогермные, 8 — органогенно-пелитоморфные); 9 — неоген-четвертичные глины, алевролиты, конгломераты и брекчин; 10 — раздоломичивание; 11 — доломитизация; 12 — минерализация серы (а — интенсивная, 6 — слабая)

разлому. Восточный борт образован бронирующей поверхностью карбонатной кугитангской свиты с останцами карбонатно-сульфатных пород кимеридж-титона. Позднеюрские отложения круто погружаются на запад под более молодые, и горы в западном борту долины сложены меловыми пестроцветными породами. Отложения юры закарстованы практически на всем протяжении долины р. Кугитангдарьи, а на значительной глубине в их составе появляются легкорастворимые соли. В области высокого гипсометрического залегания позднеюрской толщи на Кугитангской площади развита дедоломитизация магнезиальных пород (фиг. 4). В районах Танги-Дувал и Айри-Баба доломиты подвержены эпигенетическому выщелачиванию, начиная с центральной части кристаллов [17]. Верхи оксфордского разреза в отдельных случаях сложены пористой доломитовой массой. Так, скв. 95-п, пробуренной в восточном борту долины р. Кугитангдарьи у г. Ходжакараул, где в оксфорде наблюдаются пелитоморфные доломиты, ниже четвертичных гравийно-галечниковых отложений вскрыты светло-серые, частично гидратированные ангидриты с небольшими карстовыми полостями, заполненными желтовато- и голубовато-серыми глинистыми алевролитами. Пелитоморфно-микрозернистые доломиты оксфорда, в верхней части содержащие многочисленные поры и каверны выщелачивания, интенсивно перекристаллизованы.

Положение зоны вторичной доломитизации позднеюрских карбонатных отложений в профиле долины р. Кугитангдарьи позволяет предположить ее тесную связь с серообразующим процессом, развитым на локальных участках. Исходное вещество для формирования инфильтрационно-метасоматических скоплений самородной серы и сопровождающих ее минеральных ассоциаций образуется при реакциях поверхностных сульфатных растворов с углеводородами и хлоридно-натриевыми растворами раскрытых нефтяных структур [13]. Главные для серообразования продукты реакции, которые могут способствовать также формированию вторичных доломитов, представлены сероводородом и углекислотой, а окисление органических соединений нефти приводит к накоплению в породах мальт, асфальтенов, оксикерита и других остаточных соединений.

Среди седиментационно-диагенетических кристаллически-разнозернистых, а также сгустково-комковатых доломитов и биогермных известняков оксфорда в пределах серной залежи участка Кызылтумшук наблюдаются участки кальцитизации. Эпигенетический кальцит замещает агрегаты карбонатов и образует кристаллы (0,09—1,2 мм) с хорошо выраженной спайностью по ромбоэдру, в которых сохранились реликты доломита и известняка. Замещение начинается от микротрещинок и пустоток. Реликтовый пелитоморфно-микрозернистый материал, сильнопропитанный органическим веществом, на некоторых участках образует ажурно-узорчатый рисунок в ясномикрозернистой кальцитовой массе. Величины δ¹³С в карбонатных породах оксфорда, переходных отложениях между кугитангской и гаурдакской свитами, черных прожилковидных карбонатах из гаурдакской свиты и породах маркирующих горизонтов *R* на Гаурдакском поднятии и в районе пос. Карлюк характеризуют эти породы как осадочные [9]. Кальциты, ассоциирующие с самородной серой, обладают изотопным составом углерода, свидетельствующим об их образовании при участии биогенной углекислоты.

Существенная роль СО₂ и H₂S в составе газов из законсервированных включений, содержащихся на Кугитангской площади в эпигенетических минералах серных тел, установлена нами с помощью газохроматографического анализа. Для высокоемких известняковых биогермных коллекторов, залегающих в верхней части оксфордской толщи, характерно присутствие оксикерита в резко повышенных количествах по отношению к отложениям других фациальных зон, а также эпигенетическая кальцитизация, образованная при участии биогенной СО₂. Сульфатнокальциевый состав водных вытяжек из отложений палеовреза р. Кугитангдарьи на участках развития серной минерализации меняется в сторону обогащения хлором и натрием [18]. Вблизи палеогидрохимической зоны увеличенного содержания в растворах CO_2 , на северном фланге участка развития серообразующего процесса, существовала возможность осаждения из продвигающихся с севера вадозных вод и формирования в породах и каверных эпигенетических агрегатов слаборастворимого в этих условиях доломита.

По особенностям распространения парагенезов карбонатных пород в верхнеюрской толще Гаурдак-Кугитангского района представляется возможность сделать некоторые выводы о перспективах и условиях поисков самородной серы. Сульфатные образования, благоприятные для серного метасоматоза, в ассоциации с карбонатными породами известкового состава могут быть выявлены в Карлюкском прогибе, где они, очевидно, слагают рифовые массивы и надстройки над ними в гаурдакской свите. В сульфатно-карбонатных толщах с известняково-доломитовым и доломитовым парагенезами карбонатных отложений известковые породы развиты на локальных участках, выявление которых представляет собой сложную задачу и требует больших затрат. При поисках серы на площадях развития существенно доломитовых комплексов установление эпигенетических доломитов в карбонатных породах, находящихся в ассоциации с сульфатными, может быть использовано для выявления сопряженных с этими доломитами серных тел.

Литература

- 1. Байков А. А., Беркелиев К. П., Жданов Б. П. и др. Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитангского района Туркменской ССР. Ростов: Изд-во Рост. ун-та, 1974. 264 с.
- 2. Беленицкая Г. А. Современные гидрогеохимические процессы на Гаурдакском серном месторождении.— Докл. АН СССР. 1968, т. 183, № 6 с. 1421—1423.

- 3. Беленицкая Г. А., Седлецкий В. И. Поздненеоген-четвертичный эрозионно-карстовый цикл в бассейне Каспийского моря (на примере Средней Азии и Предкав-казья) — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 117—123.
- А. Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы.— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис.— Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 209—255.
 5. Гарбаух Дж. У. Карбонатные коллекторы нефти.— В кн.: Карбонатные породы. Т. 1. М.: Мир, 1970, с. 320—356.
 6. Поличиска, И. Р. Киниские К. И. Форрицатова, Н. К. Ассанизация реализация с породы.
- 6. Долицкая И. В., Кузнецова К. И., Фортунатова Н. К. Ассоциация верхнеюрских фораминифер рифового массива хребта Гаурдак (Юго-Западный Гиссар) — Изв. АН СССР. Серия геол., 1984, № 5, с. 80—90.
- 7. Кропачева С. К. Карбонатные породы и их околорудные изменения на серопро-явлениях Керченского полуострова.— Геология руд. месторождений, 1978, № 4, c. 111—117.
- 8. Кропачева С. К. Сравнительный анализ строения сероносных галогенных формаций. М.: Недра, 1981. 120 с.
- 9. Лазарев И. С., Мамчур Г. П., Вдовиченко Г. М. и др. О происхождении карбонатных пород верхнеюрских галогенной и карбонатной формаций Гаурдак-Кугитангского района по изотопному составу углерода. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 6, c. 132-137.
- 10. Минаева М. А., Мищенко К. С. Результаты рентгеноструктурного исследования доломитов из переходной зоны нижнекембрийских отложений Сибирской платформы.— Геология и геофизика, 1980, № 11, с. 44—54. 11. Писарчик Л. К., Беленицкая Г. А. Литологические критерии прогноза месторож-
- дений самородной серы. В кн.: Литология, минералогия и геохимия месторождений самородной серы. Киев: Наук. думка, 1980, с. 34-45.
- 12. Седлецкий В. И., Шведов В. Н., Байков А. А. О поисковых признаках проявлений серы в сульфатно-карбонатных отложениях.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 3, c. 94—108.
- 13. Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения месторождений серы.--- В кн.: Закономерности образования и размещения месторождений серы как теоретическая основа их прогноза и поисков. Киев: Наук. думка, 1980, с. 10—23. 14. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- 546 c.
- 15. Томашаев К. О вторичных изменениях в верхнеюрских карбонатных породах Кугитанга.— Изв. АН ТССР. Сер. ФТХ и ГН, 1962, № 6, с. 66—73.
- 16. Томашаев К. Литология карбонатных пород верхней юры Кугитанга. Изв. АН ТССР. Сер. ФТХ и ГН, 1963, № 1, с. 82—88. 17. Холодов В. Н., Комарова Г. В., Лисицин А. К. К проблеме эпигенетического до-
- ломитообразования.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 81-95.
- 18. Шведов В. Н., Полонеева С. Р. Состав водных вытяжек из сероносных отложений и эпигенетических минералов Кугитангской площади (Туркменская ССР). - Тез. докл. IV годичной конф. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибир-ской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1983, с. 58—60.
- 19. Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л.: Наука, 1968. 188 с.

Ростовский государственный университет

Поступила в редакцию 15.XI.1983

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4:553.493.495

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАК ФАКТОР РУДНОГО КОНТРОЛЯ УРАНА В ГИПЕРГЕННЫХ УСЛОВИЯХ

высоцкий в. А., Карпунин А. М.

С процессами корообразования связывают формирование промышленных концентраций железа, марганца, бокситов, каолиновых глин, россыпей редких металлов [9]. В корах выветривания известны также накопления урана [4, 5, 8, 13, 15, 16].

Среди кор выветривания выделяют ряд фациальных типов: горный, высоких (расчлененных) пенепленов, низких пенепленов (холмистых равнин), низменных равнин. Образование фациальных типов кор выветривания обусловлено типом литогенеза и ландшафтными обстановками в эпохи выветривания горных пород [9].

Изучение особенностей локализации уранового оруденения позволило установить закономерное положение урановой минерализации в профиле коры выветривания, регламентируемое окислительно-восстановительной зональностью и в определенной мере связанное с фациальным типом коры выветривания.

Урансодержащие коры выветривания развиты в пределах слабо активизированного выступа палеозойских и докембрийских пород, сбрамленного мезозойско-кайнозойскими отложениями платформенного чехла. Анализ истории геологического развития и литолого-минералогических особенностей пород чехла показал, что коры выветривания в регионе формировались в несколько этапов в течение мезозоя и кайнозоя; от последующих процессов эрозии наиболее хорошо сохранились коры выветривания олигоценовой эпохи. В глинистой фракции коры выветривания преобладают каолинит с примесью монтмориллонита, хлорита, серицита, количество которых определяется составом материнских пород.

В геохимическом плане профиль коры выветривания сероцветных осадочных, метаморфических и магматических пород с повышенным содержанием закисного и сульфидного железа имеет двучленное строение по вертикали и состоит из верхней окислительной и нижней восстановительной зон.

В расчлененных ландшафтах, унаследованных от олигоценовой эпохи корообразования, максимальную мощность (до 70 м) имеет окислительная зона, часто охватывающая весь профиль выветривания (кора выветривания высоких расчлененных пенепленов, горные коры выветривания). В менее возвышенных ландшафтах в нижней части профиля выветривания может быть развит маломощный глеевый горизонт (коры выветривания низких пенепленов). В профиле кор выветривания, развитых в понижениях рельефа (коры выветривания низменных равнин), мощность окислительной зоны резко уменьшается. В таких ландшафтах весь профиль коры выветривания может занимать восстановительная зона (фиг. 1).

Независимо от петрографического состава материнских пород окислительная зона характеризуется пестроцветной окраской, обусловленной широким развитием гидроокислов железа. В этой зоне уменьшается содержание органического углерода по сравнению с материнскими породами (табл. 1). Сера сульфидная полностью переводится в сульфатную форму, происходит уменьшение ее содержания в 2-3 раза.

Минералого-геохимические особенности восстановительной зоны коры выветривания определяются составом пород субстрата. В профиле коры выветривания красноцветных пород восстановительная зона отсутствует. В магматических породах она характеризуется наличием пирита, сидерита и имеет белую, светло-серую и зеленоватосерую окраску; в сероцветных осадочных и метаморфических породах увеличивается (в среднем в 3—6 раз) содержание органического углерода по сравнению с материнскими породами (см. табл. 1).

Органическое вещество углисто-глинистых сланцев протерозоя, представленное низшим керитом и антраксолитом, в восстановительной зоне профиля выветривания характеризуется значительно большей растворимостью в органических растворителях, резким увеличением отношения битумоида A к битумоиду C и преобразуется в гуминокерит. В окислительной зоне коры выветривания C_{opr} преобразуется в оксикерит с очень низкой растворимостью и низким отношением $Б_A$ и $Б_C$. В значительном количестве в восстановительной зоне коры выветривания осадочных и метаморфических пород присутствуют пирит (содержание сульфидной серы увеличивается на один-два порядка по сравнению с материнскими породами) и сидерит.

Восстановительная обстановка в профиле мезозойско-кайнозойских кор выветривания отмечалась многими исследователями в целом ряде регионов. Однако условия формирования зоны восстановления подобного типа рассматриваются с различных точек







Фиг. 1. Схематический геолого-геоморфологический разрез уранонос-

ных кор выветривания 1 — неоген-четвертичные континентальные отложения; 2 — отложения палеодолин преднеолигоценового раннеплиоценового цикла развития; 3 — эоценовые морские отложения; 4 — протерозойско-палеозойские осадочные и метаморфические породы; 5 — палеозойские граниты (а) и гранодиориты (б); 6 — палеозойские базальтоиды; 7 — олигоценовая кора выветривания (а — окислительная зона; б — восстановительная); 8 — разрывные нарушения; 9 — уровень базисов эрозии в олигоценовую эпоху; 10-12 - урановое оруденение (10 - в восстановительной зоне кор выветривания, развитых в пределах рудных полей гидротермальных урановых месторождений; 11 в той же зоне вне связи с гидрооруденением; 12 — в термальным окислительной зоне кор выветривания)

Фиг. 2. Изотопный состав сульфидной серы в профиле выветривания *I* — граниты; 2 — сланцы; 3 — песчаники; 4 — восстановительная зона коры выветривания; I—IV — морфологические разновидности пиритов

зрения. С одной стороны, существует мнение о возможности формирования кор выветривания в восстановительной обстановке [2, 9, 18 и др.]; с другой — наличие минералов-индикаторов восстановительной обстановки (пирита и сидерита) в корах выветривания связывают с наложением гипергенных процессов [17] или с гидротермальной аргиллизацией пород [1, 6].

Для выяснения механизма формирования вертикальной окислительно-восстановительной зональности в профиле рыветривания проведено исследование типоморфизма

Распределение органического углерода в коре выветривания углисто-глинистых сланцев протерозоя

	Зона горы выветрирания		
Неизмененные породы	ЕОССТАНОЕ И ТЕЛЬНАЯ	окислительная	
$\frac{0,02-0,73}{0,24(23)}$	$\frac{0,05-9,98}{1,04(19)}$	$\frac{0,02-0,08}{0,04(7)}$	

Примечание. В числителе приведены пределы колебаний, в знаменателе — среднее значение, в скобках — число определений.

Таблица 2

Типоморфные особенности пиритов в коре выветривания и материнских породах

Морфологическая разновидность	Форма пиритов	
Пирит-І	Изометричные агрегаты с единичными гранями куба и октаэдра	
Пирит-II Пирит-III	Кубические кристаллы	
Пирит-IV	Прожилковый пирит в срастании с флюоритом	

пиритов. В восстановительной зоне коры выветривания, развитой вдоль контакта палеозойского гранитного массива с песчано-сланцевой толщей протерозоя, установлены три морфологические разновидности пиритов (табл. 2).

три морфологические разновидности пиритов (табл. 2). Пирит-I и пирит-II распространены в коре выветривания и в материнских породах, пирит-III характерен только для коры выветривания. В материнских породах развиты также пирит-флюоритовые прожилки (пирит-IV), сформированные в результате позднепалеозойских процессов грейзенизации.

Изотопный состав сульфидной серы в материнских породах (пириты-I, II, IV) характеризуется значениями δ ³⁴S от +7,8 до +10,4%₀ (фиг. 2). Пирит-III характеризуется увеличением содержания легкого изотопа серы (δ ³⁴S

Пирит-III характеризуется увеличением содержания легкого изотопа серы (8³⁴S от —4,9 до —7,5%), что в сочетании с глобулярной формой пирита может свидетельствовать о его биогенном образовании в коре выветривания. В ассоциации с пиритом-III обнаружена тонкодисперсная урановая минерализация (коффинит), возраст которой по уран-свинцовым определениям составляет 3,5—7 млн. лет.

Кубический пирит в коре выветривания по морфологии и изотопному составу серы аналогичен пириту-II из материнских пород, т. е. указанный пирит в коре выветривания является остаточным, сохранившимся без изменения своих типоморфных особенностей.

Для пирита-I характерно увеличение относительного содержания легкого изотопа серы вверх по разрезу коры выветривания, при этом максимальное обогащение легким изотопом характерно для среднего горизонта восстановительной зоны, где δ^{34} S достягает —9,6%, выше значения увеличиваются, но их отрицательный знак сохраняется (см. фиг. 2). Подобное изменение изотопного состава сульфидной серы, вероятно, связано с новообразованием в коре выветривания изометричных агрегатов пирита с единичными гранями куба и октаэдра, сходных по морфологии с пиритами-I материнских пород, но отличающихся от последних увеличением содержания изотопа ³²S. Поэтому мономинеральные фракции изометричных агрегатов пирита в смеси с аналогичными по морфологии пиритами-I материнских пород, сохранившимися в коре выветривания, имеют разброс значений δ^{34} S от +7,6 до —9,6%. По-видимому, наиболее интенсивно формирование пиритов-I происходило в среднем горизонте. В нижнем горизонте восстановительной зоны коры выветривания на границе с материнских породами новообразования и менее интенсивно, сохранялие горизонте. В нижнем горизонте восстановительной зоны коры выветривания, на границе с материнских породами новообразования и поритов-I не происходило, сохранялись только пириты материнских пород.

Изучение типоморфных особенностей пиритов показывает, что ниже определенного уровня выветривание происходило в восстановительных условиях, при этом сохранялись пириты материнских пород (пирит-I, II) и происходило новообразование пиритов (пирит-I, III), часть из которых (пирит-III) сформирована в неогеновую эпоху в результате наложенных процессов.

Сопоставление разрезов коры выветривания в различных частях региона позволило установить, что положение границы окислительной и восстановительной зон в профиле выветривания зависит от ландшафта и контролируется определенным гипсометрическим уровнем, отвечающим уровню базиса эрозии в олигоценовую эпоху корообразования — кровле фундамената палеодолин, заложенных в позднем олигоцене, и подошве абразионного уступа зоценового моря (см. фиг. 1). Эти данные позволяют полагать, что окислительная зона коры выветривания возникла выше древнего уровня грунтовых вод, совпадавшего с положением базисов эрозии в эпоху корообразования; восстановительная зона формировалась одновременно с развитием профиля выветривания ниже указанного уровня. Это положение согласуется с выводом о важной роли уровня грунтовых вод при формировании минералогогеохимической зональности в профиле четвертичных кор выветривания [12].

В окислительной зоне кор выветривания рассматриваемого региона локализуется урано-слюдковое оруденение. Урановая минерализация приурочена к глубинам не более 3—5 м от дневной поверхности и часто переходит в перекрывающие кору выветривания гипсоносные или карбонатные неоген-четвертичные отложения. Глубина залегания урано-слюдковой минерализации соответствует уровню максимальной испаряемости грунтовых вод. Оруденение контролируется современной климатической зональностью, располагаясь в областях развития пустынно-степных почв с солонцовыми комплексами. Урановая минерализация представлена в основном легкорастворимой формой — шрекингеритом. Возраст оруденения, по данным изучения изотопного состава урана, определяется как современный. Источником урана являются материнские породы.

Формирование оруденения связано с инсоляционными процессами, приводящими к образованию выше уровня грунтовых вод высокоминерализованных растворов с содержанием урана до десятков миллиграммов на литр. Благоприятной средой для осаждения урана являются гумидные коры выветривания, минералы которых, обеспечивая гидролитическую кислотность, способствуют понижению щелочности ураноносных растворов [3].

В восстановительной зоне кор выветривания локализуется урановое оруденение двух типов.

Первый тип связан с корами выветривания, развитыми в пределах рудных полей гидротермальных урановых месторождений, которые сформировались на этапе палеозойской тектоно-магматической активизации. Гидротермальное оруденение представлено браннеритом, пастураном, коффинитом. Кора выветривания развивается вдоль зон крутопадающих тектонических нарушений, контролирующих гидротермальное оруденение. Глинистые минералы в коре выветривания представлены каолинитом и серицитом в различных пропорциях. Окислительная зона коры выветривания характеризуется аномально высоким содержанием радиогенного свинца, что свидетельствует о разрушении гидротермальных руд в данной зоне. Рудные тела в восстановительной зоне имеют неправильную грибовидную форму и в вертикальном разрезе пространственно совмещены с жилообразными рудными телами в материнских породах.

Значения абсолютного возраста оруденения в коре выветривания по свинцовому методу характеризуются значительным разбросом (от протерозоя до четвертичного времени), что, по всей видимости, связано с благоприятными условиями для миграции радиогенного свинца в восстановительной зоне и, напротив, со слабой миграцией в ней урана. Отсутствие миграции урана в восстановительной зоне коры выветривания подтверждается не только пространственной связью оруденения в материнских породах и в коре выветривания, но и сохранением в коре выветривания структурного и литологического контроля рудных тел. Рудные тела в коре выветривания приурочены к зонам, в которых в составе глинистой фракции преобладает каолинит, образованный при выветривании хлорита, слагающего основную массу гидротермальных рудных тел. В обрамлении рудных тел в коре выветривания в составе глинистой фракции увеличивается количество серицита, являющегося реликтовым минералом сланцев, вмещающих гидротермальные руды.

Урановая минерализация в коре выветривания представлена новообразованным коффинитом, урановыми чернями, нингиоитом. Содержание урана в рудных телах несколько превышает количество его в гидротермальных рудах материнских пород. Таким образом, выветривание гидротермальных руд в восстановительной обстановке не привело к разрушению рудных тел, а обусловило изменение минеральных форм урана и увеличение его содержания в рудных телах.

Аналогичный тип уранового оруденения рассмотрен в работе [2]. Для объяснения увеличения содержания урана в коре выветривания проводится аналогия восстановительной зоны с зоной цементации сульфидных месторождений. Такой механизм формирования оруденения подразумевает растворение, перенос и отложение рудного компонента на восстановительном барьере ниже уровня грунтовых вод. Вместе с тем выше было показано, что миграция урана в восстановительной зоне коры выветривания отсутствует. Привнос урана в восстановительной зоне коры выветривания отсутствует. Привнос урана в восстановительную зону нисходящими водами обусловил бы существенное изменение морфологии крутопадающих рудных тел, что нехарактерно для рассматриваемого оруденения. По всей видимости, увеличение содержания урана связано с остаточным обогащением им восстановительной зоны коры выветривания в результате выноса большинства породообразующих компонентов. Этот вывод подтверждается расчетом баланса урана в рудах материнских пород и коры выветривания в с учетом изменения объемного веса пород на основании данных, приведенных в работе [2].

Второй тип урановой минерализации распространен в корах выветривания, развитых в экзоконтактах массивов высокорадиоактивных гранитов с осадочными и метаморфическими породами, обогащенными органическим веществом, а также с магматическими породами основного и среднего состава.

Оруденение локализуется в двух геологических обстановках — в корах выветривания, слагающих фундамент палеодолин (фациальный тип низменных равнин) и в нижних горизонтах линейных кор выветривания (см. фиг. 1). Рудные тела имеют линзовидную или пластообразную форму. В материнских породах в отличие от оруденения первого типа признаки гидротермальной урановой минерализации не установлены. Ypaновая минерализация представлена тонкодисперсным коффинитом в ассоциации с глобулярным пиритом и, вероятно, по аналогии с оруденением первого типа, с нингьоитом, так как уран в рудных телах отчетливо коррелируется с фосфором, причем содержание последнего достигает 4.5%.

Формирование оруденения в коре выветривания, по данным определения абсолютного возраста, связано с неогеновой эпохой, когда благоприятное сочетание тектонического и климатического факторов обусловило возможность инфильтрации ураноносных вод в восстановительную зону коры выветривания. Аналогичный механизм образования руд установлен для кор выветривания пород углеродисто-кремнистой фор-мации за пределами рассматриваемого региона [8]. Пространственная связь урановых накоплений в коре выветривания с массивами высокорадиоактивных гранитов, подвергшихся выветриванию, позволяет видеть в последних источник рудного вещества.

Изменение окислительно-восстановительной сбстановки в профиле коры выветривания определяет различия в миграционной способности урана [2, 7]. Для окислительной зоны коры выветривания во многих случаях характерен дефицит урана по сравнению с материнскими породами. Подобные геохимические обстановки свойственны преимущественно фациальным типам кор выветривания высоких и низких пенепленов. Вынос урана из окислительной зоны мог происходить не только в эпохи корообразования. но и в более поздние эпохи аридного литогенеза. Об этом свидетельствует повсеместное в рассматриваемом регионе повышенное содержание урана в водоносных горизонтах коры выветривания по сравнению с водами зоны открытой трещиноватости материнских пород. Роль коры выветривания как источника урана в эпохи, следующие за эпохами выветривания, подтверждается экспериментальными данными, показавшими, что водными вытяжками из кор выветривания гранитов извлекается на порядок больше урана, чем из неизмененных пород, несмотря на более высокое содержание урана в последних [10, 11].

Образование урано-слюдкового оруденения не привело к закреплению урана в окислительной зоне коры выветривания, так как эта минерализация в данном регионе представлена легкорастворимой формой — шрекингеритом, и уран легко вовлекается в гипергенную миграцию при сезонном изменении уровня грунтовых вод.

Для восстановительной зоны кор выветривания в эпохи корообразования и в следующие за ними эпохи аридного литогенеза характерны процессы концентрации урана. Подобные обстановки свойственны обычно нижним горизонтам линейных кор выветривания и корам выветривания низменных равнин.

Таким образом, коры выветривания при металлогенических исследованиях следует рассматривать в двух аспектах: окислительная зона коры выветривания выступает в качестве источника урана, вовлекаемого в процессы гипергенной миграции; восстановительная — является благоприятной средой для локализации урановых концентраций.

Литература

- 1. Андреева О. В., Головин В. А., Омельяненко Б. И. О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов. Литол. и полезн. ископ., 1982, № 3, с. 31—38.
- 2. Ашихмин А. А., Кузнецов С. В., Шмариович Е. М. О сохранности и концентрации уранового оруденения в корах выветривания. — Литол. и полезн. ископ., 1983,
- № 4, с. 58—68. 3. Батулин С. Г. Региональные факторы формирования урановых месторождений в калькретах.— В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования ме-сторождений редких и цветных металлов в осадочных породах (тез. докл.) М.: Препринт МЛК ГИН, 1979, с. 40-41.
- 4. Ваньшин Ю. В., Гудошников В. В. Поведение урана в корах выветривания Южного Урала. В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. І. Новоси-
- бирск; 1972, с. 47—48. 5. Васильева В. И. Закономерности миграции урана в древней коре выветривания Восточного Оренбуржья.— Геохимия, 1971, № 10, с. 1228—1235.
- 6. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с. 7. Высоцкий В. А., Карпунин А. М. О фациальном контроле урановой минерализации в корах выветривания. В кн.: Условия образования редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений (тез. докл.). М.: Препринт МЛК ГИН, 1982, с. 134-135.
- 8. Голубев Б. Б. Особенности поведения и условия образования инфильтрационной урановой минерализации в черносланцевых толщах фанерозойских складчатых областей в фундаменте молодых платформ.— В кн.: Условия образования месторож-дений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982, с. 212—217.
- 9. Кора выветривания и гипергенное рудообразование/Под ред. Сапожникова Д. Г. М.: Наука, 1977. 288 с.
- Кудрявцев В. Е. О генезисе некоторых рудных месторожд., 1972, т. 14, № 6, с. 87—94. генезисе некоторых жильных месторождений. – Геология
- 11. Кудрявцев В. Е. О двух фронтах вышелачивания урана при формировании као-линовых кор выветривания силикатных пород. В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. І. Новосибирск. 1972, с. 63—64.
- 12. Мамедов В. И., Броневой В. А., Макстенек И. О. и др. Режим грунтовых вод основной рудоконтролирующий фактор минералого-геохимической зональности кор

выветривания на Либерийском щите: — Литол. и полезн. ископ., 1983, № 1, с. 3—

- 13. Мезенцев О. К. Погребенные ореолы рассеяния гидротермальных месторождений урана. М.: Атомиздат, 1975. 136 с.
- 14. Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л.: Недpa, 1977. 160 c.
- 15. Образование месторождений урана. Под ред. Я. Ф. Готмана и А. Н. Еремеева. М.: Мир, 1976. 762 с. 16. Пак А. И. Эпигенетическая зональность и генезис месторождений урана, связан-
- ных с корами выветривания песчано-глинистых отложений. В кн.: Металлогения
- и геохимия Узбекистана. Ташкент: ФАН УзССР, 1974, с. 48—52. 17. Погребной В. Т., Тимошенко И. Л., Слыш Р. А. Монтмориллонитовая линейно-трещинная кора выветривания гранитов Сущано-Пержанской тектонической зо-ны.— Минерал. сб., 1980, № 34, вып. 1, с. 45—50.
- 18. Сергеенко А. И. Минералого-геохимическая характеристика кайнозойских кор выветривания. — В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск: Изд-во Якутск. фил. СО АН СССР, 1975, с. 128—154.

Мингео СССР

Поступила в редакцию 2.111.1984

ОТЛОЖЕНИЯ В ЗОНАХ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИНАХ *

СОКОЛОВ Б. А., КОНЮХОВ А. И.

Представления о лавинной седиментации, разрабатываемые А. П. Лисицыным, обратили внимание геологов на несколько зон в Мировом океане, с которыми связаны не только высочайшие скорости накопления осадков, но и формирование наиболее мощных осадочных линз из известных в настоящее время. Все эти зоны, или по А. П. Лисицыну [3] глобальные пояса лавинной седиментации, приурочены к областям пере-хода от континента к океану, иначе говоря к материковым окраинам. Три главнейших глобальных седиментационных пояса связаны с крупнейшими геоморфологическими, а следовательно, и тектоническими границами, нашедшими выражение, в частности в перегибах гипсометрической кривой земной поверхности. Первый пояс лавинной се-диментации приуючен к границе «река — море», которая А. П. Лисицыным рассмат-ривается в качестве границы «континент — океан». Второй пояс отвечает разделу континентальной и океанической коры и в геоморфологическом отношении занимает нижние части материкового склона. Третий глобальный пояс лавинной седиментации приурочен к глубоководным желобам, выделяемым по периферии активных окраин, где имеет место сочленение двух литосферных плит.

Формирование осадочной толщи первого пояса лавинной седиментации происходит в результате выноса с континентов терригенного материала, поступающего в океан (и внутренние моря) в виде твердого речного стока. Поэтому дельты крупных и крупнейших рек и их подводное продолжение (глубоководные фэны) представляют собой важнейшие формы накопления осадочного материала. В этих зонах фиксируются, вероятно, максимальные из известных скорости седиментации, достигающие нескольких десятков метров за 1000 лет. Между тем пространственное расположение наиболее активно развивающихся дельт не является случайным. Оно в значительной мере предопределено древнейшими структурно-тектоническими планами, основные элементы которых сложились еще в ранний период формирования современных материковых окраин. Крупнейшие реки современности разгружаются на пассивных окраинах, будучи приурочены к относительно узким, длительно развивающимся стабильным прогибам, которые связаны с глубинными разломами древнего заложения, прослеживаемыми от окраины далеко в глубь континента. Эти прогибы на пассивных окраинах выделяются в качестве окраинных рифтов, являющихся континентальной ветвью трехлучевого рифтового сочленения. Наиболее яркими примерами могут являться участки окраин Нигерии и Бразилии, к которым приурочены дельты рек Нигер и Амазонки. В первом случае возникший здесь осадочный бассейн связан с рифтом Бенуэ, во втором — с грабеном Баня. В качестве окраинных рифтов могут быть выделены и другие участки современных пассивных переходных зон, к которым приурочены дельты (и подводные конусы) таких рек, как Нил, Лимпопо, Конго, Миссисипи и др.

Однако дельты генетически связаны не только с рифтовыми прогибами. Многие из них, в том числе крупнейшие по количеству выносимого терригенного материала (Ганг, Инд, Брахмапутра, Рона, Терек, Кубань и др.) располагаются в передовых про-гибах на сочленении окраинных складчатых областей с древними и молодыми платформами. Дельты формируются также по периферии окраинных и внутренних морей реками (Куры, Риони, Пс), пересекающими межгорные впадины.

^{*} Статья Б. А. Соколова и А. И. Конюхова, публикуемая в этом номере, доложена на Всесоюзном совещании по лавинной седиментации, состоявшемся с 28/IX по 2/X-81 года в поселке Архыз (Черкесская автономная область).

Таким образом, пространственная локализация наиболее активного, первого пояса лавинной седиментации во многом имеет тектоническую предопределенность, так как дельты развиваются на относительно узких участках пассивных окраин, выделяемых в качестве окраиных рифтов и передовых прогибов. Там же, где пассивные и активные окраины лишены крупных дельт, можно говорить о приуроченности первого (верхнего) пояса лавинной седиментации к границе «суща — море», иначе говоря проксимальной части материковой окраины, включающей шельф и прибрежную равнину.

Интересен вопрос: какого же типа отложения способны если не конкурировать с дельтовыми, то по крайней мере приближаться к ним по скоростям накопления в этой части материковых окраин? В последние годы большое внимание уделяется осадкам приливно-отливных равнин, широко распространенных, например, на атлантической пассивной окраине США (окраины пенепленизированных областей кратонов [1]). Это лагуны и заливы, защищенные береговыми барами, которые в виде ожерелья опоясывают атлантическое побережье США. Эстуарии мелких речек и ручьев расположены, как правило, в этих заливах и лагунах. Сюда же поступает приносимый речными и талыми водами терригенный материал. Его перераспределение и вынос в открытое море регулируется приливно-отливными явлениями. Оказалось, что скорости накопления осадков в пределах приливно-отливных равнин (главным образом на соляных маршах) составляют от 5 до 23 см/год, или от 5 до 20 м за 1000 лет. Если исходить из этих цифр, то данная зона также вполне может быть причислена к верхнему поясу лавинной седиментации. Правда, смена трансгрессий регрессиями и сопровождающая последние денудация осущенных частей материковых окраин приводит к разрушению большей части отложений приливно-отливных равнин. Поэтому суммарный геологический эффект лавинной седиментации в этих обстановках в целом невелик, так как мощность сформировавшихся на атлантической окраине США комплексов тидалитов или приливно-отливных отложений в позднем кайнозое не превышает нескольких десятков – - сотен метров.

На окраинах, обрамляющих области эпиплатформенного орогенеза (некоторые окраины Африки, Индостана, Бразилии и др.), преобладает эрозионный тип побережья. Терригенный материал мобилизуется здесь главным образом в процессе абразии береговых уступов и приносится небольшими горными речками (или сезонными потоками). В аридном климате большое значение приобретает золовый разнос. Зона борьбы суши и моря на этих окраинах является скорее областью денудации, чем накопления осадков. Областью аккумуляции в этих условиях становится внешняя часть шельфа, где в эпохи низкого стояния уровня океана формировались проградационные комплексы отложений. Таким образом, на окраинах эпиплатформенных сооружений верхний пояс лавинной седиментации не может быть выделен. Исключение составляют лишь некоторые районы молодых пассивных окраин, характеризующиеся высокими темпами поогибания в пределах шельфа. В низких широтах с ними связано рифостроительство. Достаточно в этой связи вспомнить Большой Барьерный риф на окраине Австралии в Коралловом море.

Таким образом, далеко не для всех пассивных окраин характерна верхняя зона лавинной седиментации. По существу таковая может быть выделена лишь на окраинах рифтов, перифериях передовых прогибов, а также на молодых пассивных окраинах. В первых двух случаях областью лавинной седиментации становятся дельты крупных рек, в третьем — вся область шельфа и прибрежной равнины, где накапливаются отложения конусов выноса временных потоков, происходит формирование рифов и других биогерм. На окраинах пенепленизированных областей кратона к лавинным (в смысле скорости накопления) могут быть причислены приливно-отливные отложения, которые, однако, не образуют мощных осадочных тел.

На многих активных окраинах в так называемых предлуговых бассейнах, которые приурочены к области прибрежной равнины и прилегающей части шельфа, а иногда к межгорным впадинам, скорости накопления осадков действительно лавинные. Об этом свидетельствуют, например, мощности кайнозойских отложений в шельфовых впадинах Перу и Чили (3,5—4,5 км). В большинстве своем это — прибрежно-морские образования с линзами аллювиальных, дельтовых, озерно-болотных осадков.

Второй глобальный пояс лавинной седиментации отождествляется с нижней частью материкового склона и его подножием. Это область господства различных гравитационных процессов, от подводных обвалов и оползней до потоков вещества различной плотности. Описание подобных процессов и порождаемых ими осадков можно найти в работах [2, 3, 7, 11 и др.]. Именно эти процессы обеспечивают высокие скорости осадконакопления в глубоководных частях материковых окраин. В отличие от верхнего пояса лавинной седиментации, нижний пояс выражен почти повсеместно.

Наиболее активное накопление осадков связано с глубоководными конусами выноса, которые, безусловно, являются главными депоцентрами терригенного материала, поступающего с континентов в океан, и формируются вблизи устьев крупных подводных каньонов. На участках материкового склона, лишенных таких каньонов, важное значение приобретают оползни, потоки обломков разжиженных илов, а также зерновые потоки. С появлением высокочувствительной сейсмоакустической аппаратуры участились сообщения об открытии огромных оползневых масс не только на активных, но и на пассивных окраинах, где обнаружены оползневые фронты протяженностью до нескольких десятков километров и мощностью в несколько сотен метров [9].

Если глубоководные конусы выноса, в строении которых преобладающую роль играют турбидиты — образования мутьевых течений, характерны прежде всего для окраин рифтов и передовых прогибов и связаны с выносом рек, то оползневые фронты и отложения зерновых потоков более типичны для окраин эпиплатформенных сооружений, где крупные каньоны не так часты. На активных окраинах типа калифорнийского бордерленда в заполнении мелких, но глубоких впадин принимают участие, главным образом, отложения зерновых потоков и оползневые массы осадков [10], хотя и здесь известны подводные конусы выноса.

Третий глобальный пояс лавинной седиментации связан с глубоководными желобами, где важнейшими седиментационными агентами являются мутьевые течения. Хорошо развитые конусы выноса известны в Центральноамериканском, Алеутском и других желобах. Здесь формируются серии турбидитов — аналогов ископаемого (древнего) флиша, которые в конечном итоге надстраивают так называемые аккреционные призмы, осложняющие многне активные окраины.

Из обзора поясов лавинной седиментации, связанных с материковыми окраинами, становится очевидным, что далеко не все типы отложений, встречающиеся в этой зоне и слагающие разрезы мезозоя и кайнозоя в пределах шельфа, склона и подножия, принимают участие в формировании комплексов лавинных осадков и далеко не все седиментационные процессы способны обеспечивать лавинные скорости накопления осадочного материала.

Если рассматривать верхний пояс лавинной седиментации, то к «лавинным» типам осадков могут быть причислены, прежде всего, образования речных дельт и их подводных продолжений. Для наземной части дельт характерны аллювиальные, озерно-болотные и маршевые осадки, скорости накопления которых обычно настолько велики, что обеспечивают формирование в короткое время мощной осадочной линзы. В ее строении принимают участие и продельтовые осадки, аккумуляция которых происходит в зоне смешения пресных и соленых вод и обеспечивается выпадением огромных масс тонкой, главным образом глинистой взвеси. Значительная часть взвеси, однако, распространяется за пределы дельты в виде так называемых нефелоидных слоев, прослеживаемых до материкового склона и далее. В периоды высокого стояния уровня океана эта взвесь поступает в каньоны, которые со временем заиливаются. Нередко потоки взвеси отклоняются течениями, и тонкий материал выпадает над склоном «частица за частицей», формируя горизонты гемипелагических илов.

Известно, что в периоды низкого стояния океана основная масса речного стока устремляется по каньонам на склон и его подножие, причем транспортировка материала происходит в форме зерновых и мутьевых течений. При этом, ранее накопленные гемипелагические илы в верхней части материкового склона и на бортах подводных каньонов также перемещаются вниз в виде оползней, пастообразных потоков, либо мообнлизуются мутьевыми течениями. Все описанные образования со сложным механизмом аккумуляции и перемещения уже отложенного материала зачастую составляют группу аллохтонных осадков в отличие от автохтонных, к которым относятся прежде всего образования, возникшие in situ. В условиях материковых окраин это прежде всего биогенные осадки: коралловые и водорослевые рифы, ракушечники и некоторые хемогенноциагенетические осадки, широко представленные, например, в зонах апвеллинга глауконитовые пески, фосфориты и др.

Из-за низких скоростей формирования большинство из упомянутых автохтонных образований не способны обеспечить высокие скорости накопления осадков в пределах шельфа. Лишь коралловые рифы и водорослевые биогермы при благоприятных структурно-тектонических и климатических условиях создают за короткое время мощные комплексы, причем первые в зоне открытого (внешнего) шельфа, вторые — в обстановках прибрежных лагун и глубоко врезанных в сушу заливов.

В зоне перехода от континента к океану лавинная седиментация связана с накоплением аллохтонных осадков, самых разнообразных по составу: терригенных, карбонатных, кремнистых, вулканогенных и смешанных. Помимо рассмотренных выше дельтовых, авандельтовых, приливно-отливных (тидалиты) образований важную роль играют отложения различных гравитационных потоков: турбидиты, дебриты (отложения потоков обломков) и кластолиты (условно — осадки зерновых потоков), а также оползни.

В большинстве случаев привнос материала в процессе лавинной седиментации на окраины материков происходит поперек основных структурно-тектонических зон: шельфа, склона и подножия. Однако наличие мощных океанических течений, как поверхностных, так и придонных (прежде всего контурных, действующих вдоль континента), приводит к тому, что значительная часть материала перемещается вдоль шельфа, над склоном и вдоль подножия. Все эти образования могут быть выделены в группу каренитов (от английского слова сиггеnt — течение).

На шельфе и подножии действие течений реализуется в образовании подводных дюн, гряд и т. д., мигрирующих в направлении распространения основных струй течения. Особенно большую известность получили отложения контурных геострофических течений, названных контуритами.

Процессы, ответственные за перенос материала вкрест зоны перехода, особенно активны в периоды низкого стояния океана, тогда как циркумконтинентальный перенос становится преобладающим в периоды высокого уровня океанских вод.

В группу гравититов (гравитационных отложений) входят подводный делювий и оползни, в формировании которых важную роль играет гравитационный фактор. Наконец, в промежуточную группу попадают образования, отложенные гравитационными потоками: турбидиты, дебриты, кластолиты и др. В их накоплении участвовали два основных фактора: действие силы тяжести и образование подводного потока (турбулентного или ламинарного). Поэтому данные отложения могут быть выделены под общим названием гравикаренитов. Если обычные течения лишь в редких случаях способны обеспечивать высокий темп накопления материала (примером могут служить

Группа	Қласс	Тип
Аллохтонная	Тидалиты (осадки приливно- отливного генезиса)	Разнообразные отложения с. текстурами «птичий глаз» Оолитовые образования и так называемые грейпстоуны Арагонитовые игольчатые и пеллетовые илы
	Ондолиты (осадки волнового происхождения)	Пляжевые образования и бичроки Отложения баров, кос, валов в при- брежной части шельфа
	Карениты (осадки придонных и поверхностных океанских течений	Пески подводных дюн и гряд во внешней части шельфа Пески и илы в составе валов и вало- образных поднятий на подножии (контуриты) Гемипелагические илы
	Гравиты (осадки гравитацион- ного происхождения)	Отложения подводных осыпей Подводно-оползневые образования и олистостромы
	Гравикарениты (осадки под- водных потоков вещества)	Дебриты и осадки мад-флоу Кластолиты Турбидиты
	Вулканиты	Отложения подводных пепловых лавин
Автохтонная	Биолиты	Коралловые и другие рифы Ракушечники Водорослевые биогермы (в том числе строматолиты)
	Хемолиты (осадки хемогенного происхождения	Эвапориты (различные соли и карбо- наты) Корки и конкреции Глаукониты * Гидрогетитовые стяжения Цеолитовые осадки *

Генетические типы морских отложений в зонах лавинной седиментации на материковых окраинах

• Осадки из зон регионального апвеллинга.

толщи контурных осадков внешнего вала Блейк), то гравитационные потоки — основной фактор лавинной седиментации в пределах материковых окраин. Гравикарениты наряду с гравитационными подведно-дельтовыми, приливно-отливными и другими осадками являются типичными образованиями зон лавинной седиментации.

Все изложенное выше позволяет утверждать, что в лавинном седиментационном процессе принимают участие самые различные генетические типы отложений, часть из которых только сравнительно недавно привлекла внимание исследователей. Представляется целесообразным дать определенную типизацию отложений по генетическим условиям осадконакопления с учетом тех схем, которые приведены в работах В. Т. Фролова [6] и Ф. А. Щербакова [8].

В предлагаемую типизацию включены не только осадки с высокими (лавинными) скоростями осадконакопления, но и некоторые другие, с низкими скоростями. Некоторые из выделяемых типов достаточно известны, другие выделяются впервые.

Все рассматриваемые типы осадков образуют две группы: аллохтонные, связанные со значительными латеральными перемещениями под действием волн, течений, зыби, ориентированными продольно и поперечно к береговой линии, и автохтонные, накопление которых имеет пространственное ограничение. Каждая из групп распадается на несколько классов, а в пределах последних выделяются характеризующие их генетические типы осадков (таблица).

Не все отложения, отмеченные в таблице, накапливаются с лавинными скоростями. Однако они могут встречаться в одних разрезах с «лавинными» осадками. Особняком стоят нормально-осадочные образования, выпадающие из толщи воды «частица за частицей». Это гемипелагические илы, которые в пределах материкового склона и подножия могут накапливаться с высокими скоростями (до 22 см за 1000 лет на атлантическом склоне США).

Трудно определить место дельтовых отложений, так как в эту группу входят типично аллювиальные, приливно-отливные, волновые, озерно-болотные и другие образования.

В истории материковых окраин, особенно пассивных, роль тех или иных генетических типов «лавинных» отложений существенно менялась. На ранних стадиях эволюции атлантических и индоокеанских окраин (период рифтогенеза) преобладало накопление красноцветных и сероцветных молассондных терригенных осадков, преимущественно континентального генезиса. Наряду с ними широчайшее распространение получили эвапориты. Лишь после расхождения фрагментов древнего материка на вновь образовавшихся окраинах сложились условия для активного накопления типично морских образований. На этом этапе широкие масштабы приобрело рифостроительство, особенно долго (средняя — ранний мел), продолжавшееся на атлантической окраине США и Канады. Дельтовые отложения заняли прочное место в разрезах пассивных окраин в раннемеловую эпоху, в конце которой появились и приливно-отливные образования. Нижний псяс глобальной лавинной седиментации возник в раннем мелу, но в привычном для нас виде сложился в кайнозое, когда происходило формирование линзы подводно-склоновых осадков, в основном каренитов, турбидитов, кластолитов, дебритов и т. д. Широчайший размах накопление этих отложений получило в плейстоцене.

Таким образом, в процессе эволюции пассивных скраин областью лавинного осадконакопления попеременно становились древняя прибрежная равнина (красноцветы), прилегающие участки мелкого моря (эвапориты), шельф (рифы, другие карбонатные образования) и, наконец, нижняя часть материкового склона и подножие (турбидиты и др.). Можно сказать, что максимум осадконакопления постепенно смещался от проксимальных к дистальным частям окраин. Соответственно мощные толщи древних красноцветов и эвапоритов мы находим под современным шельфом, рифы — в районе современного материкового склона, а турбидиты формируют подножие.

Вопрос о генетических типах континентально-окраинных «лавинных» отложений представляется особенно интересным и важным в связи с реконструкцией ископаемых областей лавинной седиментации, с которыми по существу было связано формирование основных осадочно-породных бассейнов в зонах перехода от континента к океану, отличающихся высской нефтегазоносностью [4].

Литологические типы отложений и скорость их накопления в определенной степени предопределяют содержание в них органического вещества, степень его преобразования в процессе катагенеза и превращения из незрелого в зрелое, способного в зоне главной фазы нефтеобразования генерировать жидкие углеводороды. Как отмечалось ранее [5], бассейны со значительной скоростью седиментации образуют самостоятельный лавинный тип: группу нефтегазоносных бассейнов. В результате очень высокого темпа накопления отложений генерационные толщи достаточно быстро «проскакивают» глу-бинный интервал с температурами 90—150° С, отвечающий зоне главной фазы нефтеобразования, и не успевают сколько-нибудь полно реализовать свой нефтематеринский потенциал. Происходит растягивание главной зоны нефтеобразования, охватывающей значительные глубины.

Бассейны лавинного типа отличаются значительной нефтегазоносностью по всему разрезу. К этому типу следует относить Южно-Каспийский, Маракаибский, Калифорнийские, Индонезийские и многие другие бассейны, сложенные отложениями кайнозоя.

Литература

- 1. Конюхов А. И. Типы материковых окраин и зон перехода от континента к океану.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 5—18.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
 Лисицын А. П. Лавинная седиментация. В кн.: Лавинная седиментация в океане, Ростов-на-Дону: Изд-во Ростов. ун-та, 1982, с. 3—65.
- 4. Соколов Б. А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 243 c.
- 5. Соколов Б. А. Эволюционная нефтегазовая геология новое направление геологии и геохимии нефти и газа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 5—16.
- 6. Фролов В. Т. Основы генетической типизации морских отложений. В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недpa, 1980, c. 42-47.
- 7. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.-Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4, с. 3-23.
- .8. Щербаков Ф. А. Генетические типы отложений континентальной окраины и ос-новные черты их формирования.— В кн.: Проблемы четвертичной истории шельpa. M.: Hayka, 1982, c. 27-33.
 9. Embley R. W. The role of mass transport in the distribution and charracter of deep-
- ocean sediments with special reference to the North Atlantic. Marine Geol., 1980, v. 38, № 1-3, p. 23-50. 10. Gorsline D. S. Anatomy of margin basins.— J. Sediment. Petrol., v. 48, № 4, p. 1055—
- 1068.
- 11. Nardin T.R., Hein F. J., Gorsline D. S., Edwards B. D. A review of mass-movement processes, sediment and acoustic characteristics and contrasts in slope and base-ofslope systems versus canyon-fan-basin floor systems.— SEPM, Spec. Publ., 1979, v. 27, p. 64—73.
- МГУ им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию 24.I.1983

ХРОНИКА

УДК 552.53:550.4

III ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ «ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ»

Седлецкий в. И.

«Основные направления экономического и социального развития СССР на 1981— 1985 гг. и на период до 1990 года» предусматривают ускоренное развитие работ по увеличению разведанных запасов минерально-сырьевых ресурсов, усиление поисков и разведки месторождений различных полезных ископаемых; в том числе и сырья для производства минеральных удобрений.

Особую актуальность такие работы приобрели после принятия на майском (1982 г.) Пленуме ЦК КПСС Продовольственной программы СССР, предусматривающей, в частности, интенсивное развитие химизации сельского хозяйства. В соответствии с этим выпуск минеральных удобрений должен возрасти в 1985 г. до 150— 155 млн. т в условных единицах.

Соленосные формации, с которыми связаны огромные запасы различных полезных ископаемых, привлекают к себе с каждым годом все большее внимание. К ним приурочены месторождения каменной и калийных солей, они благоприятны для поисков месторождений нефти и газа, сульфатных и магнезиальных солей, серы, боратов, соды, целого ряда редких элементов, рудных полезных ископаемых и высокоминерализованных рассолов, богатых бромом, йодом и другими компонентами.

Научными и научно-производственными организациями страны проводятся всесторонние исследования по изучению строения, состава и условий образования соленосных формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, геохимической специализации процесса галогенеза, палеогеографии и палеотектоники эпох соленакопления, классификации соленосных формаций и выявлению эволюции эвапоритового осадконакопления и геологической истории. Эти исследования привели в последние годы к крупным достижениям. Разработана типизация и классификация соленосных формаций на основании их состава, пространственного положения и тектонической приуроченности, установлена минералогическая специализация солеродных бассейнов, выявлены основные геохимические закономерности формирования конечных фаз галогенеза и процесса мобилизации рудных элементов, намечен общий путь эволюции

После II Всесоюзного солевого совещания (Новосибирск, 1979 г.) был проведен целый ряд рабочих совещаний. В частности, были проведены два совещания по направлению поисковых работ на территории Непского калиеносного бассейна в Восточной Сибири (1979, 1980 гг.), выездная сессия НТС Министерства геологии СССР в г. Саратове по перспективам развития поисковых работ на самородную серу, соду и борные руды в соляных куполах Прикаспия (1982 г.), совещание в г. Казани по развитию поисковых и разведочных работ на неметаллические полезные ископаемые (1982 г.).

На II Всесоюзном солевом совещании было принято решение рассмотреть на следующем совещании вопросы палеогеографии и геохимии соленосных отложений. III совещание состоялось 19—23 сентября 1983 г. в спортивно-оздоровительном лагере Ростовского государственного университета «Лиманчик», в районе г. Новороссийска. Оно было организовано Северо-Кавказским научным центром высшей школы, Министерством геологии СССР, Министерством по производству минеральных удобрений, Сибирским отделением АН СССР, Ростовским государственным университетом и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР; в его работе приняли участие 125 сотрудников из 50 научных и производственных организаций и вузов.

Совещание было посвящено литолого-фациальным и геохимическим проблемам соленакопления. Особое внимание было уделено литолого-фациальным особенностям осадконакопления в эвапоритовых бассейнах и геохимическим закономерностям формирования галогенных отложений.

В XI пятилетке продолжалось успешное изучение всех соленосных бассейнов и регионов Советского Союза: Прикарпатского, Днепровско-Донецкого, Припятского, Прикаспийского, Предуральского, Московской синеклизы, Северо-Кавказского, Среднеазиатского, Чу-Сарысуйского, Восточно-Сибирского, неотеновых бассейнов межгорных впадин Тянь-Шаня, Кара-Богаз-Гола и др. Большое внимание было уделено поискам новых месторождений калийных солей в районах действующих предприятий калийной промышленности. В то же время успешно осуществлялись их поиски в новых регионах страны, особенно в Восточной Сибири, Нижнем Поволжье, Средней Азии.

На совещании были подведены итоги изучения большинства соленосных формаций Советского Союза, дана оценка перспективности конкретных формаций на обнаруже-

ние в них месторождений минеральных солей, нефти, газа и многих других полезных. ископаемых. Обсуждены и намечены направления дальнейших научно-исследовательских и поисково-разведочных работ по изучению соленосных формаций. Начата предварительная разведка на одном из участков развития промышленных пластов сильвинитов в пределах Восточной Сибири. Предварительные технологические испытания показали высокое качество сильвинитовых руд этого участка и их хорошую обогати-мость, что позволит создать безотходное производство по их переработке. Обоснованы перспективы выявления крупных месторождений сильвинитовых руд в северном: и западном обрамлениях Прикаспийской впадины. На куполе Безымянном впервые обнаружены промышленные концентрации серы в карбонатной части кепрока. Про веденный комплекс исследований показал необходимость и большое народнохозяйст венное значение промышленного освоения бишофитовых залежей, разведанных в По волжье. К сожалению, до сих пор не проведены специализированные работы по подготовке промышленных запасов бишофитовых руд. В юго-восточной Туркмении и юго-западном Узбекистане разведаны месторождения калийных солей: Карлюкское. Карабильское и Тюбеготангское, запасы их утверждены ГКЗ. Необходимо продолжить детальное изучение этих месторождений в связи с проектированием и строительством Среднеазиатского калийного комбината.

На Северном Кавказе верхнеюрская соляная толща вскрывается все большим числом поисковых скважин. Следует продолжать накопление и обобщение получаемой при этом геологической и геофизической информации.

В целях дальнейшего увеличения ресурсов полезных ископаемых, связанных с соленосными формациями, совещание рекомендовало усилить работы по дальнейшей оценке перспективных площадей Восточной Сибири и совершенствованию методики прогнозирования поисков и разведки калийных месторождений; продолжить оценку перспективных площадей Верхнекамского, Припятского, Предкарпатского, Прикаспийского и Среднеазиатского калиеносных бассейнов как сырьевых баз действующих и проектирующихся калиедобывающих предприятий с целью обеспечения разведанными запасами на полный нормативный срок. Продолжить исследования по комплексному изучению сырьевых ресурсов Кара-Богаз-Гола с учетом изменения его режима после строительства плотины. Продолжить изучение сульфатных солей Южного Приаралья и прежде всего Аккалинского месторождения. Усилить прогнозные и поисковые работы на давсонит в Припятской впадине, Кузбассе и Закарпатье, а также на сульфатные соли и соду в районах первоочередной разведки на территории Средней Азин, Казахстана. Закавказья, Предтиманья. Пермского Предуралья и Хобинского массива.

ные соли и соду в районах первоочередной разведки на территории Средней Азии, Казахстана, Закавказья, Предтиманья, Пермского Предуралья и Хибинского массива. Совещание считает, что главнейшими задачами научных исследований на ближай-шие годы являются: 1) дальнейшее развитие теории галогенеза, выявление новых аспектов применения этой теории для решения практических задач укрепления минерально-сырьевой базы страны; 2) разработка и совершенствование классификации соленосных формаций и изучение закономерностей их пространственного и возрастного размещения; 3) выяснение особенностей строения и условий залегания соленосных формаций; 4) изучение процессов глубоководного соленакопления и разработка основ их физико-химического моделирования, палеогеографических и палеотектонических условий образования и размещения соленосных формаций; 5) углубленное изучение состава соленосных и калиеносных формаций и проведение детальных литологических исследований по выявлению типов и основных разновидностей галогенных пород и изучению постседиментационных преобразований соленосных отложений; 6) всестороннее изучение геохимии соленосных формаций и роли солеродных бассейнов в формировании рудных месторождений; 7) расширение исследований по изучению микровключений в соляных минералах; 8) изучение гидрогеологии и гидрохимии соленосных бассейнов, а также влияния подземных рассолов на постседиментационные преобразования соотложений; 9) исследование континентальных галогенных леносных формаций; 10) комплексное изучение условий осадконакопления в современных соляных озерах. и заливах аридной и семиаридных зон; 11) изучение особенностей галогенеза в докембрии и эволюции галогенеза в истории Земли; 12) изучение фациальной и геохимической связи процессов эвапоритообразования с фосфато- и карбонатонакоплениями; 13) дальнейшее изучение закономерностей размещения и условий образования месторождений серы, соды, давсонита; 14) совершенствование методики прогноза, поисков и разведки месторождений минеральных солей, обоснованного определения их прогнозных ресурсов; 15) усиление исследований нефтегазоносности галогенных бассейнов.

Совещание обратилось с просьбой к Отделению геологии, геофизики и геохимии АН СССР, Министерству геологии СССР и Министерству по производству минеральных удобрений СССР рассмотреть вопрос о дальнейшем развитии и расширении научных исследований в области комплексного изучения соленосных формаций и связанных с ними полезных ископаемых, а также об укреплении материально-технической базы научных и производственных организаций.

Ростовский государственный университет

Гюступила в редакцию 7.II.1984
РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции: 109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР телефон 230-81-77 Зав. редакцией В. Д. Компанеец

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 01.02.85 Подписано к печати 26.03.85 Т-00839 Формаг бумаги 70×108¹/16 Высокая печать Усл. беч. л. 12,6 Усл. кр.-отт. 13,4 тыс. Уч.-изд. л. 14,2 Бум. л. 4,5 Тираж 1044 экз. Зак. 4330

> Издательство «Наука», 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 .2-я типография издательства «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА» готовятся к печати:

Левчук М. А. ЛИТОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА. 16 л. 2 р. 40 к.

Монография посвящена изучению основных разрезов юры восточной части Енисей-Хатангского прогиба. Фациальный анализ и системно-структурный подход при расчленении и корреляции отложений с использованием широкого комплекса литолого-геохимических исследований позволили установить условия формирования юрских отложений. Выявлены закономерности пространственного размещения пород-коллекторов и экранирующих толщ. Уточнена оценка перспектив нефтегазоносности, рекомендованы наиболее интересные объекты поиска залежей углеводородов.

Книга предназначена для геологов, литологов, геохимиков.

МЕТОДОЛОГИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. 20 л. 3 р. 40 к.

В сборнике рассматриваются современное состояние литологической науки, ее содержание, объем, задачи, проблемы взаимодействия с другими отраслями геологии. Анализируются методологические функции законов, закономерностей и основных понятий в литологии, особенности взаимодействия общенаучных и конкретно-научных методов. Рассмотрена иерархия геологических тел и принципы классификации осадочных образований.

Работа представит интерес для литологов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.