

КОНТРОЛЬНЫЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2

1974

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

СОДЕРЖАНИЕ

И. И. Волков, В. С. Соколов, Е. Г. Соколова, М. Ф. Пилипчук. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана	3
Е. М. Емельянов, Г. С. Харин. Осадкообразование в Гвианской и Северо-Американской котловинах в связи с твердыми выносами Амазонки и Ориноко	22
И. В. Хворова. Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования	36
В. Н. Лавренчук, Г. В. Широковский, М. М. Гольдшмидт. Вещественный состав галек из бокситов Аркалыкского месторождения (Казахстан)	49
Л. Я. Кизильштейн. Образование конкреций сульфидов железа в угольных пластах	58
Л. Д. Кноринг. Условия формирования пористости песчано-алевритовых пород и их выявление методом факторного анализа	66
Б. П. Градусов. Размещение типов изменений смешаннослойных образований в почвообразующих породах и почвах СССР	78
Е. И. Зубковская, В. Ф. Филипович. Палеодолины предбобриковского времени и размещение бокситовых пород в юго-западной части Московской синеклизы	87

Краткие сообщения

Г. Н. Батурин, В. З. Блисковский. Редкие элементы в костном фосфате со дна океана	101
Н. М. Митряева, Д. Н. Муратова. Явления диагенеза и оползневые нарушения в рудах стратиформных свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана	104
У. Г. Дистанов, З. И. Глезер. Силикофлагеллит — новый тип опаловых кремнистых пород	113
Б. И. Прокопчук, В. А. Скосырев. Состав грубообломочного аллювия рек Анабарского района в связи с проблемой алмазности	115
Е. Ф. Станкевич. О роли подземных рассолов в питании калиеносных соленых бассейнов	120
Н. М. Никитин, А. П. Дьяченко, В. Я. Легедза, А. Н. Шелехов, М. Ф. Заварзина. О сапропелевых углях в каменноугольных отложениях Новооскольского района КМА	124
Т. В. Немова. Литологические особенности пород гранулитовой фации метаморфизма	126
В. И. Белкин, И. В. Рязанов. О понятиях сортированности и однородности гранулометрического состава осадочных пород	133

Методика

В. И. Сиротин. О возможном варианте классификации четырехкомпонентных терригенных осадочных пород	140
В. И. Гороян, А. А. Гусейнов, Л. А. Коцеруба, С. Н. Тесаков, В. А. Аракелян. Целевая фактографическая информационно-поисковая система «Литология и коллекторские свойства пород»	147

Критика и дискуссии

Е. М. Шмарович. В защиту картирования эпигенетических изменений, как ведущего метода в познании их генезиса	153
В. С. Яблоков. На смерть В. С. Яблокова. Памяти друга	158

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

2

MARCH — APRIL

1974

CONTENTS

I. I. Volkov, V. S. Sokolov, E. G. Sokolova, M. F. Pilipchuk. Rare and trace elements in the sediments of the North-West Pacific	3
E. M. Emelianov, G. S. Kharin. Sedimentation in the Cuiana and North-American basins associated with the solid drift of the Amazonka and Orinoko rivers	22
I. V. Khvorova. Geosynclinal siliceous clastic rocks and the conditions of their formation	36
V. N. Lavrenchuk, G. V. Schirovsky, M. M. Goldschmidt. The material composition of pebbles from the bauxites of Arkalyk deposits (Kazakhstan)	49
L. Ya. Kizilstein. The formation of iron sulfide concretions in coal seams	58
L. D. Knoring. Conditions of porosity formation in sandy-aleuritic rocks and their determination by factor analysis	66
B. P. Gradusov. The distribution of change types of mixed-layer forms in soil-forming rocks and soils of the USSR	78
E. I. Zubkovsaia, V. F. Filipovich. Paleovalleys of pre-Bobriki age and the location of bauxitic rocks in the south-western part of Moscow syncline	87

Short Notes

G. N. Baturin, V. Z. Bliskovsky. Rare elements in the bone phosphate from the ocean floor	101
N. M. Mitriaeva, <u>D. N. Muratova</u> . Phenomena of diagenesis and landslide disturbances in Central Kazakhstan	104
U. G. Distanov, Z. I. Glezer. Silicoglagellite — a new type of opal flint rocks	113
B. I. Prokopchuk, V. A. Skosyrev. Composition of coarse clastic alluvium in the rivers of Anabar region in connection with the problem of their diamond content	115
E. F. Stankevich. On the role of underground brines in the supply of potassium-bearing salt basins	120
N. M. Nikitin, A. P. Diachenko, V. Ya. Legedza, A. N. Shelekhov, M. F. Zavarzina. On sapropel coals in the coal measures of Novy Oskol region of the Kursk Magnetic Anomaly	124
T. V. Nemova. Lithological rock features of the granulitic facies of metamorphism	126
V. I. Belkin, I. V. Riazanov. On the concepts of sorting and homogeneity of the granulometric composition in sedimentary rocks	133

Methods of Research

V. I. Sirotin. On a possible classification variant of four-component terrigenous sedimentary rocks	140
V. I. Goroiian, A. A. Guseinov, L. A. Kotseruba, S. N. Tesakov, V. A. Arakelian. Special factographic information-search system «Lithology and Reservoir Properties of Rocks»	147

Critique and Discussions

E. M. Shmarovich. To the defense of epigenetic changes as a leading method in the cognition of their genesis	153
<u>V. S. Yablokov</u>	158
On the death of V. S. Yablokov. In memoriam of a friend	158

УДК 550.4 : 551.35(265)

РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

И. И. ВОЛКОВ, В. С. СОКОЛОВ, Е. Г. СОКОЛОВА, М. Ф. ПИЛИПЧУК

Изучено распределение Cu, Ni, Co, V, Cr, As, Mo, Se, Ge в осадках северо-западной части Тихого океана на профиле от берегов Японии до пелагических красных глин Северо-Западной котловины. Приведены средние данные по содержанию элементов в поверхностном слое и толще отложенных по отдельным станциям и основным типам осадков. Показано, что содержания всех изученных элементов возрастают в направлении от прибрежных осадков к пелагическим, а для Se наблюдается обратная закономерность.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Настоящая работа посвящена изучению закономерностей распределения в осадках океана группы редких и рассеянных элементов: Cu, Ni, Co, V, Cr, As, Mo, Se, Ge.

Материал для исследования собран во время 46-го рейса НИС «Витязь». Работы выполнялись на осадках профиля, расположенного в северо-западной части Тихого океана от берегов Японии до центральных частей Северо-Западной котловины (Лисицына, Дворецкая, 1972). Профиль составляют колонки осадков 19 станций. Осадки профиля представлены 4 литолого-фациальными типами. В направлении от берегов Японии литолого-фациальные типы сменяются в следующем порядке. Прибрежные вулканогенные осадки (тип I) представлены колонками со станций 6158—6161, гемипелагические кремнисто-глинистые осадки (тип II) охватывают колонки станций 6162—6166, глубоководные глины переходного типа (тип III) включают станции 6167—6171. Глубоководные пелагические красные глины (тип IV) представлены на профиле двумя подтипами: красные глины с включениями вулканического пепла — подтип IVa (станции 6172—6174), с включениями цеолитов — подтип IVб (станции 6175—6177).

Содержание элементов было определено в следующем числе проб: Fe, Mn—310; Cr, V—220; As, Mo—170; Ni, Co, Cu—160; Se—150; Ge—105. Для определения применялись хорошо известные и проверенные химические методы с объемным, фотометрическим и флуориметрическим окончанием. Fe определяли объемными методами: бихроматным с восстановлением на висмутовом редукторе и комплексометрическим. P—объемным методом, после осаждения в виде фосформолибдата аммония. Ti—фотометрически с перекисью водорода, Cr—с дифенилкарбазидом. V—фосфорно-вольфраматным методом. As определялся методом Гутцайта. Mo—фотометрически роданидным методом (при малых содержаниях с экстракцией). Ni, Co, Cu определяли фотометрически соответственно с диметилгликоксимом (с окислителем), с нитрозо-R-солью и с диэтилдитиофосфатом. Se—флуориметрически с 3,3'-диаминобензидином, Ge—фотометрически с дифенилфлуороном.

Таблица 1
Содержание элементов в поверхностном слое осадков в расчете на **натуральный осадок**

Тип осадка	№ станции	Горизонт, см	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	V	Cr	Mo	As	Se	Ge
			%			10 ⁻⁴ %							
I	6159	0—1	5,29	0,16	26	10	130	100	20	0,5	3,5	0,2	1,6
	6153	0—2	3,29	0,06	61	12	30	80	100	0,5	4,5	0,6	1,4
	6160	0—1	3,17	0,06	31	8	30	80	50	3,1	1,75	0,7	1,7
	6161	0—1	6,07	0,03	21	12	30	120	70	0,7	3,25	0,7	2,5
	Среднее		4,45	0,09	35	10,5	55	95	60	1,2	3,3	0,6	1,8
II	6162	0—1	2,37	0,07	35	9	55	70	30	0,7	1,62	1,6	1,4
	6163	0—1	2,32	0,11	27	10	60	70	50	1,0	1,75	0,7	1,4
	6164	0—3	3,69	0,27	41	13	100	100	100	5,7	8,5	0,2	1,5
	6165	0—3	4,00	0,28	79	20	130	120	50	10,0	4,75	0,15	1,5
	Среднее		3,09	0,18	45	13	86	90	53	4,3	4,2	0,7	1,5
III	6168	0—2	4,16	0,31	72	21	130	120	50	2,5	8,75	0,2	1,5
	6169	0—5	4,13	0,68	103	25	170	120	50	12,5	7,0	0,2	1,7
	6167	0—2	4,03	0,37	88	20	140	120	80	5,0	7,25	0,3	1,7
	6171	0—2	4,14	0,48	94	24	180	120	50	2,5	8,3	0,2	1,6
	Среднее		4,13	0,46	90	22,5	155	120	53	5,6	7,8	0,2	1,6
a	6172	0—2	4,38	0,61	180	51	150	120	50	2,5	11,8	0,15	1,9
	6173	0—10	4,48	0,49	141	34	130	120	70	5,8	8,5	0,2	1,8
	6174	0—1	5,32	0,44	145	72	140	130	90	6,5	13,5	0,2	2,5
	Среднее		4,73	0,51	155	52	140	123	70	4,9	11,3	0,18	2,1
b	6175	0—1	5,22	0,34	169	82	160	130	90	4,2	13,5	0,15	2,5
	6176	0—2	5,28	0,73	236	94	240	130	90	10,0	16,0	0,15	1,9
	6177	0—1	4,67	0,52	181	88	230	130	80	7,5	14,0	0,15	2,2
	Среднее		5,06	0,53	195	88	210	130	87	7,2	14,5	0,15	2,2
Среднее для IV			4,89	0,52	175	70	175	127	78	6,1	12,2	0,17	2,1

Результаты определения отдельных элементов в поверхностном слое осадков приведены в табл. 1. Чтобы исключить разбавляющее действие карбонатов (их очень мало) и аморфной кремнекислоты, содержание элементов было пересчитано на бескарбонатно-бескремневое вещество (табл. 2).

Средние величины по колонкам в изохроничном слое отложений рассчитывались как средневзвешенное содержание элементов, т. е. с учетом толщины (мощности) отдельных слоев и прослоек. Средневзвешенные содержания элементов в отдельных станциях профиля приведены в табл. 3 и 4. Мощность изохроничного (примерно 250—300 тыс. лет) слоя осадков по отдельным колонкам взята из работы Н. А. Лисицыной и О. А. Дворецкой (1972); в прибрежных колонках она составляет примерно 600 см, в наиболее удаленных в океан станциях ~20—25 см. Нижние горизонты колонок пелагических красных глин из-за разницы скоростей осадкообразования не имеют аналогов по времени в прибрежных осадках.

Закономерности распределения элементов в поверхностном слое разреза в основных чертах сохраняются и для толщи изучаемых осадков.

Содержание элементов в поверхностном слое осадков в расчете на бескремнево-бескарбонатный материал

Тип осадка	№ станции	Горизонт, см	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	V	Cr	Mo	As	Se	Ge
			%										
I	6159	0—1	5,57	0,17	27	11	137	105	21	0,5	3,7	0,2	1,7
	6158	0—2	3,70	0,07	69	13	34	90	112	0,6	5,1	0,7	1,6
	6160	0—1	3,39	0,06	33	9	32	86	53	3,3	1,9	0,75	1,8
	6161	0—1	6,63	0,09	23	13	33	131	77	0,8	3,5	0,8	2,7
	Среднее		4,83	0,10	38	11,5	59	103	66	1,3	3,5	0,6	1,9
II	6162	0—1	2,89	0,085	43	11	67	85	37	0,8	2,0	2,0	1,7
	6163	0—1	2,83	0,134	33	12	73	85	61	1,2	2,1	0,85	1,7
	6164	0—3	4,24	0,31	47	15	115	115	115	6,5	9,8	0,23	1,7
	6165	0—3	4,30	0,30	85	21	140	129	54	10,7	5,1	0,16	1,6
	Среднее		3,56	0,21	52	15	99	103	67	4,8	4,7	0,8	1,7
III	6168	0—2	4,42	0,33	77	22	139	128	53	2,7	9,3	0,2	1,6
	6169	0—5	4,35	0,72	112	26	179	126	53	13,2	7,4	0,2	1,8
	6167	0—2	4,42	0,40	95	22	151	130	86	5,4	7,8	0,3	1,8
	6171	0—2	4,51	0,52	102	26	196	130	54	2,7	9,0	0,2	1,7
	Среднее		4,43	0,49	96	24	166	128	61	6,0	8,4	0,2	1,7
IV	6172	0—2	4,42	0,62	182	51	151	121	50	2,5	11,9	0,15	1,9
	6173	0—10	4,72	0,52	148	36	137	126	74	6,1	9,0	0,2	1,9
	6174	0—1	5,44	0,45	148	73	143	133	92	6,6	13,8	0,2	2,5
	Среднее		4,86	0,53	159	53	144	127	72	5,1	11,6	0,19	2,1
	IV	6175	0—1	5,33	0,35	172	84	163	133	92	4,3	13,7	0,15
6176		0—2	5,45	0,75	243	97	247	134	93	10,3	16,5	0,15	1,9
6177		0—1	4,74	0,53	184	89	233	132	81	7,6	14,2	0,15	2,2
Среднее			5,17	0,54	200	90	214	133	89	7,4	14,8	0,15	2,2
Среднее для IV			5,02	0,54	179	72	179	130	80	6,3	13,2	0,17	2,2
IV/I		1,05	5,4	4,7	6,3	3,0	1,25	1,20	5,7	3,8	0,28	1,15	
IVб/I		1,1	5,4	5,3	7,8	3,6	1,3	1,35	4,8	4,2	0,25	1,15	

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДКАХ ПРОФИЛЯ

По характеру распределения в осадках профиля изученные элементы разделяются на группы (Страхов и др., 1973). В первую группу биогенных элементов включаются $C_{орг}$, $SiO_{2аут}$, S, Se, $N_{орг}$. Для этой группы характерны повышенные содержания в пределах вулcano-терригенных и гемипелагических типов осадков и минимальные в пелагических глубоководных (красных) глинах.

Вторая группа объединяет большое число элементов, начиная с мало геохимически подвижных гидролизатов¹— Al, Ti, Zr, Ga, Nb, Ta, включает подгруппы железа (Fe, V, Cr, Ge) и халькофильных элементов (Cu, Zn, Pb, As) и завершается подгруппой марганца (Mn, Ni, Co, Mo)—

¹ Изучению распределения в осадках профиля группы элементов-гидролизатов посвящена отдельная работа (Лисицына и др., 1973).

Таблица 3

Средневзвешенное содержание элементов в изохроничном слое осадков
в расчете на натуральный осадок

Тип осадка	№ станции	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	V	Cr	Mo	As	Se	Ge	
		%			10 ⁻⁴ %								
I	6159	5,57	0,100	54	12,5	147	108	80	0,5	3,8	0,2	1,6	
	6158	3,84	0,052	63	12,4	36	91	82	1,5	6,3	0,9	1,4	
	6160	3,72	0,040	52	10,1	42	98	60	3,4	11,8	1,3	1,5	
	6161	6,05	0,072	30	14,7	41	113	75	0,8	3,0	0,9	2,5	
	Среднее	4,80 (81)	0,066 (82)	50 (33)	12,4 (33)	66 (33)	103 (34)	74 (34)	1,5 (33)	6,2 (38)	0,8 (34)	1,75 (26)	
II	6162	3,52	0,056	38	8,6	54	91	66	0,6	2,7	1,4	1,6	
	6163	2,97	0,045	34	11,6	79	84	81	3,0	3,1	1,1	1,5	
	6164	3,63	0,051	44	12,7	81	120	65	4,0	6,0	1,5	1,5	
	6166	3,93	0,054	59	10,8	90	122	58	3,6	4,6	1,0	1,7	
	Среднее	3,52 (59)	0,051 (57)	44 (32)	10,9 (32)	76 (31)	104 (34)	68 (34)	2,8 (31)	4,1 (36)	1,25 (35)	1,6 (19)	
III	6168	4,34	0,106	65	18	104	126	46	1,3	5,3	0,4	1,5	
	6169	4,23	0,163	47	18	131	129	48	1,1	5,4	0,4	1,7	
	6167	4,30	0,255	60	29	130	127	64	5,7	7,6	0,2	1,6	
	6171	4,42	0,42	105	19	111	133	63	2,7	6,4	0,4	1,7	
	Среднее	4,32 (53)	0,24 (65)	69 (42)	21 (42)	119 (42)	129 (43)	55 (43)	2,7 (42)	6,2 (46)	0,35 (42)	1,6 (22)	
IV	a	6172	5,05	0,46	125	37	130	128	58	3,2	8,1	0,15	1,9
	6173	4,81	0,47	123	36	124	124	76	8,6	9,1	0,2	1,9	
	6174	5,35	0,47	134	61	130	138	98	8,8	13,5	0,2	2,5	
	Среднее	5,07	0,47	127	44	128	130	77	6,5	10,2	0,2	2,1	
б	6175	5,24	0,36	152	72	160	140	95	6,1	14,0	0,15	2,5	
	6176	5,30	0,75	244	112	250	145	85	13,2	16,0	0,12	1,9	
	6177	5,21	0,53	181	81	223	135	80	7,5	13,2	0,18	2,1	
	Среднее	5,25	0,55	192	88	211	140	87	8,7	14,4	0,15	2,2	
Среднее для IV	5,16 (39)	0,51 (39)	160 (18)	66 (20)	170 (18)	135 (24)	82 (24)	7,2 (22)	12,3 (21)	0,2 (13)	2,1 (12)		

Примечание. Числа в скобках—число проб, проанализированных для каждого типа осадков.

наиболее геохимически подвижными элементами в океанском седиментогенезе. Для элементов этой группы характерно в различной степени выраженное постепенное обогащение осадков по мере удаления от берега; максимальные содержания всех перечисленных элементов наблюдаются в пелагических красных глинах.

В отдельную группу выделяется Р, для которого характерно многообразие форм поступления в осадки, результатом чего является его специфическое поведение в океанском седиментогенезе.

Распределение Se. Распределение Se в толще осадков профиля приведено на фиг. 1, где оно сопоставлено с углеродом органического вещества и суммой восстановленных форм серы, производных сероводорода (ΣS_{H_2S}). Содержание Se в изученных осадках $0,1-7,0 \cdot 10^{-4} \%$. Уже

Таблица 4

Средневзвешенное содержание элементов в изохроничном слое осадков
в расчете на бескремнево-бескарбонатный материал

Тип осадка	№ станции	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	V	Cr	Mo	As	Se	Ge
		%			10 ⁻⁴ %							
I	6169	5,74	0,103	56	13	151	111	82	0,5	3,9	0,2	1,6
	6158	4,26	0,058	70	13,8	40	101	91	1,7	7,0	1,0	1,5
	6160	3,93	0,042	55	10,7	44	103	63	3,6	12,5	1,4	1,6
	6161	6,40	0,076	32	15,6	43	120	79	0,8	3,2	0,9	2,6
	Среднее	5,08 (81)	0,070 (82)	53 (33)	13,3 (33)	69 (33)	109 (34)	79 (34)	1,7 (33)	6,7 (33)	0,9 (34)	1,8 (26)
II	6162	4,00	0,064	43	9,8	61	103	75	0,7	3,1	1,6	1,8
	6163	3,55	0,054	41	13,9	95	100	97	3,6	3,7	1,3	1,8
	6164	3,92	0,055	48	13,7	87	129	70	4,3	6,5	1,6	1,6
	6166	4,20	0,058	63	11,5	96	131	62	3,8	4,9	1,1	1,8
	Среднее	3,92 (59)	0,058 (57)	49 (32)	12,2 (32)	85 (31)	116 (34)	76 (34)	3,1 (31)	4,6 (36)	1,4 (35)	1,75 (19)
III	6168	4,58	0,112	69	19	110	133	49	1,4	5,6	0,4	1,6
	6169	4,47	0,173	50	19	139	137	51	1,2	5,7	0,4	1,8
	6167	4,52	0,268	63	30	137	134	67	6,0	8,0	0,2	1,7
	6171	4,71	0,45	112	20	118	141	67	2,9	6,8	0,4	1,8
	Среднее	4,56 (58)	0,25 (65)	73 (42)	22 (42)	126 (42)	136 (43)	59 (43)	2,9 (42)	6,5 (46)	0,35 (42)	1,7 (22)
a	6172	5,12	0,47	127	37	132	130	59	3,2	8,2	0,15	1,9
	6173	5,06	0,49	129	38	131	131	80	9,0	9,6	0,2	2,0
	6174	5,46	0,48	137	62	133	141	100	9,0	13,8	0,2	2,5
	Среднее	5,21	0,48	131	46	132	134	80	7,1	10,5	0,2	2,1
б	6175	5,35	0,37	155	73	163	143	97	6,2	14,3	0,15	2,5
	6176	5,47	0,77	252	115	258	150	88	13,6	16,5	0,12	1,9
	6177	5,29	0,54	184	82	227	137	81	7,6	13,4	0,18	2,1
	Среднее	5,37	0,56	197	90	216	143	89	9,1	14,7	0,15	2,2
Среднее для IV	5,29 (39)	0,52 (39)	164 (18)	68 (20)	174 (18)	138 (24)	84 (24)	8,1 (22)	12,6 (21)	0,2 (13)	2,2 (12)	
IV/1	1,05	7,4	3,1	5,1	2,5	1,25	1,05	4,8	1,9	0,22	1,2	
IVб/1	1,05	8,0	3,7	6,8	3,1	1,3	1,1	5,35	2,2	0,17	1,2	

Примечание. Числа в скобках—число проб, проанализированных для каждого типа осадков.

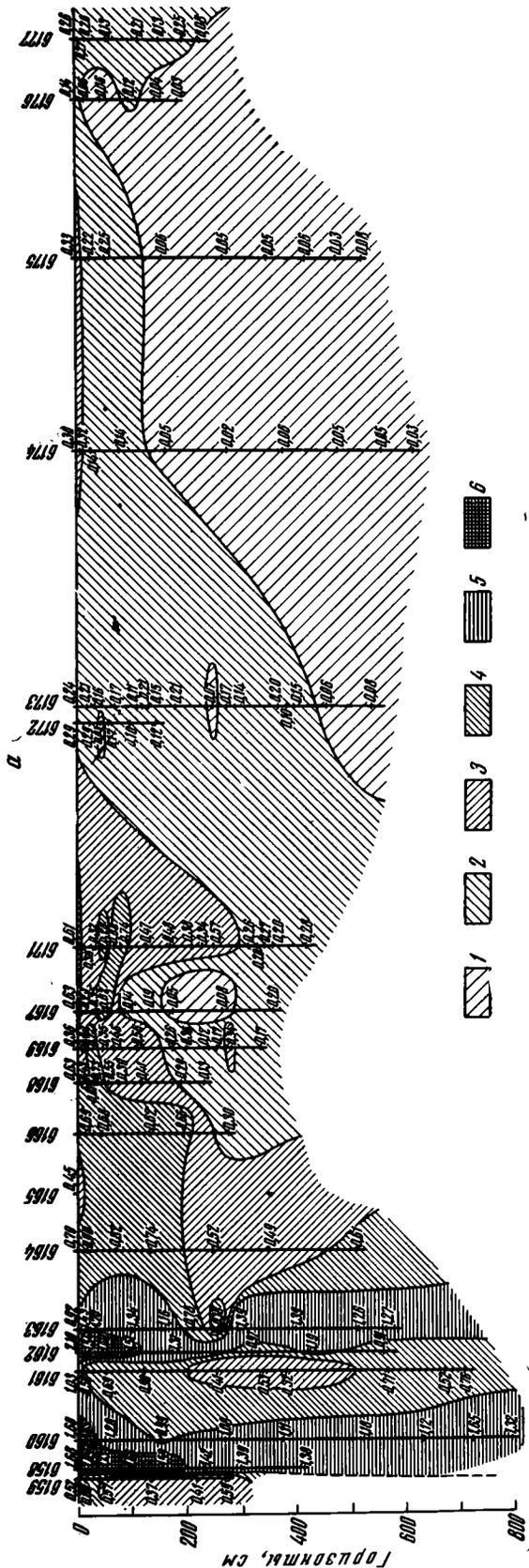
по диапазону изменения содержания можно видеть, что Se принадлежит к числу наиболее геохимически подвижных элементов и по этому признаку может быть сравним (из числа изученных элементов) только с Mn и Mo.

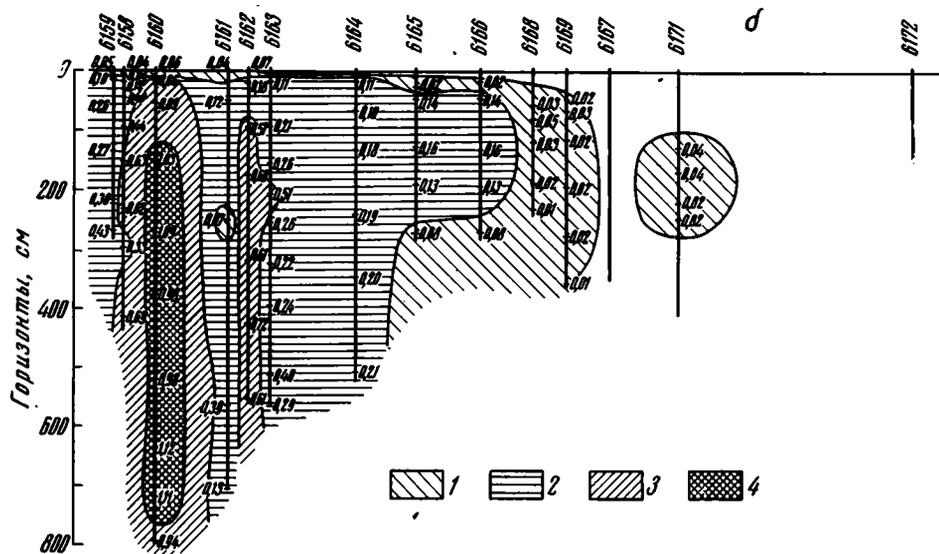
Сравнение распределений Se, C_{орг} и ΣS_{НЭС} показывает сходство этих распределений (фиг. 1). В отличие от элементов групп железа и марганца, рассмотренных ниже, высокие содержания Se на профиле приурочены к прибрежным вулкано-терригенным и гемипелагическим кремнисто-глинистым осадкам, обогащенным органическим веществом и имеющим ярко выраженный восстановленный характер (табл. 3, 4). Отдельные прослои и пятна с высоким содержанием Se наблюдаются также в

верхней части колонок переходных пелагических глин (станции 6168—6171). В пелагических красных глинах содержание Se минимально и изменяется в узких пределах: $0,1—0,35 \cdot 10^{-4}\%$.

Имеющиеся данные позволяют заключить, что обломочный материал вулканического происхождения, как и пелловый, Se не обогащен. В прибрежных вулканотерригенных осадках повышенные концентрации Se наблюдаются в колонках 6158 и 6160, в то время как вулканогенными компонентами резко обогащены колонки 6159 и 6161. Также не обогащены Se и алевроитовые прослои, встречаемые в гемипелагических осадках; состав зерен алевроита здесь не отличается от состава прибрежных вулканотерригенных осадков и представлен продуктами размыва береговых пород, пемзой и пирокластикой. Эти прослои на общем фоне высоких содержаний Se даже несколько обеднены им.

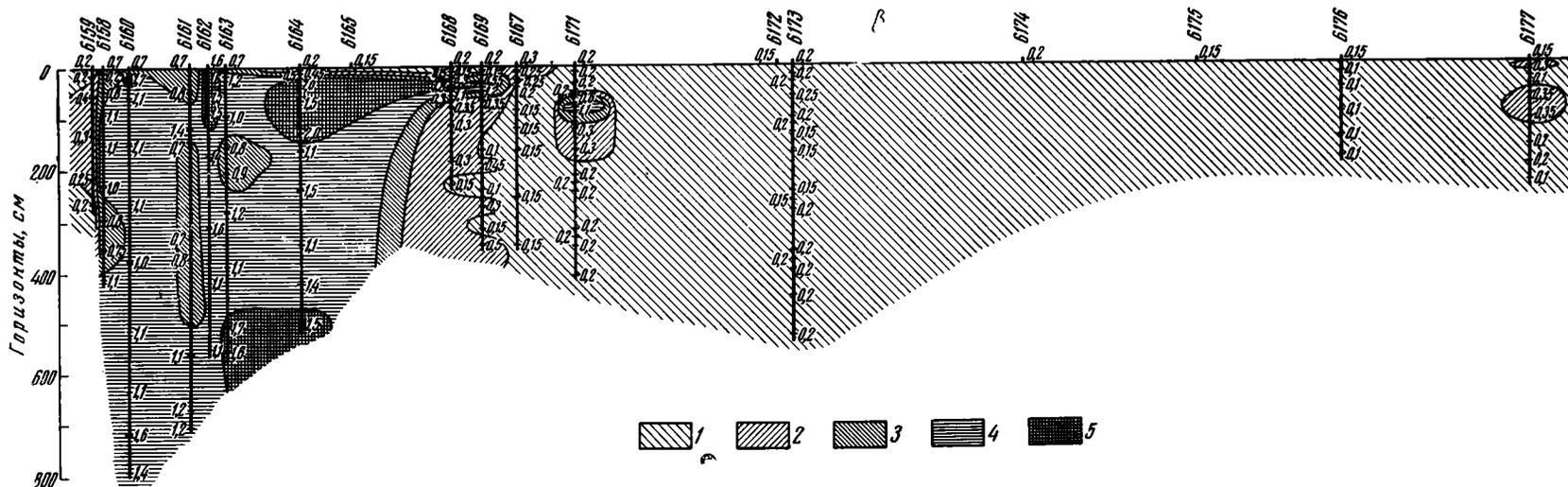
Накопление Se в прибрежных восстановленных осадках, обогащенных органическим веществом, хорошо видно на фиг. 1. Большой интерес представляет механизм обогащения. Из табл. 2 и 4 следует, что в пределах зоны восстановленных осадков станций 6158—6166 средневзвешенное содержание Se в толще отложений практически всегда выше, чем на поверхности; менее ярко эта закономерность прослеживается в области пелагических глин переходного типа, которые являются переходными и по окислительно-восстанови-





Фиг. 1. Распределение $C_{орг}$ восстановленных форм серы (ΣS_{H_2S}) и Se в осадках профиля

a — $C_{орг}$; содержание, %: 1 — $< 0,1$; 2 — $0,1-0,3$; 3 — $0,3-0,6$; 4 — $0,6-1,0$; 5 — $1,0-1,5$; 6 — $> 1,5$; б — сумма производных сероводорода (ΣS_{H_2S}); содержание, %: 1 — $< 0,1$; 2 — $0,1-0,5$; 3 — $0,5-1,0$; 4 — $> 1,0$; в — Se; содержание, $10^{-4}\%$: 1 — $< 0,25$; 2 — $0,25-0,5$; 3 — $0,5-1,0$; 4 — $1,0-1,5$; 5 — $> 1,5$



тельными условиям (Волков и др., 1972, 1973). В пелагических красных глинах содержание Se остается практически неизменным от поверхности до нижних горизонтов колонок. Такой характер распределения Se по вертикали отложений свидетельствует против его биогенного накопления в осадках вместе с захороненным органическим веществом. Все элементы, попадающие в осадки в составе органического вещества (С, N, P, I), имеют противоположный характер распределения по вертикали. Наибольшие их концентрации в колонках приурочены к поверхностному слою отложений, а средне-взвешенные содержания в колонках всегда ниже.

Механизм накопления Se в прибрежных осадках профиля близок к таковому для S и объясняется окислительно-восстановительными свойствами системы Se. Принято считать, что основной формой Se в морской воде является селенит-ион (SeO_3^{2-}), хотя допускается и существование селената (SeO_4^{2-}) (Виноградов, 1967). Однако расчеты, проведенные для условий нормально аэрируемой морской воды с $\text{pH}=8$ и $E_h=+0,4$ в, показывают, что содержания селената и селенита сопоставимы. Для среды морских осадков, имеющих окисленный характер (содержащих Fe^{3+} и Mn^{4+}), величина окислительно-восстановительного потенциала поднимается до $+0,5-0,6$ в. В этих условиях селенат-ион становится преобладающей по существу единственной формой существования селена в растворе. При наличии восстановительного процесса в осадках с понижением величины E_h равновесие системы селенат — селенит сдвигается в сторону образования последнего и ниже $+0,3$ в в растворе преобладает SeO_3^{2-} (при $\text{pH}=8$). Наконец, ниже $0,17$ в происходит восстановление селенита до элементарного селена — Se^0 .

С этих позиций закономерности распределения Se в осадках изучаемого профиля находят логичное и обоснованное объяснение.

Существование в воде океана Se в шестивалентном состоянии в виде хорошо растворимого SeO_4^{2-} создает предпосылки для высокой геохимической подвижности этого элемента. Основная масса Se в океане, как и S в виде сульфата, сосредоточена в наддонной воде. С этих позиций объясним факт минимальных концентраций Se в окисленных пелагических глинах океана².

Поступление Se в осадки прибрежных районов, имеющих сильно восстановленный характер, происходит, как и S, в результате диффузии из наддонной воды вследствие создающегося градиента концентрации между наддонной и иловой водой. В восстановительной зоне в присутствии свободного H_2S поступающий в осадки селенат восстанавливается до селенита и затем до элементарного Se и теряет подвижность, переходя в твердую фазу. Именно такой механизм объясняет более высокие содержания Se в толще восстановленных осадков по сравнению с поверхностными. Поскольку окислительно-восстановительная система Se «мягче», чем у S, восстановление и фиксация Se в твердой фазе (возможно, в виде селенита железа) начинается ранее и на первых порах опережает накопление восстановленных форм S в осадках. С появлением свободного H_2S , когда в осадках практически не остается Fe^{3+} , селенит переходит в иловый раствор, восстанавливается до Se^0 и включается в состав сульфидов железа. Как и для S, окислительно-восстановительные процессы в осадках, протекающие с участием органического вещества, приводят к обогащению донных отложений Se.

Этот же механизм продолжает действовать и в осадках переходных, где восстановительный процесс начинается под слоем окисленного ила. Окислительная среда не приводит к фиксации Se в осадках и не пре-

² Если бы основной формой Se в воде океана был селенит-ион, то мы вправе были бы ожидать обогащения пелагических красных глин Se за счет образования трудно-растворимого селенита железа. Как известно, гидроокись железа — прекрасный соосадитель для SeO_3^{2-} .

пятствует его миграции, поэтому связывание Se и его вхождение в твердую фазу происходит на контакте окисленных и восстановленных осадков, где идет восстановление селената до селенита и связывание последнего гидроокисью железа. Однако нижележащие восстановленные осадки в этом случае обогащены Se только в очень малой степени. Слабый восстановительный процесс, отсутствие свободной H_2S не обеспечивает полного восстановления селенита в Se^0 , и поэтому зоной обогащения Se в осадках остается зона контакта, богатая соединениями Fe^{3+} . В этих случаях S/Se в осадках уменьшается, осадки преимущественно обогащаются Se, так как обогащения соединениями S практически не происходит.

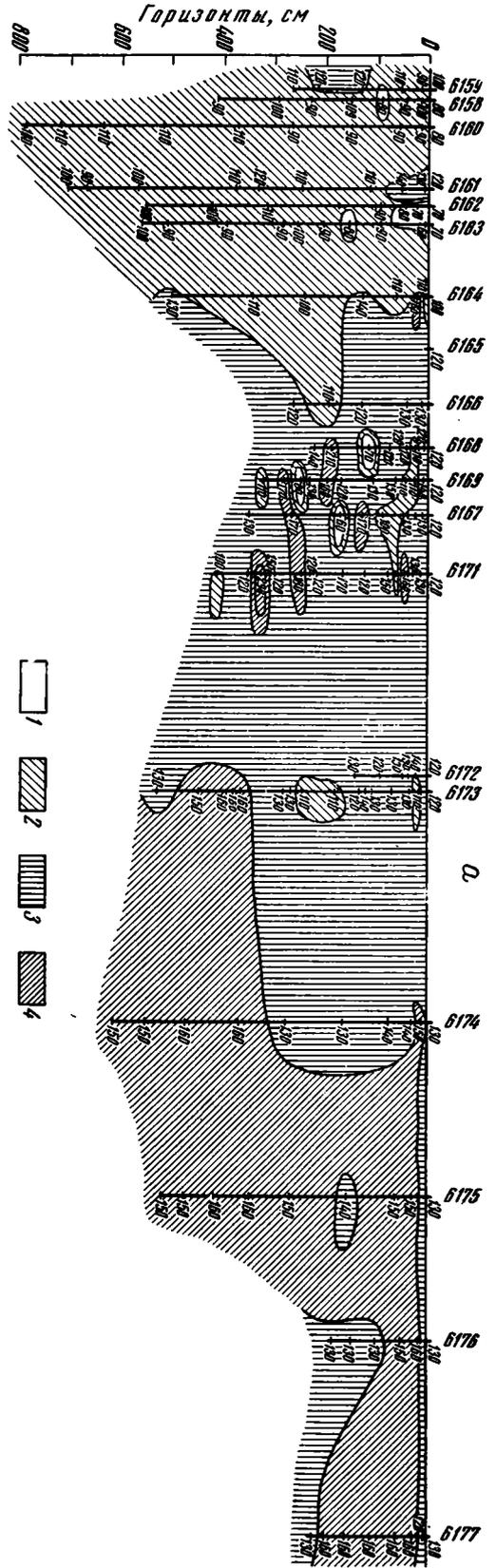
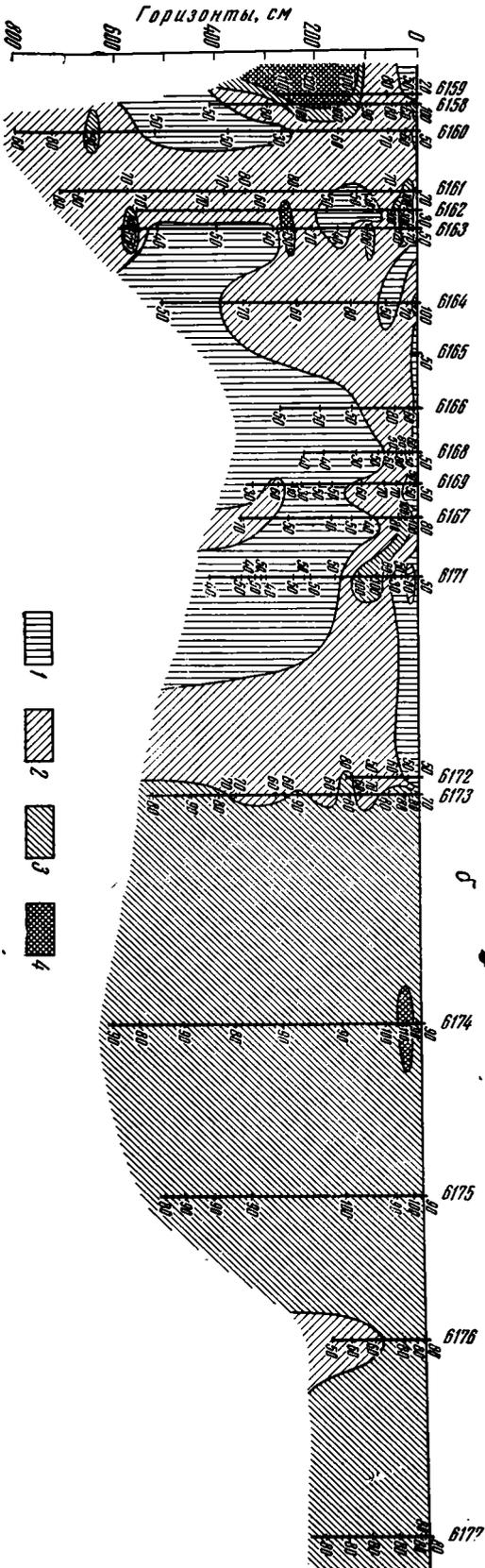
Таким образом, накопление Se в осадках океана, как и накопление S, — процесс сугубо диагенетический, обязанный своим происхождением окислительно-восстановительным процессам в осадках. Роль органического вещества при этом огромна, именно содержанием органического вещества определяется интенсивность этих процессов. Поэтому неудивительно пространственное совпадение максимумов органического вещества, S и Se в осадках. На фиг. 1 видно, что зоны повышенных концентраций всех трех элементов в осадках разреза совпадают, однако зона накопления Se несколько шире в сторону пелагиали, чем у органического углерода и S. Это объясняется более легким восстановлением селената до селенита и связыванием последнего Fe^{3+} .

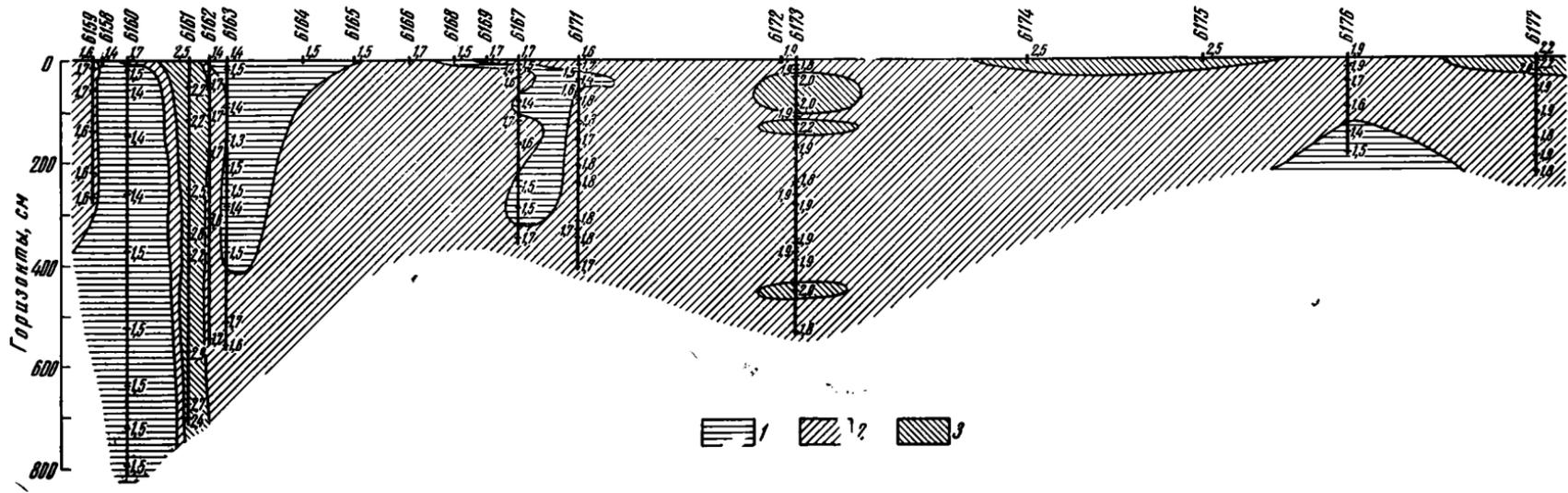
Распределение элементов подгруппы железа (Fe, Cr, V, Ge). Для элементов подгруппы железа характерны невысокие коэффициенты концентрирования в пелагических красных глинах (табл. 2, 4). Распределение Cr, V, Ge в осадках профиля приведено на фиг. 2. Аналогичный профиль для Fe опубликован ранее (Розанов и др., 1972).

Все элементы подгруппы железа имеют очень большие колебания содержания в пределах прибрежных вулкано-терригенных осадков. В целом для этого типа осадков элементы подгруппы железа имеют повышенные концентрации по сравнению с гемипелагическими осадками. Причем повышенное среднее содержание в прибрежных осадках обеспечивается главным образом высокими содержаниями на станциях 6159 и 6161, в которых преобладают песчаная и алевритовая фракции (Лисицына, Дворецкая, 1972). В более тонких осадках станций 6158 и 6160 содержание элементов первой группы понижено. Такое нарушение непрерывного хода накопления элементов в осадках в направлении от берега в пелагиаль объясняется минералогическими особенностями грубых фракций вулкано-терригенных осадков, содержащих продукты разрушения вулканических пород берега с примесью пирокластического материала, доставляемого сюда из Японии и Курильских островов. Аналогичная картина обогащения указанными элементами прибрежных грубых осадков описана для Курильского района Охотского моря (Остроумов, 1955; Петелин, Остроумов, 1961; Страхов, Нестерова, 1968). Далее от берегов, начиная с гемипелагических кремнисто-глинистых осадков и до глубоководных красных глин, средние содержания элементов (кроме Cr) в литологических типах непрерывно нарастают.

Для всех элементов подгруппы железа характерны большая пестрота распределения и наличие резких колебаний содержания в пределах первых трех зон прибрежных осадков (табл. 5). Это связано с изменением гранулометрического состава осадков, с присутствием в колонках прослоев, резко обогащенных магматогенным и пепловым материалом. Подобное положение для Fe и отчасти V в зоне пелагических глин переходного типа связано также с их перераспределением при окислительно-восстановительных процессах.

В пределах зоны прибрежных вулкано-терригенных осадков, как и для Fe, пятна высоких концентраций наблюдаются в колонках станций 6159 и 6161, что особенно характерно для Ge, Cr и в меньшей степени V





Фиг. 2. Распределение V, Cr и Ge в осадках профиля

а — V; содержание, $10^{-4}\%$: 1— <90 ; 2— $90-120$; 3— $120-150$; 4— >150 ; б — Cr; содержание, $10^{-4}\%$: 1— <50 ; 2— $50-80$; 3— $80-100$; 4— >100 ;
 в — Ge; содержание, $10^{-4}\%$: 1— $<1,5$; 2— $1,5-2$; 3— >2

Пределы изменения содержания элементов группы железа в толще осадков профиля
(в расчете на сухое вещество осадков)

Тип осадка	Fe, %		V, 10 ⁻⁴ %		Cr, 10 ⁻⁴ %		Ge, 10 ⁻⁴ %	
	от—до	среднее *	от—до	среднее *	от—до	среднее *	от—до	среднее *
I	3,12—9,52	4,80	80—140	103	20—120	74	1,4—2,9	1,75
II	2,08—4,50	3,52	60—160	104	30—170	98	1,3—1,7	1,6
III	1,85—8,75	4,32	100—290	129	10—100	55	1,4—1,8	1,6
IVa	3,96—5,70	5,07	100—160	130	50—110	77	1,8—2,5	2,1
IVб	4,44—6,29	5,25	120—160	140	50—100	87	1,4—2,5	2,2

* Подсчитано по средневзвешенным содержаниям для отдельных станций (в изохроничном слое).

(табл. 3, 4). С переходом к пелагическим красным глинам наряду с небольшим повышением содержания элементов распределение их становится более равномерным и осложняется только отдельными пятнами повышенных или пониженных концентраций. Сравнение содержаний элементов в поверхностном слое и средневзвешенного в изохроничном слое в колонках по разрезу для Fe, V и Ge показывает в целом их хорошее совпадение (табл. 1, 3), у Cr в прибрежных осадках наблюдаются иногда значительные расхождения.

Максимальные средние содержания для этой группы элементов фиксируются в крайних от берега станциях (6175, 6177) разреза, осадки которых представлены цеолитовыми красными глинами (подтип IVб).

Следует заметить, что коэффициенты концентрирования элементов группы железа в пелагических красных глинах близки тем, что наблюдаются у некоторых элементов-гидролизатов (Ti, Al). Для изохроничного слоя осадков, по данным табл. 4, коэффициенты концентрирования для элементов группы железа в красных глинах (с цеолитами) по сравнению с прибрежными вулкано-терригенными осадками составляют:

$$\begin{array}{cccc} \text{Fe} < \text{Cr} < \text{Ge} < \text{V} \\ 1,05 & 1,1 & 1,2 & 1,3 \end{array}$$

Специфичным для нашего разреза, как отмечалось выше, является сильное влияние берегового вулканизма на прибрежные осадки. Это привело к обогащению прибрежных вулкано-терригенных осадков элементами группы железа. Поэтому коэффициенты обогащения пелагических красных глин, приведенные выше, видимо, несколько занижены. Если рассмотреть накопление элементов в красных глинах в сравнении с таковым в гемипелагических кремнистоглинистых осадках (тип II), то оно выглядит следующим образом:

$$\begin{array}{cccc} \text{Cr} < \text{V}, \text{Ge} < \text{Fe} \\ 1,2 & 1,25 & 1,4 \end{array}$$

Более глубокие горизонты колонок пелагических красных глин, лежащие ниже изохроничного слоя осадков, для элементов группы железа практически не различаются по содержанию. Характерно, что содержания V, Cr и Ge синхронно несколько понижаются в глубоких горизонтах колонки станции 6176, у V это понижение содержания распространяется и на нижние горизонты станции 6177.

Распределение Cu, As, Ni, Co, Mo в осадках профиля. Перечисленные элементы относятся к подгруппам халькофильной (Cu, As) и собственно марганцевой (Ni, Co, Mo) и являются вместе с Mn наиболее геохимически подвижными элементами в океанском осадкообразовании. Они значительно сильнее накапливаются в пелагических глубоководных глинах океана, их коэффициенты концентрирования в поверхностном слое пелагических красных глин изменяются от 3,6 для Cu до 7,8 для Co

(табл. 2). При рассмотрении распределения элементов этих подгрупп в поверхностном слое по средним цифрам для типов осадков можно заметить, что в отличие от элементов группы железа концентрации их непрерывно увеличиваются от прибрежных вулканотерригенных к пелагическим красным глинам, содержащим цеолиты. Видно, однако, что на фоне общей тенденции возрастания содержания на отдельных станциях по разрезу наблюдаются существенные отклонения в стороны резкого увеличения и уменьшения концентрации (табл. 1, 2).

Распределение Cu и As в осадках профиля приведено на фиг. 3; распределение Ni, Co и Mo — на фиг. 4. Профиль для Mn опубликован ранее (Розанов и др., 1972). Из фиг. 3, 4 и табл. 3, 4 видно, что общее направление изменения концентраций перечисленных элементов — возрастание от прибрежных осадков к пелагическим красным глинам океана. В отличие от осадков поверхностного слоя, где средние содержания этих элементов возрастают непрерывно, средние концентрации элементов в изохронном слое для Ni, Co и As имеют, как и у Mn слабо выраженный максимум в прибрежных осадках. Только Cu и Mo непрерывно увеличивают средние содержания в направлении от берега. О величине колебаний содержаний элементов в каждом из типов осадков профиля дает представление табл. 6. В пределах первых трех типов колебания содержания весьма значительные для всех элементов этой группы.

Рассматривая более внимательно распределение изучаемых элементов в вулканотерригенных и гемипелагических осадках (I и II типы), можно видеть, что максимальные содержания Mn и Cu обнаруживаются в самой прибрежной станции профиля 6159; Ni — в осадках трех прибрежных станций; Co имеет повышенные концентрации в осадках станции 6161, сложенных наиболее грубым материалом. Иная причина обогащения прибрежных осадков As. Из табл. 4 видно, что наиболее высокие средние концентрации As (и Mo) наблюдаются в осадках станций 6158 и 6160, которые лишены окисленного слоя на поверхности осадков и где наиболее интенсивно протекают процессы восстановления сульфатов в глубоких частях колонок.

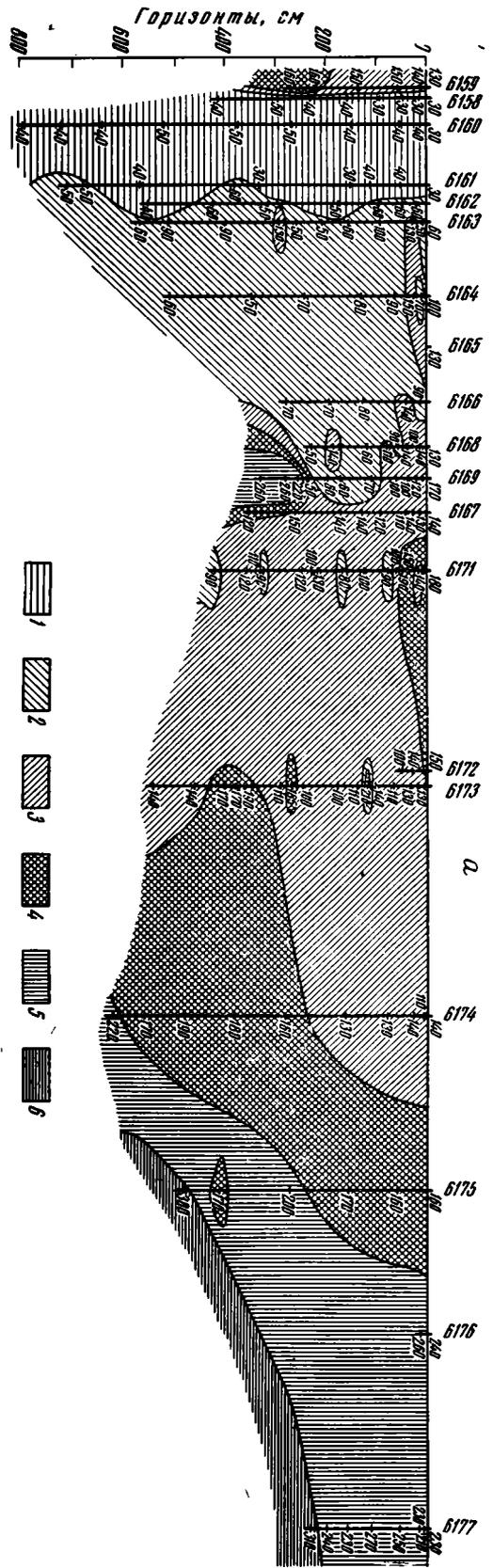
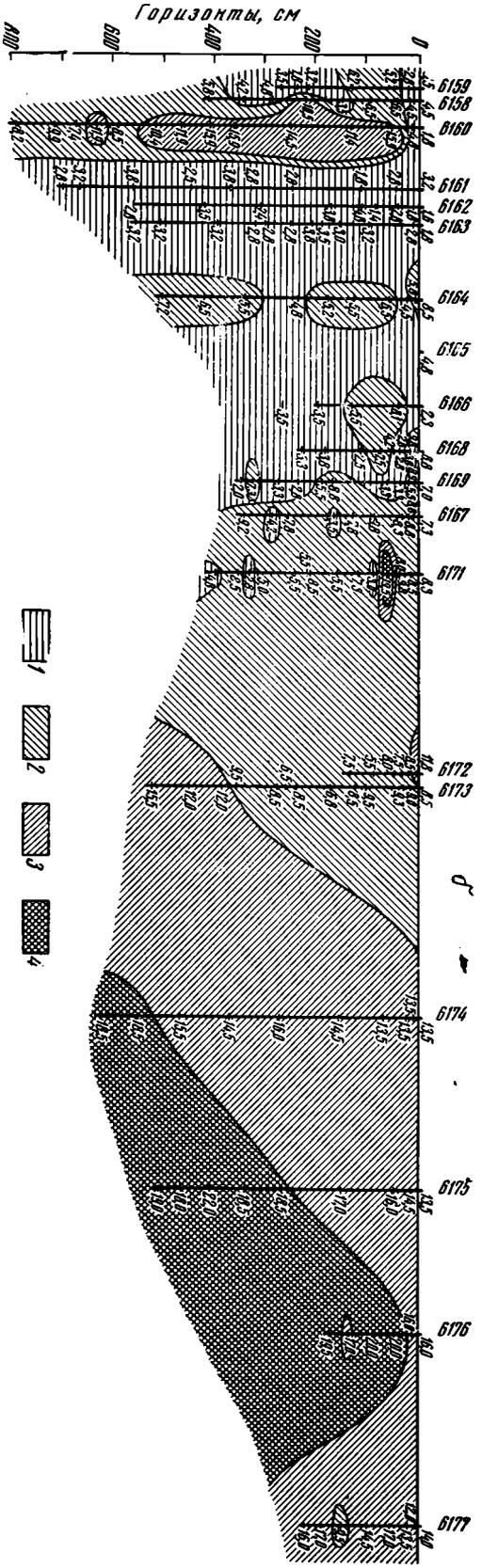
Можно предположить, что для Mn, Ni, Co и Cu причина повышенного содержания в прибрежных вулканотерригенных осадках кроется в обогащении этими элементами обломочного вулканогенного материала, в то

Таблица 6

Пределы изменения содержания элементов группы марганца в толще осадков профиля (в расчете на сухое вещество осадков)

Тип осадка	Mn, %		Ni, 10 ⁻⁴ %		Co, 10 ⁻⁴ %		Cu, 10 ⁻⁴ %		Mo, 10 ⁻⁴ %		As, 10 ⁻⁴ %	
	от—до	среднее*	от—до	среднее*	от—до	среднее*	от—до	среднее*	от—до	среднее*	от—до	среднее*
I	0,03—0,22	0,066	16—102	50	8—23	12,4	30—160	66	0,1—9,2	1,5	1,8—15,9	6,2
II	0,02—0,29	0,051	10—85	44	5—20	10,9	40—140	76	0,2—10,0	2,8	1,4—8,1	4,1
III	0,04—11,05	0,24	18—370	69	11—35	21	50—260	119	0,1—62,5	2,7	2,5—19,5	6,2
IVa	0,09—2,61	0,47	63—262	127	18—94	44	100—220	130	1,2—35,0	6,5	6,5—18,5	10,2
IVb	0,33—1,52	0,55	110—251	192	53—130	88	160—310	211	4,2—65,0	8,7	9,5—22,0	14,4

* Подсчитано по средневзвешенным содержаниям для отдельных станций в изохронном слое.

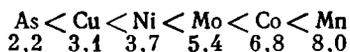


ремя как для As (и Mo) причина накопления — процессы диагенетические, связанные с поступлением этих элементов из наддонной воды в осадки при интенсивных процессах сульфатредукции и с фиксацией там.

Сложный характер распределения и большую пестроту концентраций имеют изучаемые элементы в последних станциях гемипелагических осадков и осадках переходного типа. Это связано с перераспределением элементов в диагене при окислительно-восстановительных процессах. Повышенные содержания элементов в этих осадках наблюдаются в верхнем слое разной мощности, имеющем окисленный характер. Подстилающие окисленный слой восстановленные осадки, как правило, обеднены этими элементами. Наиболее ярко этот процесс проявляется для Mn и Mo, но хорошо заметен и для других элементов этой группы.

С переходом к пелагическим красным глинам рост содержаний элементов продолжается. Характер изменения содержания становится сравнительно плавным и распределение более равномерным. Для всех элементов наблюдается увеличение содержания в нижних частях колонок красных глин. Объяснение этого явления в настоящее время может быть только предположительным. По-видимому, это связано с количественным изменением поступления в океан разбираемых элементов. Другой причиной может быть еще меньшая скорость осадкообразования в то время.

Количественная оценка степени концентрирования халькофильных элементов и элементов группы марганца в пелагических осадках Северо-Западной котловины океана может быть дана при сравнении их содержания в красных глинах, содержащих цеолиты (тип IVб), с содержанием в прибрежных вулканотерригенных осадках. Ряд геохимической подвижности элементов этой группы выглядит, по данным табл. 4, следующим образом:



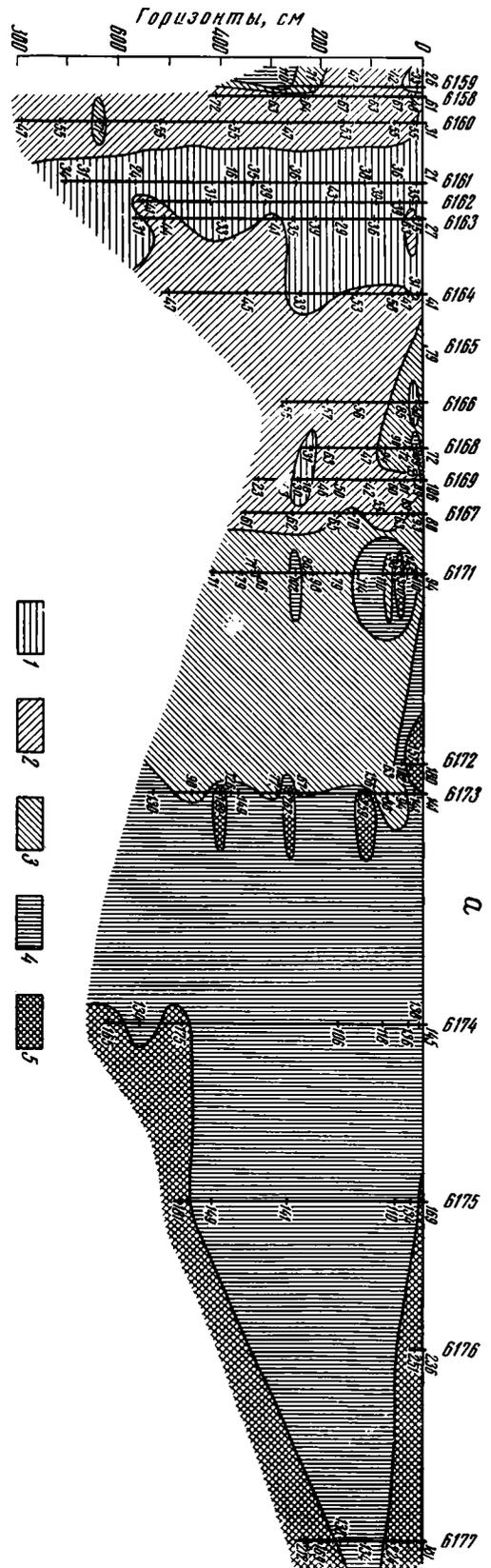
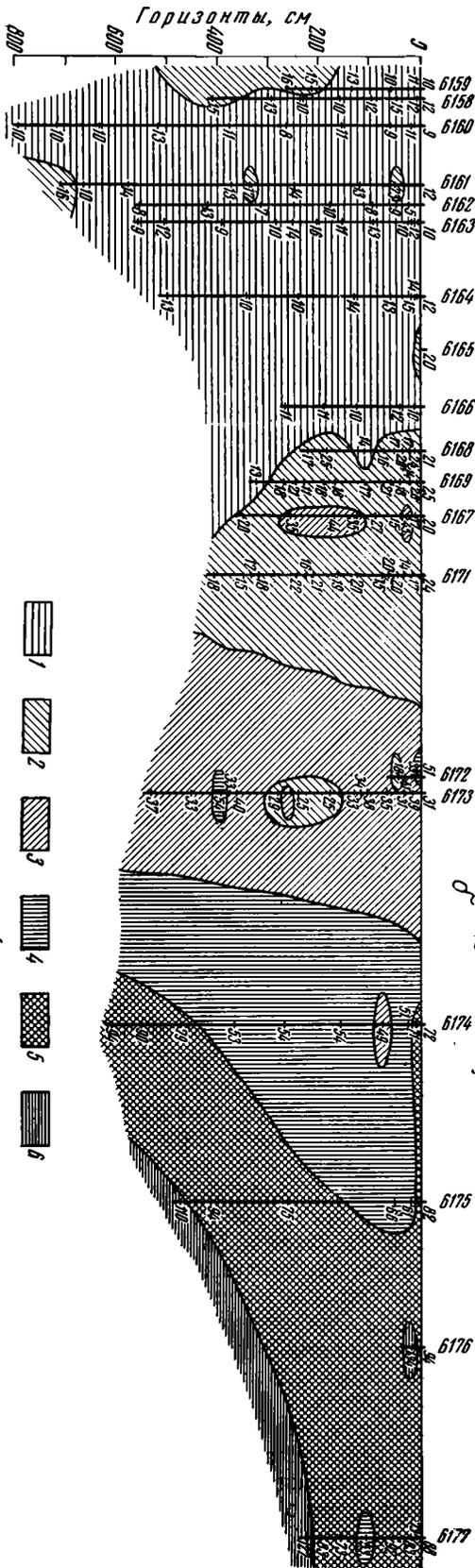
ПРИЧИНЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ОБОГАЩЕНИЕ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОСАДКОВ ХИМИЧЕСКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

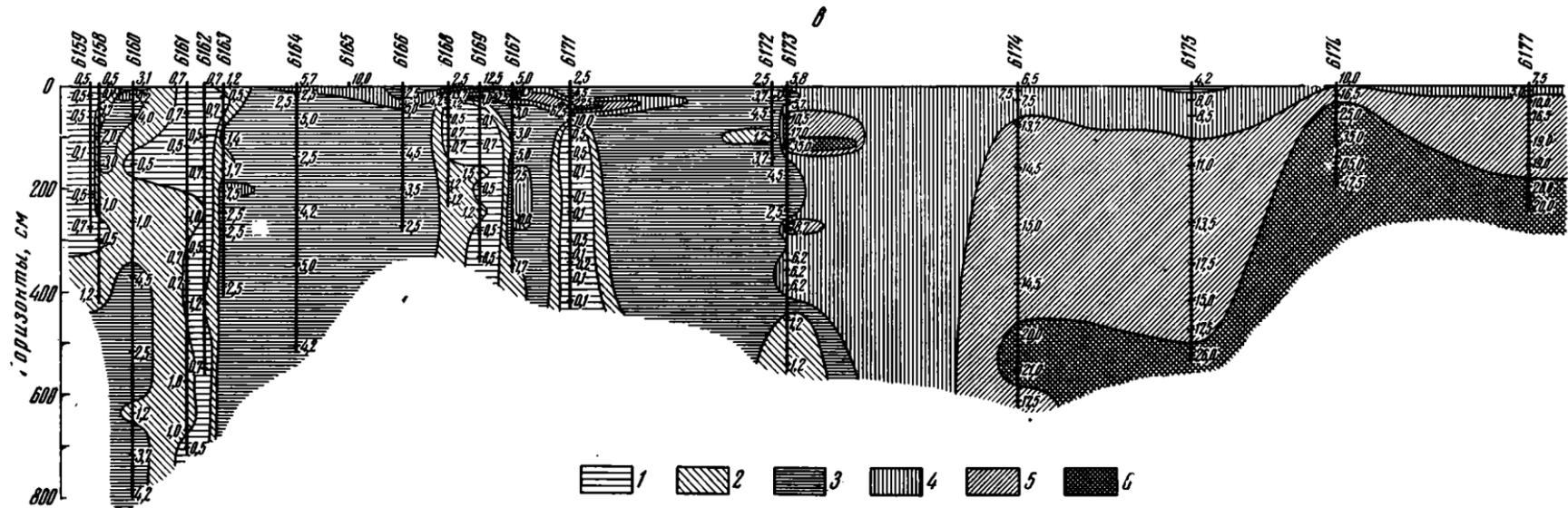
В направлении от берега к пелагиали наблюдается постепенное измельчение твердой фазы осадков и повышение степени их сортировки. Изменения минерального состава отложений происходят в том же направлении, причем общий характер гранулометрии и минералогии, наблюдаемый в поверхностном слое, сохраняется по всей мощности колонок.

В прибрежной зоне песчаные вулканотерригенные осадки представляют собой почти неизменные продукты переотложения основных пород островной дуги с примесью биогенного и аутигенного материала. По химическому составу песчано-алевритовые прослои близки среднему составу андезитов островной дуги. Дальше от берега в гемипелагических осадках изменяется только количество терригенной примеси, состав обломков практически тот же, что и в прибрежной зоне. Здесь характерно заметное обогащение аутигенным кремнеземом за счет кремнистых организмов. В краевых станциях гемипелагической зоны и зоне пелагических глин переходного типа количество терригенных обломков уменьшается, но заметно возрастает примесь вулканических стекол риолит-дацитового состава. Появление прослоев вулканического пепла в глинах переходного типа влияет на их гранулометрию, замедляя плавный ход процесса измельчения материала в результате механической дифференциации.

Фиг. 3. Распределение Cu и As в осадках профиля

а — Cu; содержание, $10^{-4}\%$: 1—<5; 2—50—100; 3—100—150; 4—150—200; 5—200—300; 6—>300; б — As; содержание, $10^{-4}\%$: 1—<5; 2—5—10; 3—10—18; 4—>18





Фиг. 4. Распределение Ni, Co, и Mo в осадках профиля

a — Ni; содержание, 10⁻⁴%: 1—<40; 2—40—70; 3—70—100; 4—100—150; 5—>150; 6 — Co; содержание, 10⁻⁴%: 1—<15; 2—15—30; 3—30—50; 4—50—70; 5—70—100; 6—>100; *в* — Mo; содержание, 10⁻⁴%: 1—<1; 2—1—2; 3—2—5; 4—5—10; 5—10—20; 6—>20

В глубоководных пелагических (красных) глинах уменьшенная до минимума примесь песчано-алевритовой фракции состоит из трех компонентов: терригенного, биогенного и аутигенного. Здесь присутствуют терригенные, возможно, эоловые зерна кварца и полевого шпата, биогенные обломки кремнистых организмов и костей, а также аутигенные частицы палагонита, филлипсита и железомарганцевые микроконкреции (Лисицына, Дворецкая, 1972).

Закономерно меняется по профилю также состав тонких фракций осадка. Во фракции $< 0,001$ мм в прибрежных и гемипелагических осадках преобладает монтмориллонит, по мере удаления в пелагиаль увеличивается содержание гидрослюд, которые составляют более 50% глубоководных красных глин. В крайней станции разреза (6177) присутствует каолинит, принесенный, по-видимому, в осадки с Маршалловых островов.

Таким образом, осадки профиля располагаются в естественный ряд в зависимости от размеров и степени сортировки обломочного материала: на прибрежном конце ряда находятся несортированные пески, на другом, пелагическом, тончайшие однородные глинистые илы, состоящие из частиц субколлоидной размерности. Осадки профиля отражают процесс механической дифференциации и фракционирования твердых фаз при механическом разносе осадочного материала. В осадках Северо-Западной котловины, следовательно, наглядно видна закономерность, отмеченная ранее Н. М. Страховым (Страхов, Нестерова, 1968), согласно которой многокилометровые пути переноса осадочного материала в океаническом бассейне ведут к наиболее полному и совершенному фракционированию его по сравнению с другими меньшими и мелкими водоемами.

Величина отношения содержания элемента зоны IVб к таковому зоны I — показатель обогащения пелагических красных глин химическими элементами. Она фиксирует общий эффект дифференциации элементов в океане и является конечным итогом всех процессов, определяющих содержание элементов в зоне пелагических красных глин и прибрежных вулкано-терригенных осадков. Известно, однако, что даже в пределах пелагических красных глин разных районов океана содержания отдельных элементов значительно меняются. Также значительно, по-видимому, будут меняться содержания элементов в прибрежных осадках в зависимости от состава породообразующих комплексов берегов, гранулометрии осадков прибрежной зоны, процессов диагенеза, протекающих в этих осадках.

Мы уже отмечали, что прибрежные вулкано-терригенные осадки имеют более высокие содержания некоторых элементов, чем гемипелагические и пелагические глины переходного типа. Обогащение прибрежных осадков нашего разреза песчано-алевритовой размерности такими элементами, как Fe, Ti, Cr, Ge и др., имеет, очевидно, ту же причину, что и в Прикурильском районе Охотского моря, и объясняется увеличенным количеством обломков вулканогенных продуктов в осадках. Для других элементов этой группы, как и для Se и S, увеличение содержания в прибрежных осадках объясняется диагенетическими процессами; это справедливо для As, Mo и отчасти Cu. Указанные факторы приводят к некоторому занижению показателя обогащения пелагических красных глин для отдельных элементов. Действительная геохимическая подвижность их в океанском седиментогенезе выше. Однако этот фактор влияния состава береговых пород и процессов диагенеза имеет локальный характер и ограничивается в нашем случае зоной прибрежных осадков.

В основе механизма обогащения пелагических красных глин элементами железомарганцевой группы лежит процесс механической дифференциации осадочного материала. Распределение элементов, внесенных в океан с суши в виде взвесей и растворов, производится движе-

ниями воды, осуществляющими механическое фракционирование взвесей. Чем большую роль играют растворы в поступающих в водоем массах элементов, тем сильнее накапливаются последние как хемогенные осадки в пелагической зоне океана. Огромные размеры океана позволяют проводить фракционирование взвесей в наиболее полной форме сравнительно с водоемами меньших размеров. В океане эффект фракционирования взвесей проявляется наиболее ярко, и это главная причина обогащенности океанских пелагических осадков рядом элементов.

Существуют и другие факторы, усиливающие эффект механической дифференциации. Живое и отмершее органическое вещество для элементов железомарганцевой группы, как непосредственный осадитель и накопитель их в осадках, практической роли не играет, но мобилизующая и транспортирующая роль органического вещества для элементов очень велика. Известно, что фитопланктон ассимилирует не только растворенные Fe, Mn и микроэлементы, поступающие с берега, но и взвешенные их формы. Прилипшие к стенкам клеток взвеси гидроокисей Fe и Mn, обогащенные микроэлементами, ассимилируются организмами, а после отмирания переходят в растворенной форме (в виде органических соединений) в воду. В этой форме они переносятся на дальние расстояния. Рано или поздно органические соединения минерализуются, подвергаются гидролизу, и свежесажденные гидроокиси Fe и Mn постепенно коагулируют, захватывая в результате сорбционного и химического взаимодействия другие микроэлементы, содержащиеся в воде океана. Так, благодаря жизнедеятельности фитопланктона в океанах происходит переработка взвесей, поступающих с суши, в растворы, что способствует накоплению элементов в пелагических осадках.

В процессах, определяющих накопление элементов в пелагических осадках, играет роль и следующий фактор. Гидроокиси элементов, попадающие на поверхность дна, в первую очередь гидроокиси Fe и гидратированная двуокись Mn, сохраняют свою сорбционную и химическую активность. Учитывая ничтожные скорости накопления осадков в пелагиали, нельзя исключить явления связывания донным осадком растворенных микроэлементов океанской воды на контакте дно — придонная вода. Если считать активным слоем осадка, способным к взаимодействию с придонной водой, слой хотя бы в 1 мм, то время его контакта с наддонной водой будет порядка 1000 лет, что превышает или сравнимо со временем осаждения самых тонких взвесей и сравнимо со временем жизни Fe и Mn в воде океана в геохимическом цикле.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Ягодинская Т. А. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы в осадках северо-западной части Тихого океана.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Осадочные процессы, т. IV, кн. 2. М., ВИНТИ, 1973.
- Лисицина Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Лисицина Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В. Элементы-гидролизаты в осадках Японского профиля.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Остроумов Э. А. Железо в донных отложениях Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 1.
- Петелин В. П., Остроумов Э. А. Геохимия донных отложений Охотского моря.— В кн.: Современные осадки океанов и морей. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Розанов А. Г., Соколов В. С., Волков И. И. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Страхов Н. М., Нестерова И. Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений на примере Охотского моря.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицина Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Северо-Западной котловине Тихого океана (Японский профиль).— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.

УДК 551.35(264)

**ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ГВИАНСКОЙ
И СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ КОТЛОВИНАХ В СВЯЗИ
С ТВЕРДЫМИ ВЫНОСАМИ АМАЗОНКИ И ОРИНОКО**

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, Г. С. ХАРИН

Рассматривается влияние привноса, терригенного материала реками Амазонкой и Ориноко на осадконакопление Атлантического океана и Карибского моря.

Характеризуется влияние вулканизма и биогенного фактора на образование океанских осадков.

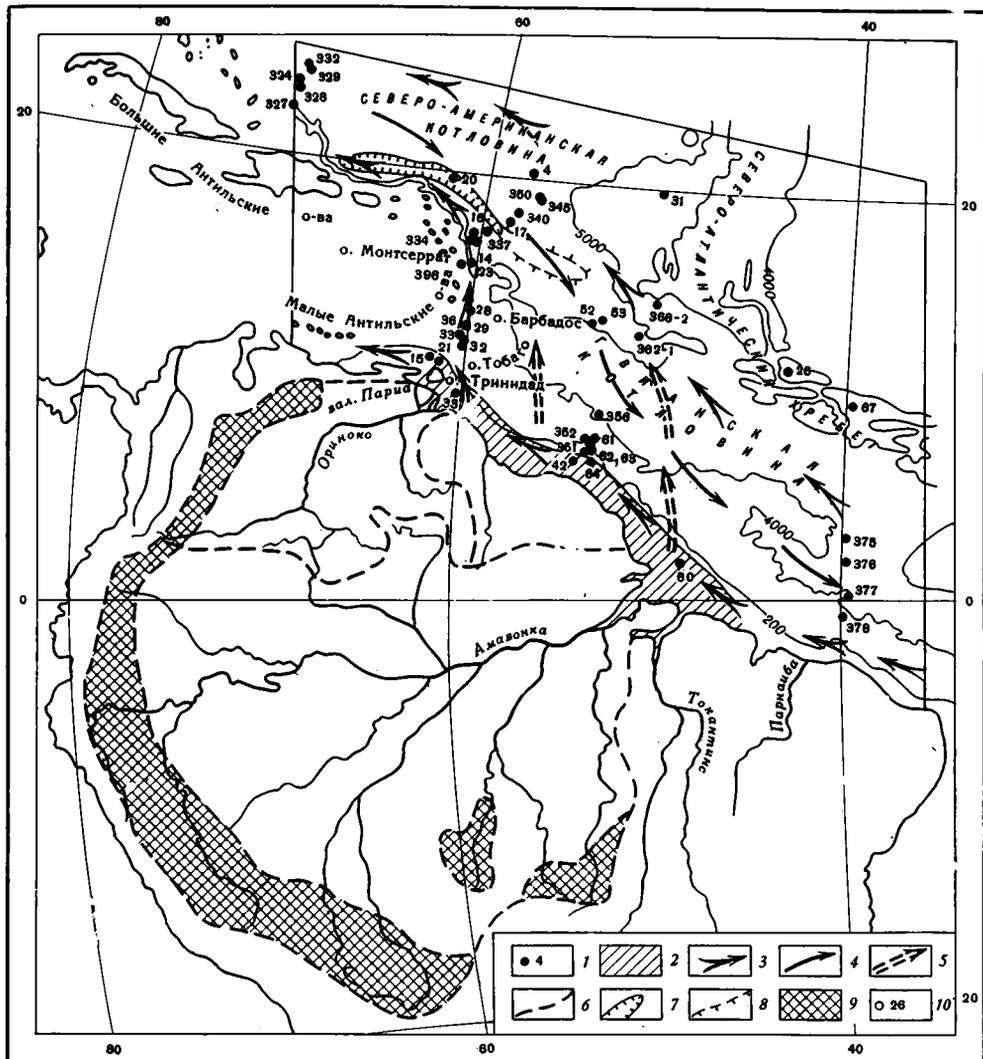
О путях поступления и дальности проникновения осадочного материала обычно судят по различным литологическим признакам и, в первую очередь, по данным минералогического анализа. Нами этот вопрос освещается комплексно: по изменению концентраций взвешенного в водах материала, по распределению основных гранулометрических и вещественно-генетических типов осадков, по их минеральному и частично химическому составу.

Материалом для исследования послужили 115 проб донных осадков и около 250 проб водной взвеси, собранных сотрудниками Атлантического отделения ИОАН на судах РТМ «Белогорск» (1966 г.), НИС «Дмитрий Менделеев» (1969 г.) и НИС «Академик Курчатов» (1969 г.) (фиг. 1). Кроме того, были привлечены данные экспедиции «Метеор» (Corgens, 1937), Шведской глубоководной экспедиции (Olausson, 1960), Оринокской экспедиции (Van Andel, Postma, 1954; Koldewijn, 1958; Demergera..., 1962), С. К. Гиппа (1964) и некоторые другие материалы — всего около 200 станций. Все имеющиеся в нашем распоряжении материалы были изучены в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИОАН общепринятыми в Институте океанологии АН СССР методами.

**КРАТКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА
И РЕК АМАЗОНКИ И ОРИНОКО**

Водный сток Амазонки — 5500 км³, Ориноко — 442 км³ в год. По общему стоку и площади водосбора Амазонка — величайшая река земного шара: она поставляет в Мировой океан около 20% жидкого стока. Ежегодно с водосборной площади бассейна Амазонки с 1 км² смывается 116 т вещества, что больше модуля смыва Миссисипи и значительно больше модуля смыва Конго (37 т/км² в год). В итоге твердый сток Амазонки очень велик — 731 млн. т/год (взвесь — 499, растворенные вещества — 232), что в 2,2 раза больше твердого стока Миссисипи и в 5,6 раз больше твердого стока Конго. Концентрация взвешенного вещества в водах устья Амазонки в засушливые времена года — 22 мг/л, во влажные — 123 мг/л; в среднем за год — 90 мг/л (Gibbs, 1967).

В бассейне Ориноко темпы эрозии суши несколько меньше. За 1 год здесь смывается 47 т/км². Твердый сток этой реки 45 млн. т/год (Страхов, 1961).



Фиг. 1. Обзорная карта изученных участков Гвианской и Северо-Американской котловин
 1 — пробы донных осадков, собранные в советских экспедициях на НИС «Дмитрий Менделеев» и «Академик Курчатов», 1969 г.; 2 — участок шельфа, на котором было собрано и изучено около 100 проб взвеси и 76 проб донных осадков на РТМ «Белогорск», 1966 г.; 3 — направление основных струй Гвианского течения; 4 — Гвианское противотечение (Корт и др., 1969); 5 — наиболее вероятные пути сброса с шельфа выносов Амазонки; 6 — границы водосбора Амазонки и Ориноко; 7 — желоб Пуэрто-Рико; 8 — подводный хребет, разделяющий Гвианскую и Северо-Американскую впадины; 9 — области питания Амазонки и Ориноко с высотами более 500 м; 10 — глубоководная скважина, в керне которой обнаружены минералы выносов Амазонки (Initial..., 1970); изобаты в метрах

По гранулометрическому составу твердые выносы Амазонки и Ориноко соответствуют илам. В песчано-алевритовых фракциях выносов преобладают кварц и полевые шпаты. В небольших количествах содержатся амфиболы, пироксены, анатаз, рутил, турмалин, циркон, хлорит и биотит. В пелитовых фракциях преобладают монтмориллонит, каолинит, слюда и хлорит, присутствуют кварц, полевые шпаты, амфиболы, гипсбит, пирофиллит, тальк, органическое вещество (Gibbs, 1967).

Крупнозернистые фракции взвесей Амазонки (зерна кварца иногда до 1 мм) выносятся из горных областей (в основном из Анд), минералы

Химический состав осадков Гвианской котловины, %

Компо- ненты	Анализы (станций)								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,73	47,21	22,50	27,74	—	—	65,43	27,51	38,70
TiO ₂	0,93	0,63	0,43	0,58	0,59	0,76	0,68	0,52	0,68
Al ₂ O ₃	20,16	17,05	8,95	10,60	—	—	12,0	9,28	14,90
Fe ₂ O ₃	6,29	5,98	3,97	5,12	5,26	5,66	3,57	3,27	6,60
FeO	1,57	1,44	—	—	—	—	0,61	0,97	—
MnO	0,12	0,04	0,33	0,31	0,16	0,06	—	0,13	0,35
CaO	0,00	5,60	28,79	25,22	—	—	0,27	27,45	14,91
MgO	2,96	2,14	2,06	2,06	—	—	1,90	2,17	3,71
P ₂ O ₅	0,01	0,09	0,14	0,16	0,16	0,12	0,07	0,11	0,16
Na ₂ O	3,65	3,11	—	—	—	—	3,57	2,49	—
K ₂ O	2,95	2,79	—	—	—	—	2,04	1,22	—
П. п. п	9,63	13,93	29,04	25,69	—	—	8,39	25,34	17,29
Сумма	100,02	100,01	96,21	97,48	—	—	98,53	100,46	97,30
H ₂ O	7,67	7,50	1,80	2,32	—	—	7,64	6,88	2,28
CO ₂	0,24	4,15	23,60	19,32	12,07	0,00	—	16,34	11,26
CaCO ₃	0,55	9,44	53,67	43,94	27,43	0,00	—	37,16	25,61
SiO ₂ аморф	0,20	1,77	0,77	1,84	1,31	10,51	15,57	1,54	1,48
Сорг	0,43	1,32	0,20	0,04	0,36	0,23	—	0,30	0,11

Примечание. 1 — ил пелитовый терригенный, слабожелезистый, коричнево-красный, полужидкий, станция 60, 1°55' с. ш., 48°27' з. д., глубина 27 м, горизонт 0—5 см; 2 — ил пелитовый терригенный, слабожелезистый, зеленовато-серый, мягкий, станция 64, 7°23' с. ш., 53°36' з. д., глубина 396 м, горизонт 0—5 см; 3 — ил алевроит-пелитовый фораминиферовый, слабомарганцовистый, светло-коричневый, мягкий, станция 4, 20°20' с. ш., 57°56' з. д., глубина 4590 м, горизонт 0—7 см; 4 — ил тот же, но с темно-бурыми пятнами и очень плотный, станция 4, горизонт 130—135 см; 5 — ил пелитовый терригенный, слабоизвестковистый, коричнево-красный, станция 53, 12°59' с. ш., 53°01' з. д., глубина 5085 м, горизонт 0—10 см; 6 — ил алевроит-пелитовый, этмодискусовый, слабокремнистый, голубовато-серый, станция 53, горизонт 240—250 см; 7 — то же, горизонт 260—270 см; 8 — ил алевроит-пелитовый, кокколито-фораминиферовый, известковый, серо-коричневый, станция 16, 16°34' с. ш., 60°32' з. д., глубина 5210 м, горизонт 0—5 см; 9 — ил пелитовый терригенный, слабомарганцовистый, светло-коричневый, станция 16, горизонт 197—205 см.

пелитовой размерности — из горных и равнинных (тропических) областей. Состав глинистых минералов во фракции < 2 мк в устье Амазонки, как в Андах (каолинит + монтмориллонит + слюда). Состав минералов фракции 2—20 мк (каолинит + слюда + хлорит) также очень близок.

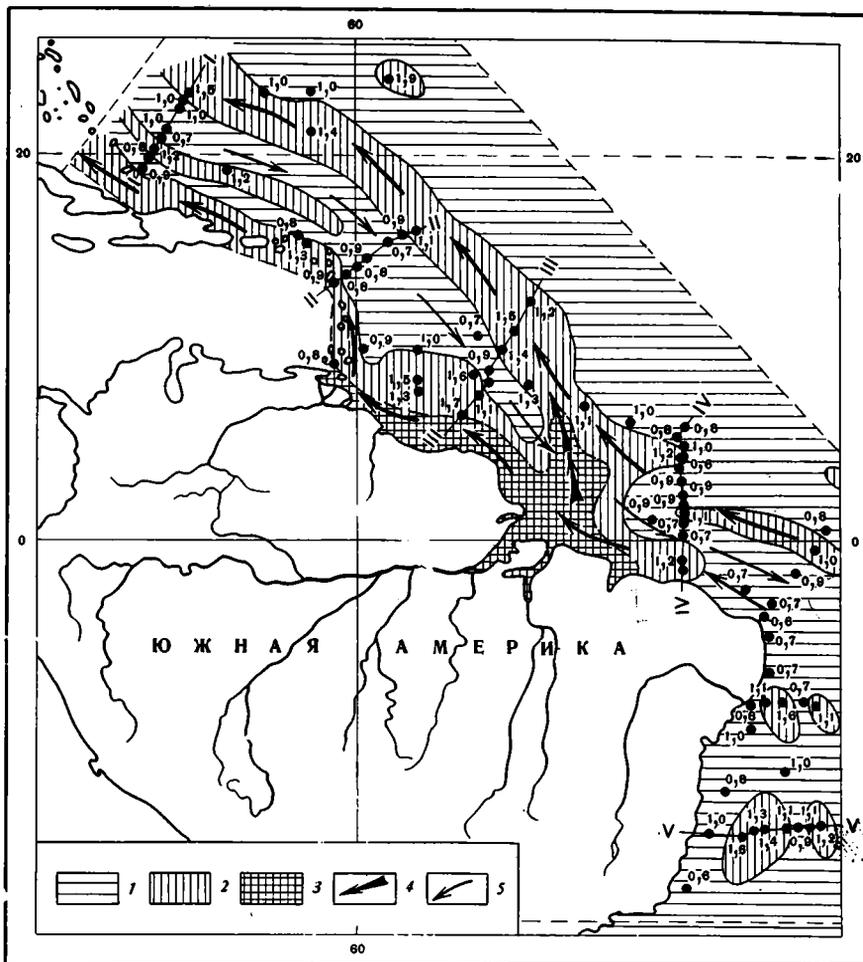
Судя по мелководным осадкам предустьевых участков шельфа (табл. 1), илы Амазонки по вещественному составу соответствуют терригенным (иногда слабожелезистым) осадкам с очень низкими содержаниями CaCO₃.

Амазонка впадает в открытый океан. Шельф в районе ее устья ровный (шириной до 200 км и более), ширина шельфа у устья Ориноко значительно уже. Переход шельфа в материковый склон (бровка шельфа) находится примерно на глубине 200 м. Материковый склон сравнительно пологий. Его подножье находится на глубинах 3500—4000 м. Глубина Гвианской котловины — 4000—5000 м. Для изучаемой области океана характерно очень сильное Гвианское течение (фиг. 1).

В северо-западной части Гвианской котловины имеется менее сильное северное пассатное течение северо-западного направления. Оба эти течения разделяются очень сильным противотечением, имеющим юго-западное направление. Оно прослежено до глубин 2000—3000 м (Корт и др., 1969), т. е. почти до самого дна.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ

Максимальные концентрации взвеси приурочены к прибрежным участкам, минимальные — к областям открытого океана (фиг. 2). Выносы Амазонки, Ориноко и более мелких рек прижимаются Гвианским течением к берегу и распространяются в виде мутных прибрежных пото-

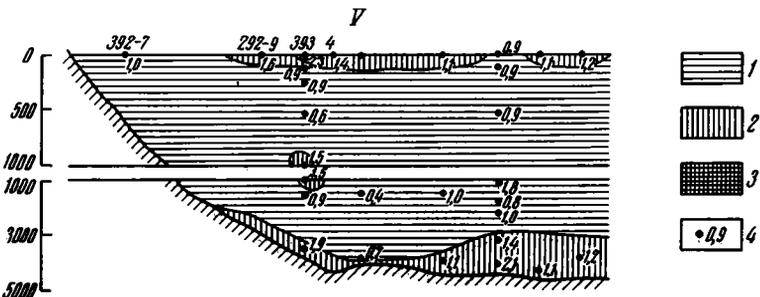
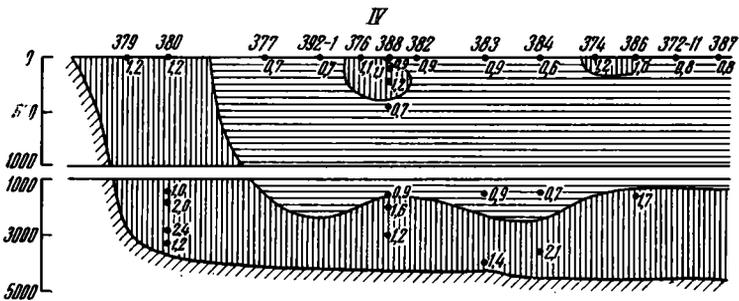
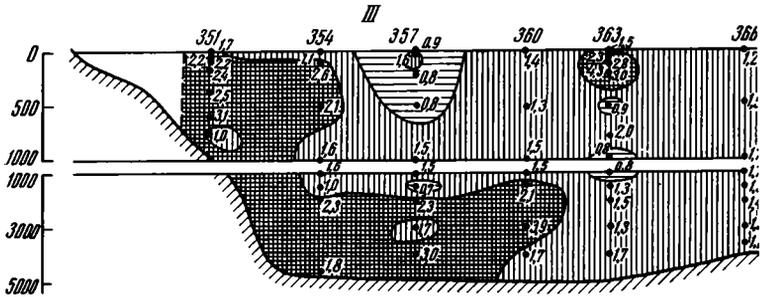
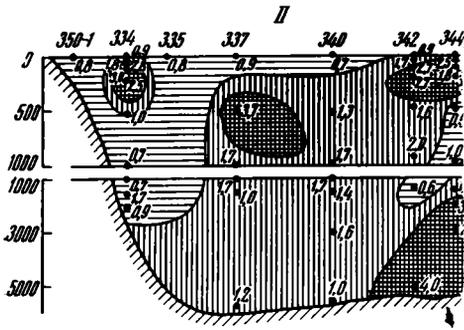
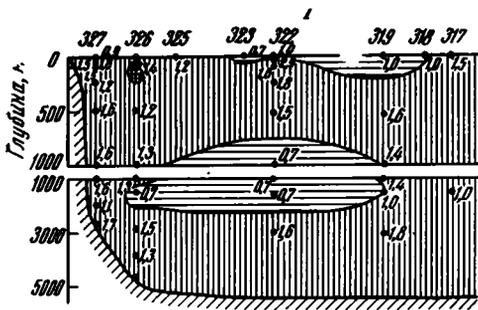


Фиг. 2. Распределение взвеси (мг/л) в верхнем слое вод (0—1 м) в западной части Экваториальной Атлантики, по данным О. С. Пустельникова 1— <1 ; 2— $1-2$; 3— >2 ; 4—Гвианское течение; 5—противотечение (Корт и др., 1969). I—V — разрезы (см. фиг. 3)

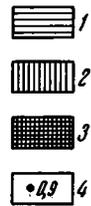
ков вдоль берега на северо-запад. В районе Джорджтауна — устья Ориноко — в прибрежных водах содержится так много взвешенного илистого материала, что трудно определить мощность водного слоя и нащупать дно (Demerega..., 1962).

Значительные массы взвешенного илистого материала (15%) отлагаются у берега и на дне мелководных участков шельфа, поэтому берега Бразилии — Венесуэлы нередко сложены очень рыхлым глинистым материалом, а на шельфе залегают тонкие пелитовые илы. Остальные 85% рассеиваются в океане (Demerega..., 1962).

Концентрация взвеси в поверхностных водах внешней части шельфа и за его пределами в десятки и сотни раз меньше, чем в прибрежных водах. В водах внешней части шельфа в марте 1966 г. она обычно не превышала $1,0-1,5 \text{ мг/л}$ (Свиренко, 1970). Столь резкое изменение концентраций на столь небольшом расстоянии от берега обусловлено наличием здесь сильного Гвианского течения, представляющего как бы заслон, не позволяющий мутным водам Амазонки и Ориноко проникать в открытые части океана. Этот заслон прорывается лишь во время половодий, о чем свидетельствует наличие в открытых областях Гвианской



Фиг. 3. Распределение взвеси в глубинных водах западной части Экваториальной Атлантики (разрезы I—V), мг/л (по данным О. С. Пустельникова) 1—<1; 2—1—2; 3—>2; 4— точки отбора проб и концентрация взвеси; положение разрезов см. на фиг. 2



котловины (т. е. за пределами прибрежной струи Гвианского течения) линз распресненных вод (Gibbs, 1970).

Другая часть взвеси проникает за пределы шельфа в виде мутного придонного потока. О наличии такого потока говорит увеличение концентрации взвеси на некоторых участках шельфа у устья Амазонки от 0,9 в слое 0 м до 17,5 мг/л у дна (25 м). Придонные воды сползают вниз по материковому склону, образуя линзы либо сплошные глубинные слои с содержанием взвеси до 2—4 мг/л, а на разрезе III (фиг. 3) достигают центральных частей Гвианской котловины.

Характерно, что на границе Гвианской и Северо-Американской котловин (фиг. 2, 3, II) прибрежные воды бедны взвесью, а глубоководные воды центральных частей котловин и некоторые струи промежуточных слоев вод — богаче ею. Это может свидетельствовать о проникновении выносов Амазонки далеко в глубь океана, вплоть до разреза II.

На разрезе IV выносы Амазонки в незначительных количествах достигают и южных районов Гвианской котловины. До Бразильской же котловины (разрез V) они не доходят.

Выносы Ориноко в сколько-нибудь заметных количествах в открытые области океана (т. е. на север и северо-восток от устья) не поступают. Твердый материал этой реки частично поступает в залив Пария, частично проникает в Карибское море.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ДОННЫХ ОСАДКОВ

В пределах изучаемой области океана распространены терригенные, биогенные известковые и сильноизвестковые (раковинные и фораминиферовые) осадки, слабокремнистые этмодискуссовые отложения и пелагические илы (красные глины) (Емельянов и др., 1966; Атлантический океан, 1969).

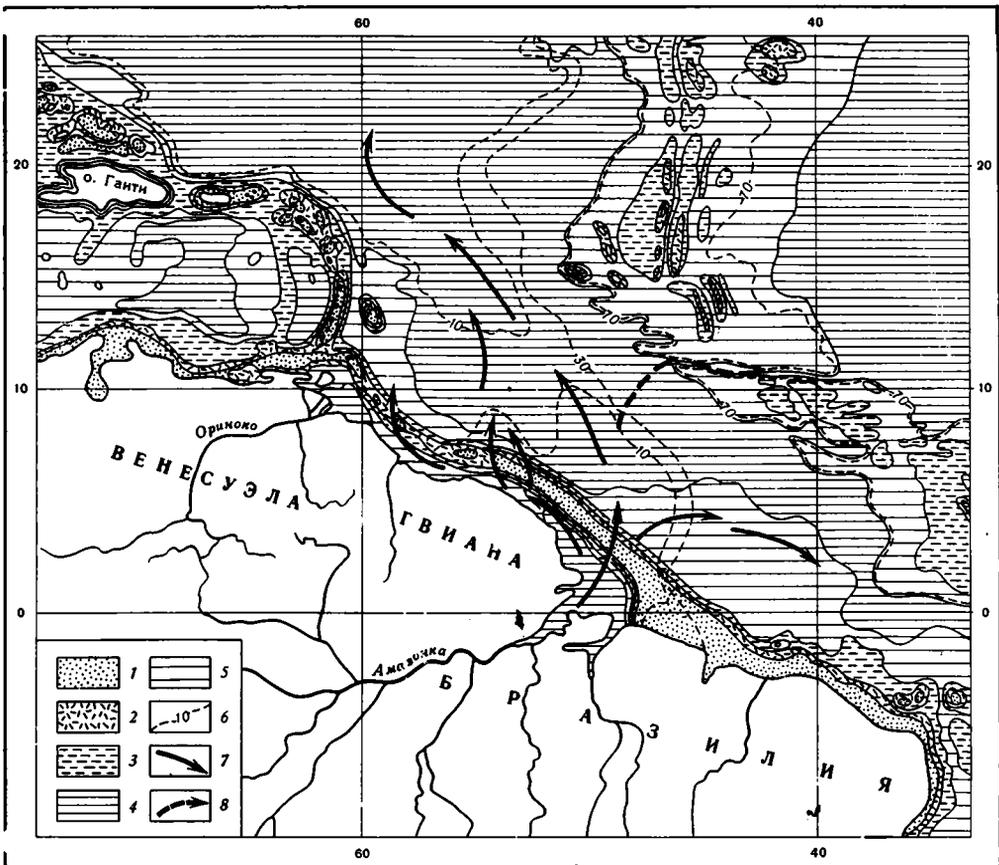
У устьев Амазонки и Ориноко, а также на шельфе Гвианы и в Гвианской котловине распространены преимущественно терригенные алевроито-пелитовые и пелитовые илы (фиг. 4). Фораминиферовые кокколито-фораминиферовые илы оттеснены от устьев рек на значительные расстояния.

Пески (раковинные и терригенные) залегают на внешней части материковой отмели. Это в основном реликтовые осадки (Shepard, 1955; Koldewijn, 1958; Van Andel, Postma, 1954; Emery, 1968), обогащенные цирконом и ильменитом.

Крупные алевроиты и мелкоалевритовые илы не характерны для шельфа северной тропической части Южной Америки. Эти осадки оконтуривают узкими полосами пятна песков, отделяя их от прибрежных алевроито-пелитовых и пелитовых илов и от илов верхней части материкового склона (фиг. 4). Лишь на внешнем крае шельфа Гвианы алевроитовые осадки распространены сравнительно широко. Они сменяются (или, возможно, перекрывают) реликтовые пески.

Терригенные алевроито-пелитовые илы у устьев рек залегают в средней части шельфа (от устья они оттеснены более тонкими пелитовыми илами), а между реками Амазонка и Ориноко они, видимо, примыкают к берегу, полностью вытесняя пелитовые илы или чередуясь с ними. В пределах материкового склона алевроито-пелитовые илы распространены сразу же за бровкой шельфа в виде очень узкой полосы. Эта полоса расширяется лишь напротив устья Амазонки и у берегов Венесуэлы — островов Тобаго и Барбадос, где сбросу с шельфа тонкого пелитового материала препятствует вдольбереговое Гвианское течение.

Терригенные пелитовые илы распространены наиболее широко. Они покрывают внутреннюю часть материкового шельфа у устьев Амазонки и Ориноко и в виде узкой полосы или отдельных пятен, чередуясь с алевроито-пелитовыми илами, залегают вдоль всего побережья Южной Америки от Амазонки до зал. Париа. Материковый склон и дно Гвиан-

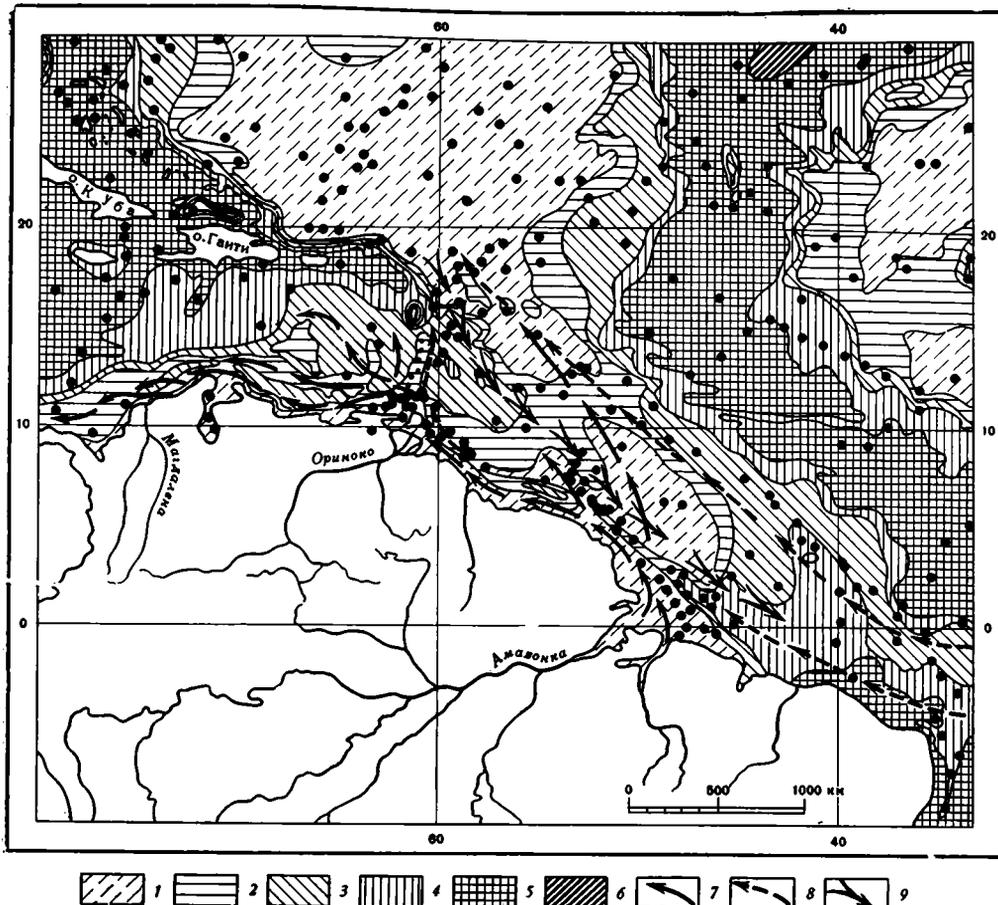


Фиг. 4. Карта гранулометрических типов верхнего слоя (0—5 см) донных осадков 1 — пески; 2 — крупные алевриты; 3 — илы мелкоалевритовые; 4 — илы алеврито-пелитовые; 5 — илы пелитовые; 6 — изолинии равного содержания CaCO_3 в верхнем слое донных осадков, %; 7 — наиболее вероятные пути поступления в глубоководные части океана твердых выносов Амазонки; 8 — предполагаемые пути поступления твердых выносов Амазонки в зону разлома Вема, где в скв. 26 обнаружены терригенные минералы этих выносов в позднеплейстоценовых осадках

ской и Северо-Американской котловин также покрыты терригенными пелитовыми илами. За бровкой шельфа они встречены уже на глубинах 305—400 м. Столь широкое распространение пелитовых илов — одна из характерных черт тропических морей и экваториальной части океана и особенно участков у устьев Амазонки, Конго и Нигера. Илы предустьевое участка Ориноко и района севернее о. Тринидад окрашены в зеленовато-серые тона (иногда имеют верхнюю коричневую пленку), более богаты CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$, бедны Fe и Ti.

Илы материкового склона Гвианы по всей вскрытой нами трехметровой толще терригенные, иногда у самой бровки шельфа — известковые фораминиферовые, зеленовато-серые, по всей длине колонки характеризуются мягкой консистенцией, однообразным гранулометрическим и химическим составом.

Глубже 4000—4500 м темпы поступления терригенного вещества ослабевают, в результате относительное содержание CaCO_3 возрастает до 30—32% (фиг. 5), а $\text{C}_{\text{орг}}$ — падает. Концентрации Fe и Ti остаются примерно такими, как в осадках материкового склона. Илы этой зоны коричневые, серо-коричневые или коричнево-серые. Это переходный тип осадков между типичными терригенными илами предустьевой зоны и материкового склона и пелагическими илами (красными глинами) Се-

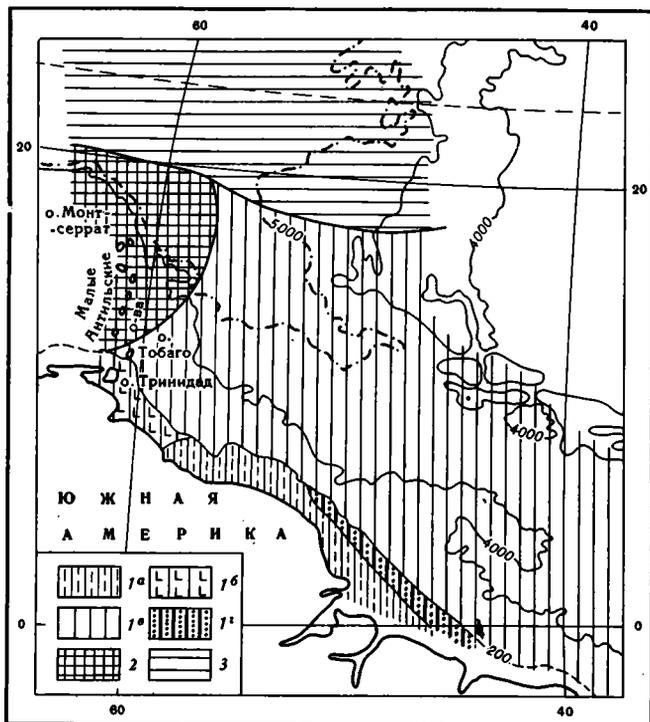


Фиг. 5. Распределение CaCO_3 в верхнем слое донных осадков, %
 1—<10; 2—10—30; 3—30—50; 4—50—70; 5—70—90; 6—90; 7—пути поступления твердых выносов Амазонки, выявленные по распределению CaCO_3 ; 8—Гвианское течение; 9—Гвианское противотечение; темными кружками показаны места взятия проб

веро-Американской котловины. Пелагические илы, отобранные на глубинах 5000—5880 м, характеризуются высокими содержаниями Fe и Mn (табл. 1), что очень характерно для красных глин. Однако от типичных красных глин Тихого и Индийского океанов их отличает цвет: они не всегда коричневые (шоколадные). Коричневые прослои илов северной части Гвианской и южной части Северо-Американской котловин, имеющие мощность 20—50 см, часто переслаиваются с илами коричнево-серыми. Особенно это характерно для илов, залегающих на глубинах до 5300—5500 м. На станции 53 (табл. 1) в толще таких илов были встречены даже прослои этмодискусовых мелкоалевритовых осадков (горизонт 198—280 см). Преобладающая форма диатомовых в этих прослоях—*Ethmodiscus rex* (Wall) Hend; встречена также *Coscinodiscus africanus* Janich (определения К. Б. Савельевой).

В Северо-Американской котловине различные холмы и возвышенности на глубинах менее 5000—5200 м обычно покрыты известковыми фораминиферовыми илами. На одном из таких холмов (табл. 1, станция 4) дночерпателем было поднято 11 железомарганцевых конкреций диаметром 1—5 см.

В толще фораминиферовых илов, залегающих на глубинах 3000—5000 м, и в более глубоководных терригенных и пелагических илах



Фиг. 6. Терригенно-минералогические провинции 1 — Гвианская с подпровинциями (а — Амазонской, б — Оринокской, в — глубоководной Гвианской; 2 — Токантинской реликтовой); 3 — Северо-Американская

(красных глин) мы неоднократно отмечали коричневые прослой (Мп — до 0,39%) с черными примазками окислов марганца.

Выносы Амазонки, несомненно, играют определяющую роль в накоплении илов внутренней (прибрежной) части шельфа и материкового склона. Роль этих выносов в питании глубоководных частей Гвианской и особенно Северо-Американской котловин, по данным распределения типов осадков, определить трудно. Более надежные данные здесь дает минералогический анализ.

В пределах изучаемой области океана имеется три основных источника обломочного материала (питающие провинции): реки Амазонка и Ориноко и Малые Антильские острова. О составе аллювия мы можем судить по данным Р. Дж. Гиббса (Gibbs, 1967) и по нашим результатам изучения проб илов, взятых поблизости от устьев рек (фиг. 1, б, табл. 2). Эти илы накапливаются в настоящее время за счет выносов соответствующей реки.

Для предустьевых илов Амазонки, как и для ее взвесей, наиболее характерны кварц, полевые шпаты, а также шамозитовые агрегаты — слюдястые чешуйчатые зерна зеленовато-лимонного цвета, выветрелые слюды, ильменит — магнетит, гидроокислы железа, эпидот — цоизит, роговая обманка, моноклинные и ромбические пироксены, циркон, монацит, апатит, гранат, ставролит, шамозит, мусковит и биотит.

Для выносов Ориноко наиболее характерны кварц, полевые шпаты, агрегаты шамозита, ильменит — магнетит, эпидот — цоизит, роговая обманка, моноклинные и ромбические пироксены, андалузит, силлиманит, турмалин, апатит. Как видно, по набору основных минералов выносы Ориноко характеризуются примерно тем же составом, что и выносы Амазонки, но более высоким содержанием андалузита и силлиманита. Следовательно, схемы распределения этих двух минералов и могут дать представление о путях поступления и дальности проникновения выносов Ориноко.

Таблица 2

Средние данные минералогического состава крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) фракции верхнего слоя донных осадков терригенно-минералогических провинций Гвианской и Северо-Американской котловин, %

Минералы, обломки пород, биогенные остатки	Провинция					
	Гвианская с подпровинциями				Малозан- тальская	Северо- Американ- ская *
	Ама- зонской	Оривокской	Глубоко- водной Гвианской	Тока- тнянской		
Содержание фракции 0,1—0,05 мм	7,9	5,7	3,8		10,0	1,0
Выход тяжелой подфракции фракции 0,1—0,05 мм	1,8	0,1	1,3		6,8	5,0
Тяжелая подфракция						
Магнетит-ильменит	23,9	18,4	22,6	++	34,1	22,6
Лимонит-гематит	19,3	2,0	29,7	+	3,7	23,6
Лейкоксен	3,2	4,9	2,2		0,2	
Пироксен моноклинный	4,9		8,3	+	24,9	8,9
Пироксен ромбический	0,3		4,6		18,4	
Роговая обманка	11,8	10,1	8,3	+	6,2	19,2
Актинолит	1,6	1,8	0,2		0,1	
Гранат	1,3	0,7	0,8		Следы	0,7
Эпидот-цоизит	20,1	11,4	3,7	++	0,4	2,7
Мусковит	1,0		0,3		Следы	Следы
Бiotит	1,2		5,1		0,2	0,7
Шамозит	0,8		6,6		0,2	2,6
Циркон	4,1		0,8	++	0,1	1,7
Монацит	1,4		0,4		0,1	
Турмалин	0,6	1,3				
Ставролит	1,2					
Оливин					0,4	
Апатит	1,5	0,2	Следы		0,3	
Рутил, брукит, анатаз	0,2		0,3			
Андалузит	0,2	7,9				
Вулканическое стекло			1,3		0,6	
Вулканический пепел					9,3	
Прочие (обломки пород, раковин)	0,8	40,8	4,4	+	0,6	16,9
Зубы рыб			Следы		0,1	0,7
Сумма	99,4	99,5	99,6		99,9	100,3
Легкая подфракция						
Кварц	14,1	3,3	1,4	++	1,0	
Полевые шпаты	11,8	2,2	2,2		30,3	
Шамозитовые агрегаты	27,8	14,8	3,1		5,4	
Вулканический пепел, стекло			0,1		3,7	
Слюды выветрелые	5,7	1,6	0,4		1,5	
Глауконит	4,9				Следы	
Обломки пород, измененные зерна	3,3		1,1		8,1	
Известковые биогенные обломки	29,6	44,5	39,0		25,5	
Фораминиферы		29,9	49,9		21,6	
Кремнистые биогенные обломки	1,5	1,6	1,2		1,6	
Диатомовые	1,0	1,6	0,8		0,2	
Радиолярии		0,5	0,6		0,9	
Сумма	99,7	100,0	99,8		99,8	

Примечание. «+» — присутствует; «++» — характерны.

* Только для участка, показанного на фиг. 6.

О составе обломочного материала и пирокластики провинции Малых Антильских островов мы можем судить по данным изучения наиболее широко распространенных пород (туфов), почв и пляжевых песков о. Монтсеррат (Емельянов и др., 1970). В легкой подфракции пляжевых песков этого острова (табл. 2) преобладают полевые шпаты (сред-

ние и основные плагиоклазы), обломки пород и измененные зерна. Тяжелая подфракция состоит из магнетита, ромбического (гиперстена) и моноклинного пироксена, биотита. Очень характерен гиперстен, выделяющийся правильными призматическими кристаллами, имеющими рваные пыльчатые края на концах. Форма зерен, а также постоянное наличие на зернах «рубашек» и примазок из зеленого вулканического стекла, свежесть и чистота гиперстена свидетельствуют о его вулканическом происхождении. Аналогичными свойствами обладает и гиперстен в андезитовых туфах, широко развитых на о. Монтсеррат. В почвах острова и в морских осадках, более тонких, чем пески (алевритах и илах), постоянно присутствуют вулканическое стекло и пепел. Чрезвычайно характерны для данной провинции формы зерен минералов (правильные призмы, таблички) и их сохранность (свежесть). Все эти признаки, а также низкое (<1) кварц-полевошпатовое отношение с достаточной уверенностью позволяют отличить материал, поступающий в донные осадки Гвианской котловины с Малых Антильских островов, от материала, поступающего из Южной Америки. Это, в свою очередь, дает возможность выявить ареалы распространения обломочного материала каждого из трех вышеперечисленных источников и выделить терригенно-минералогические провинции и подпровинции.

Обломочный материал Амазонки резко преобладает в осадках прибрежной и средней частей шельфа от ее устья до Ориноко, в пределах материкового склона от устья Амазонки до о. Тобаго, в центральной и восточной частях Гвианской котловины. Таким образом, данные минералогического анализа подтверждают выводы о накоплении выносов Амазонки в пределах внутренних частей шельфа, сделанные на основании анализа прибрежных процессов и гидродинамических условий (Demeghe..., 1962), и об их проникновении далеко на север и северо-запад — на основании изучения взвеси и типов донных осадков.

Данная терригенно-минералогическая провинция известна в литературе (Шурко, 1968; Гипп, 1964) под названием Гвианской. Она довольно отчетливо делится на четыре подпровинции (фиг. 6): глубоководную Гвианскую, охватывающую глубоководную часть Гвианской котловины; Амазонскую, простирающуюся по внутреннему шельфу от устья Амазонки до устья Ориноко; Оринокскую, охватывающую шельф от устья Ориноко до зал. Париа; Токантинскую, охватывающую внешнюю часть шельфа от устья Амазонки до г. Джорджтауна.

Первые три подпровинции отличаются друг от друга неодинаковым количественным соотношением основных минералов либо появлением одного-двух редких, но характерных для данной подпровинции минералов (например, андалузита и силлиманита у устья Ориноко). Четвертая подпровинция по составу минералов резко отличается от первых трех. Для нее характерны очень высокие содержания кварца, ильменита — магнетита, циркона и эпидота, т. е. наиболее устойчивых против выветривания и гидравлически крупных минералов. Осадки Токантинской провинции реликтовые. К реликтовым, возможно, относятся пески и крупные алевриты, залегающие на внешней и средней частях шельфа в районе о. Тринидад. По минералогическому составу эти пески очень сходны с составом пород о. Тринидад (Koldewijn, 1958; Nota, 1958) и заметно отличаются от состава выносов Амазонки и Ориноко.

В районе устья Ориноко, восточнее островов Тринидад и Тобаго, накапливаются выносы Амазонки и Ориноко (Demeghe..., 1962). Это подтверждается и данными минералогического анализа: илы Оринокской подпровинции имеют смешанный минеральный состав, характерный для выносов Амазонки и Ориноко.

Минералы, характерные только для выносов Ориноко (андалузит, силлиманит) в глубоководных частях Гвианской котловины, в том числе и северо-восточнее островов Тринидад и Тобаго, в сколько-нибудь за-

метных количествах не обнаружены. Это дает повод заключить, что выносы Ориноко в питании осадочным материалом Гвианской и, тем более, Северо-Американской котловины существенной роли не играют. Этому мешает Гвианское течение, преграждающее путь выносам Ориноко и уносящее эти выносы в зал. Париа, к западным берегам Венесуэлы и в Карибское море. По пути к этому материалу подмешиваются продукты абразии берегов островов Тринидад, Тобаго и ряда южных островов Малой Антильской дуги и пород побережья Венесуэлы, образуя осадки смешанного состава. Такие осадки накапливаются на шельфе севернее зал. Париа. Минералы, наиболее характерные для данной подпровинции: ильменит — магнетит, роговая обманка, эпидот, цоизит и пироксены.

По мере продвижения к периферийным частям Гвианской провинции концентрации характерных для выносов Амазонки минералов постепенно уменьшаются, и возрастают относительные содержания минералов других питающих провинций. На западе Гвианской котловины в осадках появляется большая примесь свежих зерен полевых шпатов, ромбических и моноклинных пироксенов, пирокластики неопределенного минералогического состава и магнетита, т. е. минералов, характерных для питающей провинции Малых Антильских островов. Таким образом, накопление осадков у подножья дуги этих островов и на их склонах происходит под явным влиянием продуктов разрушения островов и пирокластического материала действующих в пределах данной дуги вулканов.

Обращают на себя внимание большие расстояния, на которые проникает осадочный материал с Малых Антильских островов на восток. Это тем более интересно, что осадочному материалу водный путь на восток должны были бы преградить огибающие дугу с востока и северо-востока сильные морские течения.

Определяющее влияние питающей провинции Малых Антильских островов на образование осадков в Северо-Американской котловине ограничивается желобом Пуэрто-Рико. Осадки этого желоба и прилегающей части Северо-Американской котловины содержат значительное количество вулканического стекла и пепла, попадающего сюда, очевидно, при извержении вулканов Малой Антильской дуги.

Осадки, распространенные от устья Амазонки на северо-восток, очень бедны тяжелыми минералами. Это не позволило точно установить дальность проникновения на восток выносов Амазонки. Однако наличие в осадках зерен шамозита, мусковита, роговой обманки, эпидота может свидетельствовать о том, что все же некоторая часть выносов Амазонки проникает и в восточные области Гвианской котловины. Это было видно также и по данным распределения взвеси. Основная же масса осадочного материала в эту часть провинции поступает, видимо, за счет выносов более мелких рек северо-восточных областей Бразилии и абразии берегов прилегающих участков Южной Америки.

В осадках северо-восточной части Гвианской провинции также очень мало тяжелых минералов. Здесь обычно преобладают гидроокиси железа и марганца, вероятно, аутигенного происхождения. Много обломков пород, моноклинных пироксенов. Иногда встречаются также циркон, гранат, эпидот, мусковит. В целом набор минералов подобен таковому Амазонской подпровинции, но несколько обеднен за счет уменьшения доли магнетита, роговой обманки, эпидота, биотита.

Это говорит о том, что выносы Амазонки, правда, в очень уменьшенных масштабах, достигают и северо-восточных областей Гвианской котловины, граничащих с Срединно-Атлантическим хребтом. Следовательно, осадочный материал может уноситься на тысячи километров от источника питания, при этом не только вдоль струй поверхностных морских течений, но и вкрест их направления. Роль Срединно-Атлантичес-

кого хребта, к флангу которого примыкает восточная часть Гвианской провинции, в ее питании осадочным материалом, видимо, очень невелика.

Этот вывод делается на том основании, что ни один из характерных для осадков рифтовой зоны минералов — палагонит, хлорит, серпентин, антигорит, филлипсит, альбит (Siever, Kastner, 1967) — в осадках северо-восточной части Гвианской провинции не обнаружен. Более того, по данным изучения осадков методом дифрактометрии установлено (Biscaue, 1965), что наиболее тонкие, глинистые минералы (и, видимо, очень мелкие зерна полевых шпатов, кварца, амфиболов и т. д.) осадков области хребта имеют чисто терригенное происхождение, т. е. поступают в данную область с материков Африки и Южной Америки (в том числе и из Амазонки). Ван Андел и др. (Van Andel a. o., 1967), обнаружившие в осадках рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (9—12°) слюды, крупные, покрытые гидроокислами железа зерна кварца и раковинки мелководных фораминифер, предполагают, что этот материал был занесен в область хребта со стороны устья Амазонки мутьевыми потоками. Это подтверждается и материалами глубоководного бурения (Initial..., 1970).

Часть материала в данную провинцию поступает также за счет абразии берегов северо-восточных областей Бразилии, а также приносится эоловым путем из Сахары. В пользу последнего предположения свидетельствует некоторое увеличение в осадках Гвианской котловины концентраций граната и роговой обманки, характерных для эоловой пыли (Game, 1964) по направлению с запада на восток.

Гвианская и Малая Антильская провинции на севере граничат с Северо-Американской. В южной части последней наиболее характерны магнетит, моноклинные пироксены (правда, менее свежие, чем в Малой Антильской провинции). В значительных количествах присутствуют также обыкновенная роговая обманка, эпидот — цоизит, вулканическое стекло. Гиперстен в виде призматических зерен с пильчатыми концами здесь не отмечается. Это свидетельствует о том, что желоб Пуэрто-Рико и подводный хребет, расположенный на границе Гвианской и Северо-Американской котловин, — одно из естественных препятствий для сноса на север осадочного материала выносов Амазонки и продуктов разрушения суши Малых Антильских островов. Через это препятствие проникает лишь наиболее тонкий материал, переносимый поверхностными и промежуточными водами (фиг. 3, II).

Частичным подтверждением сказанному могут служить и данные распределения в осадках глинистых минералов (Biscaue, 1965): в южной части Северо-Американской котловины каолинит, иллит и хлорит содержатся в тех же количествах, что и в Гвианской провинции (20—40, 40—60 и менее 10% соответственно), в то время как в центральной и северной ее частях каолинита значительно меньше (10—20%), а иллита и хлорита больше (60—80 и 10—20% соответственно).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Накопление осадков в пределах центральной и северной частей Гвианской и частично южной части Северо-Американской котловины находится под влиянием терригенного материала, сносимого Амазонкой с горных и тропических областей Южной Америки. Роль биогенного и хемогенного факторов здесь очень незначительна.

2. Твердые выносы Амазонки, с одной стороны, распределяются в прибрежной части шельфа и четко прослеживаются до устья Ориноко, с другой — периодически (а в некоторых местах, видимо, постоянно) сбрасываются с шельфа на большие глубины и накапливаются в верхней части материкового склона и в центральной и северной частях Гвианской котловины, достигая желоба Пуэрто-Рико. Частично выносы Ама-

зонки проникают также на север, в пределы западного крыла Срединно-Атлантического хребта.

3. Выносы Амазонки в юго-восточную часть Гвианской котловины проникают слабо.

4. Основная часть выносов Ориноко поступает в зал. Париа и Карибское море. Роль этих выносов в осадконакоплении в Гвианской и Северо-Американской котловинах, видимо, ничтожно мала.

5. На подводном склоне дуги Малых Антильских островов и у его подножья накопление осадков определяется продуктами разрушения островов этой дуги и пирокластическим материалом действующих здесь вулканов, а также биогенным фактором (содержание в осадках CaCO_3 — 30—50 и иногда до 70%).

ЛИТЕРАТУРА

- Атлантический океан. Карта 5. Типы донных осадков. Межведомственный Геофизический комитет. М., Изд., ГУГК при СМ СССР, 1969.
- Gipp S. K.* Некоторые особенности минералогического состава глубоководных отложений Атлантического океана.— Тр. ИОАН, М., 1964, т. 68.
- Емельянов Е. М., Лукошевичус Л. С., Свиренко И. П., Солдатов А. В., Кошелев Б. А., Лисицын А. П., Ильин А. В., Шурко И. И., Литвин В. М., Семин Ю. М.* Осадкообразование в Атлантическом океане.— В сб.: II Международный океанографический конгресс. (Тез. докл.). М., «Наука», 1966.
- Емельянов Е. М., Литвин В. М., Харин Г. С.* В кратере вулкана Суфриер.— Природа, 1970, № 9.
- Корт В. Г., Иванов Ю. А., Чекотилло К. А., Нейман В. Г.* Новые данные о системе западных пограничных течений Тропической Атлантики.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 3.
- Свиренко И. П.* Количественное распределение взвеси в Атлантическом океане по данным 2-го рейса РТМ «Белогорск».— Океанология, 1970, т. X, вып. 3.
- Страхов Н. М.* О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шурко И. И.* Минералогические зоны и провинции в осадках Атлантического океана.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Van Andel T., Postma H.* Recent sediments of the Gulf of the Paria. Reports of the Orinoco shelf Expedition, v. 1. Amsterdam, 1954.
- Van Andel T. H., Cortiss J. B., Bowen V. T.* The Intersection between the Mid-Atlantic Ridge and the Vema Fracture Zone in the North Atlantic.— J. Marine Res., 1967, v. 25, No. 3.
- Biscaye P. E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans.— Geol. Soc. America Bull., 1965, v. 76.
- Correns G. W.* Die Sedimente des Aquatorialen Atlantischen Oceans.— Wiss. Ergebn. Deutsch. Atlant. Exped. «Meteor», 1937, Bd 3, t. 3, No. 2.
- Demerera Coastal Investigation.* Report on Siltation of Demerera Barr Channel and Coastal erosion in British Guiana.— The Netherlands, 1962.
- Emery K. O.* Relict sediments on continental shelves of world.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 52, No. 3, 1968.
- Gibbs R. J.* The geochemistry of Amazon river sistem: part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids.— Geol. Soc. America Bull., 1967, v. 78.
- Gibbs R. J.* Circulation in the Amazon river estuary and adjacent Atlantic Ocean.— J. Marine Res., 1970, v. 28, No. 2.
- Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, 1970, v. IV, s. 26.
- Koldewijn B. W.* Sediments of the Paria-Trinidad shelf.— Repts of the Orinoco shelf Exped., 1958, v. III.
- Nota D. J. G.* Sediments of the Western Guiana Shelf.— Reports of the Orinoco Shelf Exped., 2. Mededel. Landbouwhogeschool, Wageningen, 1958, vol. 58, No. 2.
- Olausson E.* Description of sediment cores from the North Atlantic.— Repts of the Swedish Deep-Sea Exped., 1960, v. VII, No. 6.
- Shepard F. F.* Continental shelf sediments. Recent Marine Sedim., A symposium, edited by P. D. Trask, Tulsa, Oklahoma, U. S. A., 1955.
- Siever R., Kastner M.* Mineralogy and Petrology of some Mid-Atlantic Ridge sediments. J. Marine Res., 1967, v. 25, No. 3.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КРЕМНЕОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

И. В. ХВОРОВА

Дана характеристика особого типа обломочных пород: монолитических кремневых брекчий, гравелитов, песчаников и алевролитов, широко распространенных в эвгеосинклинальных толщах Южного Урала. Среди этих пород выделены тектонические, инъекционные и осадочные образования; показано, что первые два типа давали исходный материал для формирования осадочных накоплений. Кремневые обломочные породы входят в состав хорошо стратифицированных песчано-архиллитовых, песчано-туффито-силицитовых и песчано-силицитовых ассоциаций. Несмотря на внешнее сходство, эти ассоциации существенно отличны от флишевых, считающихся образцом турбидитных формаций. Проведено сравнение кремнеобломочных пород с глубоководными песками некоторых современных бассейнов. Выявлены характерные черты сходства. Разобраны условия формирования указанных ассоциаций. Приводятся данные о роли суспензионных и обычных донных течений в разносе кремнеобломочного материала.

В группе обломочных пород кроме обычных терригенных и вулканогенных представителей довольно большое значение имеют специфические образования, возникающие от разрушения и переотложения местного «бассейнового» материала. Часто это монолитические обломочные породы. Они хорошо известны в карбонатных формациях; у нас такие породы получили название известняковых (доломитовых) конгломератов, песчаников, алевролитов, а за рубежом — калькрудитов, калькаренигов, кальклюдитов.

Гораздо меньше внимания обращали литологи на кремнеобломочные породы, или обломочные силициты, хотя они важны для выяснения условий седиментации. Такие породы широко распространены среди геосинклинальных кремнистых отложений Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон Южного Урала. Здесь кремнеобломочные породы входят в состав характерного комплекса, стратиграфический объем которого в разных районах точно установить нельзя. Он охватывает херсонковскую свиту силура (Корень, Петровский, 1967), но, очевидно, продолжается и в нижний девон; литологически сходные с данными отложения есть в эйфельском и живетском (атпайский горизонт) ярусах. Из-за особенностей тектоники нет уверенности, имеет ли данный комплекс сплошное развитие в интервале силур — живет, или сходные по составу и строению толщи присутствуют в разных частях упомянутого интервала. Для характеристики пород и выяснения условий их формирования решающего значения это не имеет.

ТИПЫ ПОРОД

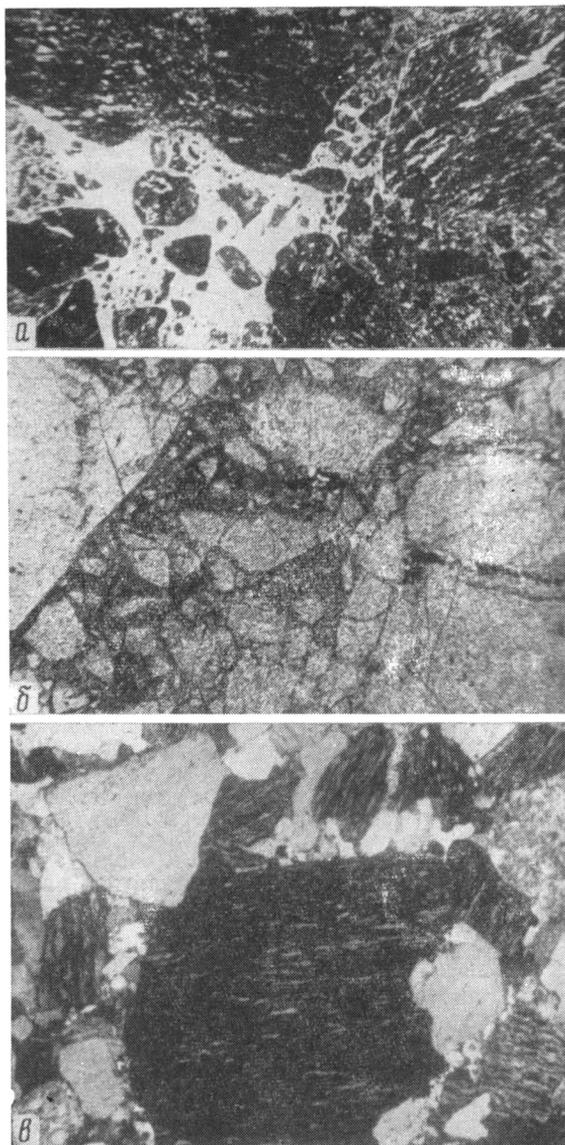
Основная масса кремнеобломочных пород — осадочные образования, представляющие собой литифицированный механический осадок. Но, кроме того, довольно широко распространены специфические, неседимен-

тационные, кремневые брекчии: тектонические и инъекционные, материал которых в значительной мере являлся исходным для образования осадочных пород. Эти брекчии — предмет специального рассмотрения, и здесь я остановлюсь на их характеристике очень кратко.

Тектонические брекчии. В каждом случае обломки представлены одним типом кремнистой породы, обычно фтанитом или фтанитоидом. Размер обломков различный, но чаще они менее 5 см, хотя есть и более крупные (до 1—2 м). Форма угловатая, однако остроугольные фрагменты не характерны. Цемент скудный: это мелкокристаллический кварц, образующий корочки на обломках и заполняющий трещинки и пустотки между ними. Брекчированию подвергались твердые породы с хорошо выраженной пластовой отдельностью. О тектонической природе свидетельствуют и структура, и характер залегания пород.

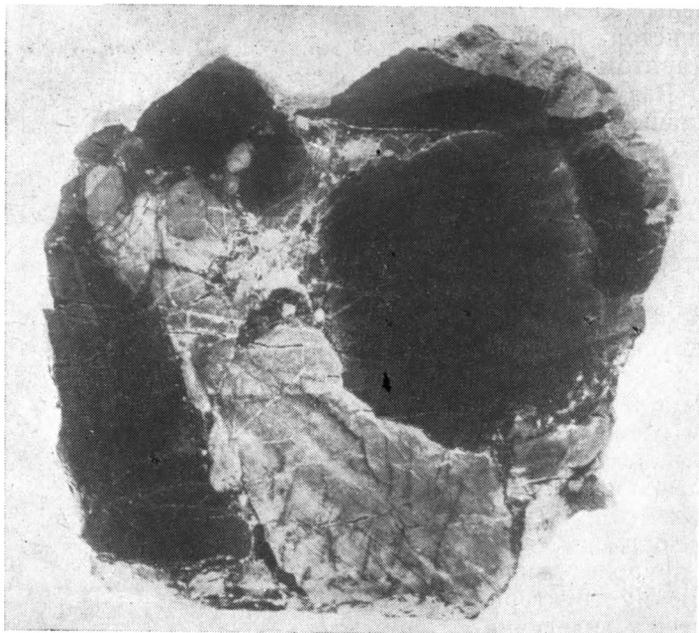
Инъекционные конглобрекчии. Они тоже монолитические. В одних выходах все обломки представлены черными фтанитами, в других — наблюдается смесь фтанитов и светло-зеленых фтанитоидов, в третьих — преобладают осветленные кремнистые породы; реже встречаются яшмовые брекчии. Размер обломков различен: от долей миллиметра до нескольких сантиметров, причем, хотя материал не сортирован, различаются более мелко- и более крупнообломочные разновидности.

Связующая масса необильная, но обломки всегда отделены один от другого (фиг. 1, а, б), нигде не наблюдаются конформные или инкорпорационные их соотношения. Образована связующая масса тонкораскристаллизованным кремнеземом, причем обычно вырисовывается в шлифах в виде сети ветвящихся прожилков, в которых рассеяны многочисленные мелкие фрагменты. Там, где брекчия возникла из микрослоистых силицитов, можно видеть, как такие «прожилки» располагаются



Фиг. 1. Кремнеобломочные породы
а — инъекционная брекчия, шлиф 4903^а, $\times 45$, без анализатора; б — то же, шлиф 5029^а, $\times 45$, без анализатора; в — осадочная брекчия, шлиф 5648, $\times 20$, без анализатора

перпендикулярно или под углом к общей слоистости, при этом многие мелкие фрагменты, развитые в их пределах, тоже ориентированы поперек слоистости, что указывает на их перемещение во время образования связующей массы. В некоторых случаях почти все фтанитовые обломки осветлены, и тогда органическое вещество «отжато» в связующую массу (фиг. 1, б). Иногда в породах много относительно крупнокристаллических кварцевых жилок (альпийских), рассекающих обломки и связующую



Фиг. 2. Кремневая конглобрекция
Обр. 2706, силур, руч. Кара-Бутак, натуральная величина

массу. Характерно, что встречаются разности, в которых обломочный материал включает и ранее возникшие брекчии, и альпийские жилки.

Рассматриваемые породы развиты на значительных участках (сотни и первые тысячи квадратных метров) в полях распространения кремнистых толщ, но непосредственные их контакты с последними, как правило, не обнажены. Лишь местами можно видеть брекчии, приуроченные к отдельным пластам толсто наслоенных кремней или образующие в них секущие, иногда трубковидные тела (Покровский, 1965); контакты брекчий при этом всегда резкие.

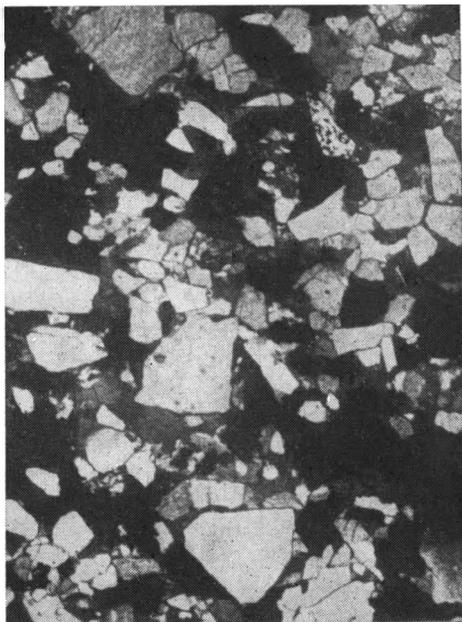
Структура и условия залегания брекчий свидетельствуют о том, что дробились породы литифицированные и обычно в закрытом пространстве (пластовые брекчии), а в формировании связующей массы играли роль подземные воды. Такие породы сходны с инъекционными брекчиями, образование которых могут стимулировать землетрясения, в данной обстановке несомненно происходившие (рядом располагалась активная вулканическая зона), и тектонические движения.

Осадочные кремнеобломочные породы. Они представлены всеми гранулометрическими классами: от конглобрекций и гравелитов до алевролитов.

Конглобрекции и гравелиты состоят из обломков черных фтанитов, зеленовато-серых и светлых силицитов (фиг. 2), т. е. тех же пород, которые присутствуют в рассмотренных выше брекчиях. В отличие от последних, однако, здесь наблюдается смесь кремней, разных по

составу и структуре: чистых и глинистых, массивных и слоеватых, пелитоморфных и в разной степени раскристаллизованных, с органическими остатками и без них; иногда присутствуют обломки кремневых песчаников и алевролитов, а также хлорито-кремнистых спонголитов. В виде незначительной примеси попадают обломки вулканических пород.

Различаются как грубые несортированные разности с глыбами и отторженцами, так и мелко- и среднеобломочные конглобрекции и гравелиты. Первые образуют мощные беспорядочные накопления и относятся к подводно-оползневым образованиям—олисторромам¹, вторые представляют обычный морской осадок. Они состоят из обломков размером от долей до 2—3 мм, реже 5—10 см. Выделяются более и менее грубые разности, что связано главным образом с количеством и размером крупных фракций при постоянном присутствии того или иного количества мелкой. Обломки изометричные, сглаженно-угловатые и относительно хорошо округленные. В некоторых слоях кроме силицитовых обломков присутствуют более крупные плоские (до 3×25 см) фрагменты местных пород: аргиллитов, туффитов или кремневых песчаников. Очень характерно незначительное содержание связующей массы; породу можно назвать «бесцементной»: фрагменты плотно прилегают один к другому, и широкое развитие имеют конформные и инкорпорационные их соотношения, усложненные микростилолитами (фиг. 1, в).



Фиг. 3. Кремневый песчаник
Шлиф, силур, р. Блява, ×45, без анализа

Песчаники почти черные, представленные всеми разностями: от мелко- до крупнозернистых; сортировка материала средняя (фиг. 3) и довольно хорошая, особенно в более мелкозернистых слоях. Окатанность обломков различная, чаще они угловато-окатанные, но есть угловатые и округлые зерна. Форма их часто изменена пластическими деформациями и инкорпорацией. Связующей массы почти нет.

Состав обломочного материала тот же, что в гравелитах: в основном это различные фтаниты, кремнисто-глинистые сланцы и зеленые силициты; в некоторых слоях присутствуют яшмовые зерна, перемытые остатки радиоларий и акритархий; чаще чем в грубых породах встречается примесь чуждого материала: вулканических пород, хлоритовых фрагментов, а иногда и кристаллокластов (кварц, плагиоклазы). При увеличении количества такой примеси песчаник становится полимиктовым.

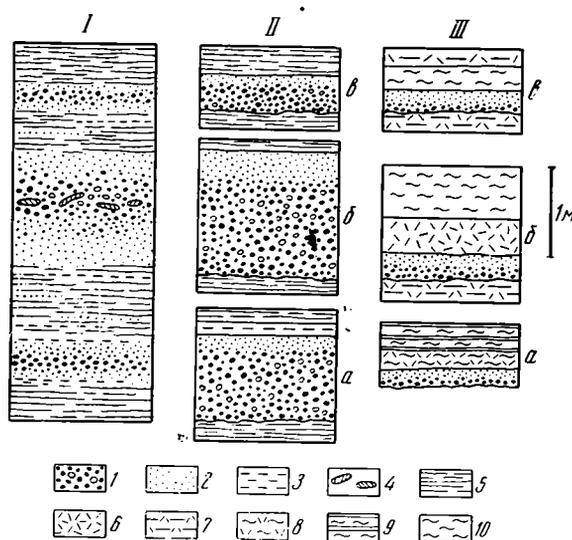
Содержание главных компонентов в кремневых песчаниках, по данным четырех анализов, следующее, %: SiO_2 —71,2—88,95; TiO_2 —0,26—0,38; Al_2O_3 —3,5—6,79; Fe_2O_3 —1,5—4,5; $\text{C}_{\text{орг}}$ —0,48—1,58; P_2O_5 —0,25—0,77.

¹ Характеристика их была дана ранее (Руженцев, Хворова, 1974), и здесь они не рассматриваются.

Алевролиты по составу обломков сходны с песчаниками, но в отличие от последних в них часто бывает довольно обильна связующая масса, представленная глинисто-кремнистым или кремнистым веществом. Наблюдаются переходы алевролитов в силициты (нередко спонгилиты) с беспорядочно и гнездовидно рассеянными алевритовыми зернами.

ОСОБЕННОСТИ ЗАЛЕГАНИЯ КРЕМНЕОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Кремнеобломочные породы чередуются с аргиллитами и силицитами, образуя вместе с ними хорошо стратифицированные толщи разной, нередко большой, мощности. По соотношению разных пород в разрезе, характеру стратификации и строению пластов можно выделить несколько породных ассоциаций.



Фиг. 4. Схема, иллюстрирующая строение пластов кремнеобломочных песчаников

I — из песчано-аргиллитовой ассоциации с «маятниковой» стратификацией; *II* — из песчано-аргиллитовой ассоциации со ступенчато-градационной стратификацией; *III* — из песчано-туфито-силицитовой ассоциации; 1 — грубозернистые песчаники; 2 — средне- и мелкозернистые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — гальки местных аргиллитов; 5 — аргиллиты; 6 — туфы; 7 — туффиты; 8 — туфо-силициты; 9 — чередование силицитов и аргиллитов; 10 — силицит; буквы — см. текст

1. Песчано-аргиллитовая с симметрично-градационной, «маятниковой», стратификацией. Аргиллиты здесь темно-зеленые и почти черные, твердые, в разной степени кремнистые (SiO_2 — 69—74%; Al_2O_3 — 11—7,5%), часто с рассеянной примесью фтанитового алеврита, переходящие в глинистые алевролиты, внешне плохо отличимые от аргиллитов. Песчаники² разной зернистости, до гравийных. Мелкозернистые имеют мощность до 10—20 см, средне- и крупнозернистые — до 1,5—2 м. Изредка встречаются мелкообломочные конглобрекции мощностью до 4—5 м. В песчаниках часто присутствуют обломки аргиллитов, а в конглобрекциях — небольшие (до 40 см) оторженцы и валуны аргиллитов и кремневых песчаников, иногда расположенные под углом (до 45°) к поверхности наслоения. Пласты характеризуются «маятниковым» строением: наиболее крупный материал сосредото-

² Здесь и далее имеются в виду кремневые песчаники, гравелиты и алевролиты.

чен в средней их части, сменяясь вверх и вниз все более мелким; контакты с аргиллитом нечеткие (фиг. 4, 1). Аргиллиты преобладают. Песчаники распределены неравномерно, на расстоянии 1—20 м один от другого.

Главная особенность ассоциации кроме «мятниковой» стратификации — частая «загрязненность» аргиллитов кремнеобломочным материалом и присутствием аргиллитовых обломков в песчаниках.

2. Песчано-аргиллитовая с асимметрично-градационной стратификацией. Она состоит из тех же пород, что и предыдущая, но характер их чередования и строение песчаных пластов иные. В целом ассоциация наложена неравномерно, хотя различаются толщи более грубо- и более тонкослоистые.

Одни состоят из мощных (0,5—2,5 м) песчаных пластов, разделенных пачками (2,5—15 м), в которых менее мощные (2—20 см) песчаники чередуются с аргиллитами (1—50 см). Чем толще слой, тем обычно он грубее. В средне- и мелкозернистых песчаниках иногда отчетливо выражена горизонтальная слоистость, но нигде не отмечалась косая или волнистая. Контакты с аргиллитами резкие, а нижние, кроме того, и слегка неровные (фиг. 5, а, б).

Песчаные пласты, как правило, состоят из двух-трех, реже больше, слоев разного гранулометрического состава (фиг. 5, в). Обычно, хотя и не всегда, наблюдается определенный порядок в их расположении: относительно грубозернистый слой расположен внизу пласта, сменяясь сверху все более мелкозернистыми (асимметричная стратификация); границы между такими слоями резкие и внутри каждого из них нет или неясно выражено изменение гранулометрии. Это отличает стратификацию от типично градационной (*graded bedding*), и я определяю ее как «ступенчато-градационную». Иногда указанная последовательность слоев нарушается выпадением или сильной редуцией слоя какой-либо промежуточной гранулометрии, что усиливает «контрастную» или «ступенчатую» текстуру пластов. Для иллюстрации приведу несколько примеров их строения (фиг. 4, 11): а — песчаник крупнозернистый с гравием (85 см) → песчаник мелкозернистый (10 см) → алевролит (5 см) → (аргиллит); б — песчаник грубозернистый (90 см) → песчаник мелкозернистый (50 см) → (аргиллит); в — песчаник грубозернистый (30 см) → песчаник среднезернистый (10 см) → (аргиллит).

Обычно слои в пределах обнажения имеют выдержанную мощность, но изредка можно видеть, как грубые отложения (гравелито-мелкогалечные) быстро утоняются, и вышележащие слои прилегают к их наклонной поверхности.

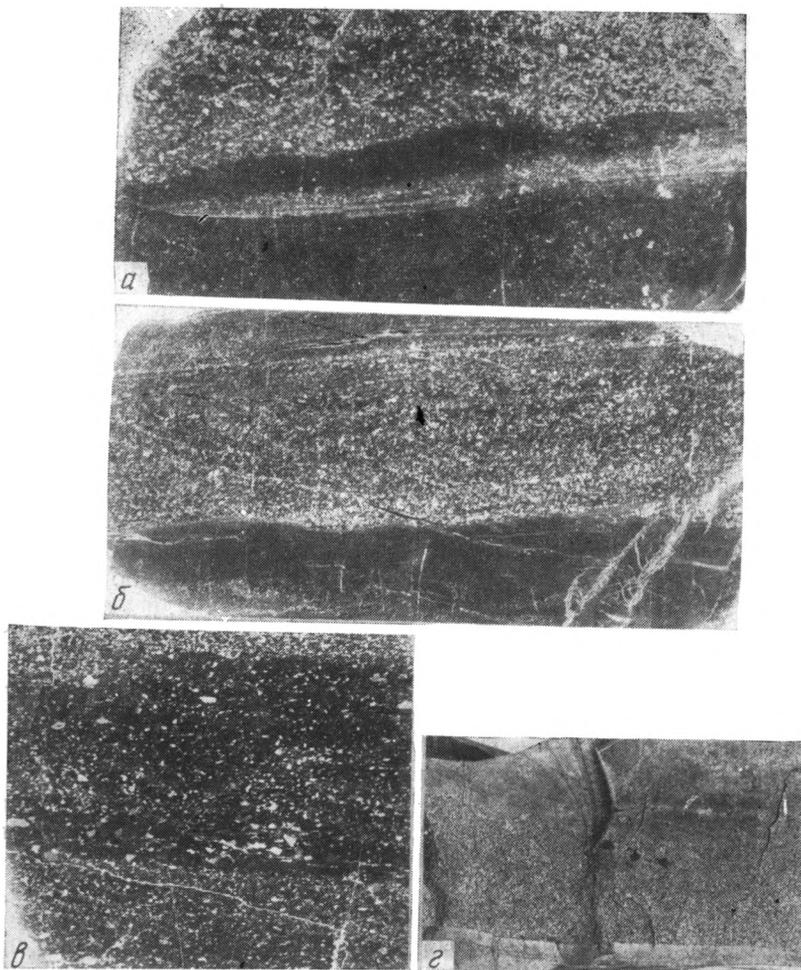
В строении толщ улавливается определенная ритмичность. Мощные песчаники образуют на некоторых уровнях скопления и разделены небольшими (0,5—2,5 м) песчано-аргиллитовыми пакетами. Выше по разрезу толщина песчаных пластов несколько уменьшается, и, главное, все возрастает мощность разделяющих пакетов (до 25 м), которые одновременно становятся все «насыщеннее» аргиллитами.

Другие толщи не содержат мощных песчаных пластов (или они единичны) и мощных аргиллитовых пакетов, т. е. характер стратификации здесь меняется не столько в результате возрастания глинистой компоненты, сколько в результате уменьшения мощности всех слоев. В одних разрезах пласты обломочных пород имеют мощность 5—20 см, редко до 40 см, а разделяющие их алевроито-аргиллитовые пакеты — 5—50 см, редко до 1—3 м; в других — толщина обломочных пород — 2—5 см, а аргиллитов — 5—10 см.

Строение песчаных пластов разнообразное. В более мощных из них наблюдается ступенчато-градационная слоистость, а менее мощные (до 10 см) имеют обычное градационное строение (фиг. 5, 2) либо представляют гранулометрически довольно однородную породу, резко контактирующую с пелитоморфной в подошве и кровле; такие слои можно

рассматривать как частный случай ступенчато-градационной стратификации.

3. Песчано-туффито-силицитовая. Она состоит из чередования кремнеобломочных (гравелиты, песчаники, алевролиты) и пелитоморфных пород. Последние обычно представляют собой смесь в разных пропорциях глинистого (существенно хлоритового), пирокластиче-



Фиг. 5. Строение песчаных пластов второй ассоциации

a — контакт песчаника с кремнисто-глинистой пелитоморфной породой, обр. 4225, силур, район г. Медногорска; *б* — ступенчато-градационное строение песчаного слоя, обр. 102/72, силур, р. Губерля; *в* — песчаный слой сложного строения, там же; *г* — песчаник с градационной слоистостью, обр. 3593, силур, р. Сухая Губерля. Везде натуральная величина

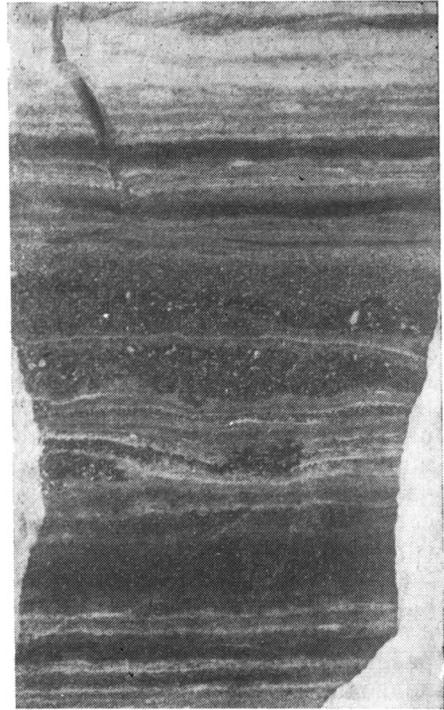
ского и кремнистого вещества. В зависимости от количества каждого из этих компонентов здесь можно выделить аргиллиты, туффиты и силициты, часто с обильными спикулами губок (спонголиты); реже встречаются тонкозернистые кристалло-витрокластические туфы.

Строение ассоциации от места к месту меняется. В одних разрезах преобладают силициты, образующие сплошные пачки (до 5—10 м), разделенные пакетами из чередования аргиллитов (или туффитов) и силицитов; в других больше аргиллитов, переслоенных силицитами (мощность слоев 2—15 см). Песчаники в подобных аргиллито-силицитовых толщах

развиты обычно в виде небольших (1—2; 25—30 см) слоев с отчетливо выраженным градационным строением. Строго определенного положения в чередовании они не занимают. Наблюдались следующие многослой (фиг. 4, III) (снизу вверх):

а — кремневый песчаник → туфо-силицит (пирокластика алевритовой размерности) → аргиллит с прослойками силицита; б — кремневый песчаник → оглиненный пепловый туф → спонголит; в — кремневый песчаник → спонголит → туффит (выпадение аргиллита). Мы видим, что кремнезем в одних случаях концентрируется над песчаником, в других над туфом или туфогенным аргиллитом; песчаный материал как бы «незакономерно выклинивается» в кремнисто-аргиллито-туффитовые отложения.

4. Песчано-силицитовая (атпайская). Чередование обломочных пород и силицитов, образующих слои в 5—10 см, редко больше (1,5—2 м). Обломочные породы представлены в основном песчаниками, реже гравелитами и конглобрекциями; в крупных обнажениях видно, что мощность слоев изменчива, и они представляют собой очень пологие линзы. Силициты серые и темно-зеленые, пелитоморфные, тонкослоистые, часто с рассеянной примесью кремневого алеврита; в небольшом количестве присутствуют радиолярии и спонгии. Контакты силицитовых и песчаных пластов резкие, но в самих силицитах часто наблюдаются тонкие (до 1 см) прослойки, линзочки и гнезда песчаника; границы их с кремнистой породой обычно осложнены очень мелкими размывами, внедрением песка в силицит и выжиманием кремнистого материала в песчаник (*flame structure*); наблюдается также облекание песчаных линзочек тонким осадком и выполнение им мельчайших внутрислоевых депрессий; несмотря на все отмеченные усложнения, в целом слоистость горизонтальная (фиг. 6).



Фиг. 6. Чередование песчаников, алевритов и силицитов Пришлифовка, Атпайский горизонт, руч. Егёнды-сай, $\times 1,7$

Ассоциация эта отличается от предыдущих отсутствием аргиллитов как самостоятельного типа пород и более сложной текстурой, отражающей неспокойные условия седиментации.

Три ассоциации (кроме атпайской) тесно связаны между собой. Первая из них распространена локально, хотя ее «элементы» — в виде песчаников с «мятниковым» строением встречаются и среди отложений второй ассоциации. Вторая и третья ассоциации во многих разрезах присутствуют совместно в виде чередующихся пачек разной мощности и образуют единый кремнеобломочно-аргиллито-силицитовый комплекс. Появление отложений третьей ассоциации связано с поступлением значительного количества тонкой пирокластики, что сопровождалось расцветом кремневых губок и формированием силицитов. В целом отмеченный комплекс латерально меняется; это выражается главным образом в большей или меньшей насыщенности разрезов относительно грубообломочными слоями. На некоторых участках, где удается проследить изме-

нение отложений в широтном направлении, наблюдается увеличение количества крупнообломочного материала к востоку.

На основании палинспастических реконструкций, проведенных С. В. Руженцевым (1972), можно считать, что в самой общей схеме комплекс формировался в зоне, располагавшейся между областью преимущественного развития эффузивов и полосой кремнистых (фтанитовых) осадков.

Четвертая ассоциация стоит особняком. Она имеет небольшую мощность (до 30 м) и залегает в основании франской фтанитоидной толщи. Местами она начинается грубой брекчией, в подошве которой встречаются крупные (до 10—15 м) отторженцы разрушенных, перетертых и перемятых фтанитовых сланцев силура. Ассоциация может рассматриваться как своеобразный моноклитический базальный горизонт.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРЕМНЕОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Возникают два до некоторой степени самостоятельных вопроса: как произошел сам кремнеобломочный материал и в каких условиях и каким способом формировались образованные им отложения.

1. Исходный обломочный материал почти целиком силицитовый, примесь других пород, в том числе местных, отсутствует или незначительна. Разрушавшиеся кремнистые породы были не только литифицированы, но часто и перекристаллизованы (с альпийскими жилками); это обращает на себя внимание в связи с тем, что разрушавшиеся породы по возрасту (в масштабе геологического времени) были близки к формировавшимся из их обломков осадкам (силурийские фтаниты часто давали начало силурийским же обломочным накоплениям). Гранулометрический спектр обломков широкий, до глыб включительно, хотя преобладают фракции не крупнее галечной. Состав материала указывает на внутрибассейновый его источник, причем это не могла быть обширная и высокая островная суша, так как при этом объем материала был бы большим и состав полимиктовым. Очевидно, в бассейне существовали кордильеры, развивавшиеся длительно и, по-видимому, неравномерно. Они могли быть подводными и надводными, представлявшими собой скалистые островные архипелаги. То обстоятельство, что в олистостромах того же кремнеобломочного комплекса присутствуют обломки и отторженцы самих кремнеобломочных пород, указывает на возникновение новых поднятий в местах, где ранее формировались кремнеобломочные отложения.

Мы видели, что последние, особенно их грубые разности, состоят из фрагментов, по форме и размеру сходных с обломками, слагающими тектонические и инъекционные брекчии. Конечно, в осадочных породах обломки обычно лучше обработаны и сортированы, а, главное, состав их разнообразнее, и среди них совместно присутствуют фрагменты, встречающиеся в разных тектонических и инъекционных брекчиях. Это позволяет предполагать генетическую связь между указанными брекчиями и осадочными кремнеобломочными породами. По-видимому, кордильеры, питавшие обломочным материалом бассейн, имели тектоническую, скорее всего, надвиговую природу, при их образовании кремнистые толщи деформировались и дробились. В раздробленные горизонты иногда проникали воды, дополнительно перемещавшие мелкий обломочный материал и отлагавшие тонкокристаллический кремнезем. Тектоническое брекчирование нельзя рассматривать как единственный процесс при формировании кремневой кластики. Несомненно, большую роль здесь могла играть и обычная абразия.

2. Из прикордильерной зоны обломочный материал разносился по значительной площади бассейна, принимая участие в образовании рассмотренных ассоциаций. В большинстве случаев мы наблюдаем сейчас осадки, относительно удаленные от источника сноса; лишь грубые несор-

тированные накопления (брекчии) и олистостромы можно считать возникшими вблизи кордильеры. Область отложения обломочного материала нельзя отнести к мелководной, шельфовой зоне. Об этом свидетельствует преобладание пелитоморфных бескарбонатных глинистых и кремнистых осадков, часто плохая окатанность обломков (фиг. 3), отсутствие остатков бентосной фауны, а также строение песчаных слоев, в которых не встречаются типичные для мелководья текстуры: косая и волнистая слоистость, знаки ряби. Очевидно, здесь господствовали сравнительно глубоководные условия и осадки обычно отлагались ниже базиса действия волн (ниже иловой линии). Косвенно об этом же свидетельствует и постепенный латеральный переход в однообразные толщи тонких глинисто-кремнистых осадков большого стратиграфического интервала.

В подобной обстановке поверхностные течения и волнения могли разносить лишь тонкий обломочный материал (алевроит), который рассеивался в илстом осадке или образовывал в нем тонкие прослойки и линзочки. Основная же масса песка и более крупные обломки, поступавшие эпизодически в разных количествах и образовавшие обособленные слои, формировались иначе.

Можно предположить, что они отлагались обычными донными течениями либо суспензионными потоками. Что касается первых, то они известны даже в глубоких частях океанов, но, как указывалось (Киепен, 1964), имеют более перманентный характер и не могут формировать небольшие слои песков, чередующиеся с пелагическими осадками. Как известно, такие слои обычно приписывают эпизодически действующим турбидным течениям. Посмотрим, можно ли рассматриваемые кремневые песчаники относить к турбидитам, или их признаки настолько отличны, что следует привлекать какой-то иной механизм для объяснения их образования.

Известно, что турбидиты обладают рядом характерных признаков (Киепен, 1964), но все они редко отмечаются в каждом пласте даже одного разреза. И чем больше изучаются современные и древние отложения этого типа, тем больше устанавливается отклонений от «классической модели», так как много факторов влияет на образование турбидита (состав исходного материала, режим потока, топография и общая батиметрия бассейна).

Наиболее обычными признаками являются: 1) асимметричное градиционное распределение материала (*graded bedding*); 2) резкая нижняя граница пластов; 3) следы знаков течения и нагрузки в их подошве; 4) тонкая горизонтальная и косая потоковая слойчатость в мелкопесчаной и алевроитовой части слоев; 5) извилистая (конволютная) слойчатость, осложняющая косую; 6) присутствие глинистой примеси. Все эти признаки (особенно градиционное строение и подошвенные знаки течений) очень характерны, но не абсолютно обязательны.

Состав и строение турбидитов меняются в зависимости от положения «на общем, фациальном профиле» бассейна: ближе к источнику материала — на склоне (в подводных каналах и каньонах) — турбидиты грубее, верхняя тонкая часть часто отсутствует и тогда они имеют резкую верхнюю границу (Киепен, 1964); в подводных веерах, формирующихся в устьях склоновых каналов, материал более мелкозернист и отложения часто слойчатые, а за пределами вееров, на плоском дне бассейна (на абиссальных равнинах), горизонтальная слойчатость уже доминирует, маскируя градиционную, хотя в нижней части пластов последняя еще проявляется. Обратимся к рассматриваемым кремневым песчаникам. Одни из них (первая ассоциация) образуют редкие мощные пласты среднелин, что указывает на эпизодический вынос довольно большого количества песка и гравия. В пластах отсутствуют текстуры течений и волнений, которые следовало бы ожидать, если бы материал отлагался придонным движением воды (волнением или течением). Вместе с тем

«маятниковое» строение пластов не характерно и для типичных турбидитов, обладающих асимметричным градационным распределением материала. Однако в формациях с турбидитами часто встречаются пласты, в которых грубый материал сосредоточен в нижней части, но не в основании; они представляют собой промежуточную разность между асимметричными «градационными» слоями и «маятниковыми» (Хворова, 1958). Очевидно, и последние являются разновидностью отложений суспензионных потоков. Гранулометрия этих отложений отражает режим потока с постепенно нарастающей и затем падающей скоростью.

Сравнительно большая мощность песчаников и грубый состав позволяют отнести их к «проксимальным турбидитам», возникшим ближе к кордильере. Здесь суспензионный поток не потерял индивидуальности, и до некоторой степени его осадки сравнимы с таковыми подводного каньона в том смысле, что отложились они на пути движения к основной области аккумуляции; это, вероятно, не были настоящие каньоны, а скорее пологие депрессии на склоне. Локальное развитие таких песчаников согласуется с предполагаемым местом на общем фациальном профиле.

Песчаники второй и третьей ассоциаций, которые в целом преобладают, входят в состав очень неравномерно стратифицированных толщ и имеют как незначительную, так и большую мощность отдельных слоев. Одни из них характеризуются прямой градационной, другие (чаще) ступенчато-градационной слоистостью, третьи имеют однородное строение и резкие параллельные границы (особенно это относится к маломощным прослоям). Внутри слоев иногда четко выражена тонкая горизонтальная слоистость (фиг. 5, 6).

Песчаники эти резко отличаются структурой, текстурой и строением пластов от флишевых песчаников, принимаемых обычно за образец ископаемых турбидитов. Флишевые песчаники содержат глинистую примесь, тогда как в наших ее нет, они всегда «бесцементны». Мы нигде не встречали характерные для флиша подошвенные знаки течений, редки и неясно выражены слепки нагрузки, отсутствует косая и извилистая слоистость. Нижние контакты обычно резкие и слегка неровные, при этом иногда нижние слои выклиниваются на возвышениях (фиг. 5, 6); иначе говоря, мы наблюдаем здесь следы размыва и заполнения. Подобные контакты свидетельствуют о течениях, но более медленных, чем те, следы которых в виде многочисленных рельефных желобков и борозд наблюдаются в основании флишевых турбидитов.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что песчаные слои, встречаемые среди пелагических осадков современных глубоководных бассейнов, тоже далеко не всегда обладают признаками флишевых турбидитов.

Так, во впадине западной части Средиземного моря (Bartolini а. о., 1972) среди гемипелагических илов встречены слои песков и алевроитов, в которых нет ни лоточковой, ни извилистой слоистости, не всегда наблюдается градационное распределение материала и резко выражены не только нижняя, но и верхняя граница. Есть указания, что песчаники иногда состоят из двух слоев: нижнего более грубозернистого и верхнего мелкозернистого, разделенных резкой поверхностью; такое строение сходно со ступенчато-градационным.

Интересные данные получены в северо-западной части Северной Атлантики (Hubert, 1964). Здесь среди глубоководных отложений присутствуют пески и алевроиты в виде слоев толщиной от долей миллиметра до нескольких метров; среди них преобладают мелкозернистые, но довольно много средне- и крупнозернистых, вплоть до гравийных. Нет значимой корреляции между мощностью слоев и глубиной воды. Характерно, что пески содержат незначительное количество глины (обычно менее 5%). Верхняя и нижняя границы, как правило, резкие; подошвенные знаки не встречены. Около 40—50% слоев, относящихся к конти-

ментальному поднятию и абиссальной равнине, имеют градационное строение, но часто оно отсутствует; 25—35% слоев обладают горизонтально- или косослойчатой текстурой, отмечаемой в пределах всего слоя, а не только в верхней его части, как это характерно для флиша. Многие колонки, взятые в пределах континентального склона, содержат тонкие прерывистые линзочки песка и алевролита. Есть основание считать, что глубоководные пески в пределах подводных вееров имеют удлиненную линзоидную форму, а не сплошь покрывают большие площади.

Нетрудно заметить сходство рассматриваемых кремневых песчаников с глубоководными песками. От песков Северной Атлантики наши отличаются, если не принимать во внимание состав обломков, лишь отсутствием косослоистых разностей. Особенно обращает на себя внимание преобладание в Атлантике песков с незначительным содержанием глины, что объясняют характером исходного шельфового материала, очищенного от глинистых частиц.

Как правило, все глубоководные пески, в том числе и упомянутые, относят к турбидитам — отложениям суспензионных потоков. Однако сейчас появились некоторые сомнения по поводу того, что это единственный механизм перемещения мелководного обломочного материала в глубокую часть бассейнов. Есть предположения, что донные течения могут играть здесь большую роль (Hubert, 1964). Предположение это появилось в связи с установлением на больших глубинах донных течений такой скорости, при которой они способны перемещать песчаный материал и размывать донные осадки. Привлекая такой механизм для формирования глубоководных песков, мы сталкиваемся с одним затруднением: как объяснить эпизодичность отложения песков, имея в виду, что глубоководные донные течения, при которых в движение вовлечены большие массы воды, должны быть длительно существующими. Вероятно, такое затруднение будет устранено, если допустить, что в образовании глубоководных песков иногда «работают» оба механизма: осадки, отложенные суспензионными потоками, перерабатываются затем донными течениями, перемещающими материал уже не во взвеси, а волочением.

Возвращаясь к вопросу об условиях формирования интересующих нас кремневых песчаников, следует отметить, что особенно обращает на себя внимание их структура: полное отсутствие пелитовой составляющей. Это объясняется в данном случае особенностями исходного материала. Как правило, песчаный материал, слагающий турбидитные формации (особенно флишевые), поступает из того же источника, что и глинистый. В нашем случае кордильера давала только обломочный материал, пелитовый же (глина, кремнезем) представлял собой обычный пелагический осадок, в значительной мере «обезличенный» оторванный от своего источника. Возникавшие потоки изначально не содержали пелитовой фракции, и, следовательно, они не были настоящими мутьевыми потоками высокой плотности, т. е. именно теми, которые способны быстро перемещать значительные массы обломочного материала на большие расстояния. Имея это в виду, можно предполагать, что кремнеобломочный материал эпизодически выносился из прикордильерной зоны или с подводных возвышенностей потоками низкой плотности («песчаные потоки»), а затем разносился и сортировался обычными донными течениями.

Формирование обломочных пород четвертой (атпайской) ассоциации, судя по их структуре и текстуре, близко к формированию рассмотренных отложений, хотя здесь четче проявляются следы «неспокойной седиментации». Выражается это в очень неровных мелковолнистых границах даже тонкозернистых алевролитовых слоев (фиг. 6), линзовидном и гнездовидном накоплении материала, появлении текстур взмучивания. Возможно, это связано с обмелением бассейна и влиянием волно-

вых движений на седиментацию, но не исключены и тектонические причины. Аппайская ассоциация, с одной стороны, относится к базальному горизонту, начинающему новый цикл развития геосинклинального бассейна, с другой — ею заканчивается формирование монолитических кремнеобломочных пород. Уже говорилось, что в основании аппайского горизонта местами наблюдаются очень крупные отторженцы перетертых силурийских фтанитов и сланцев, представляющих остатки разрушенной тектонической пластины. Можно считать, что последняя возникла в результате конечного, наиболее сильного акта сжатия, начало которого относится к моменту появления силурийских «кремневых кордильер».

Итак, в палеозое Уральской геосинклинали, на сравнительно ранних этапах ее развития, широкое значение имело образование своеобразных кремнеобломочных отложений, питавшихся местным, бассейновым материалом. Последний происходил от разрушения конседиментационных тектонических поднятий, формирование которых протекало с нарастающей интенсивностью на протяжении достаточно длительного отрезка времени. Именно особенности тектонического развития обусловили здесь необычный состав обломочных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Корень Т. Н., Петровский А. Д.* Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала.— Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1967, т. 144.
- Покровский Ю. В.* Об эксплозивных кремнистых брекчиях среди палеозойских отложений Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Руженцев С. В.* Основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5.
- Руженцев С. В., Хворова И. В.* Среднепалеозойские олистостромы Сакмарской зоны Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Хворова И. В.* О происхождении флиша.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, № 5.
- Bartolini C., Genin C., Stanley D. T.* Morphology and recent sediments of the western Alboran basin in the Mediterranean sea. *Marin Geol.*, 1972, v. 13, No. 3.
- Hubert J. F.* Textural evidence for deposition of many western north Atlantic deep-sea sands by ocean-bottom currents rather than turbidity currents. *J. Geol.*, 1964, v. 72, No. 6.
- Kuener Ph. H.* Deep-sea sands and ancient turbidites. *Turbidites. Development in sedimentology*, 1964.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
8.V.1973

УДК 553.492(574)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГАЛЕК ИЗ БОКСИТОВ АРКАЛЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КАЗАХСТАН)

В. Н. ЛАВРЕНЧУК, Г. В. ЩИРОВСКИЙ, М. М. ГОЛЬДШМИДТ

Состав галек до и после обработки их растворами HCl и KOH определенной нормальности изучался методами химического, термического и дифрактометрического анализов, а также иммерсионной микроскопии. Установлено, что из минералов глинозема в гальках присутствуют лишь корунд и гиббсит. Весь кремнезем находится в форме кварца.

Бобовины из каменных (конгломератовидных) бокситов давно и заслуженно привлекают внимание исследователей. В одних случаях химический и минералогический составы бобовин не отличаются от состава цемента, в других — резко разнятся. Впервые этому важному факту дали правильную геологическую оценку А. К. Гладковский и А. К. Шарова (1953), доказавшие, что бобовины — это гальки и попали в бокситы из коры выветривания в готовом виде, а не образовались в стадию диагенеза бокситового осадка¹. В дальнейшем вместо термина «бобовины» будем употреблять термин «гальки», а боксит, в котором гальки имеют разную величину (от мелких до крупных), именовать конгломератовидным.

Еще в середине 30-х годов нашего века было замечено, что величина потери при прокаливании, принимаемая за воду, недостаточна в гальках для увязки свободного глинозема в тригидроокись. Особенно ясно это обнаружилось при рассмотрении анализов конгломератовидных бокситов из района станции Танкерыс (около Целинограда), выполненных по заданию Д. Д. Пономарева в 1943 г. В двух пробах этих бокситов определено 52—61% Al_2O_3 и 13—18% п. п. п. В 1949 г. К. Ф. Терентьева (1949) установила в танкерыских бокситах корунд. Впервые было доказано, что ассоциация корунд — гиббсит не является запрещенной для неметаморфизованных мезозойско-кайнозойских бокситов. В последующие годы вопрос о составе галек из конгломератовидных бокситов продолжал интересовать многих специалистов.

В 1953 г. А. К. Гладковский и А. К. Шарова указали на присутствие в гальках мутабильных гидроокисей алюминия, а также осадочных минералов железа: магнетита и маггемита.

С критикой представлений о мутабилитах глинозема выступили К. Ф. Терентьева и др. (1961). После разделения бокситов из Аркалыкского и других месторождений на различные фракции К. Ф. Терентьева с соавторами методом рентгеноструктурного и иммерсионного анализов нашли, что фракция удельного веса $>2,8$ содержат корунд, гиббсит и гематит, иногда кварц, фракции удельного веса 2,6—2,8 представлены гиббситом с незначительной примесью корунда, фракции удельного ве-

¹ Редакция не разделяет этого мнения авторов. В боксите наряду с гальками встречаются и диагенетические конкреции боксита.

са $< 2,6$ состоят в основном из гиббсита и «кроме гиббсита и корунда никаких иных минералов гидрата окислов алюминия (бемита или диаспора) не наблюдается» (там же, стр. 110).

Не все выводы К. Ф. Терентьевой с сотрудниками достаточно обоснованы. В частности, вызывает сомнение их указание на присутствие корунда в глиноподобных бокситах и немагнитном цементе каменистых бокситов. По нашим пересчетам данных К. Ф. Терентьевой и др. (табл. 4, стр. 111), следует, что в глиноподобном боксите содержится, %: каолинита — 52, гиббсита — 33, корунда — 11. При этом баланс корунда следующий: во фракции, удельного веса $> 2,85$ его лишь 10%, тогда как во фракции с удельным весом $< 2,85$ его 90% — явная неувязка. Это же относится и к кварцу, который почему-то концентрируется в тяжелых фракциях, получаемых при разделении вещества бокситов в жидкости Туле или бромформе. По существу ничего не сказали эти авторы и о железистых минералах, которые ассоциируют с корундом.

Образование высокодисперсного корунда не могло происходить, по К. Ф. Терентьевой и др., за счет обычного старения первичного сложного геля при обычной температуре и давлении. Допуская подобную версию, следует ожидать более широкого распространения корунда, «а также одновременного присутствия моногидратов глинозема — бемита и диаспора как промежуточных продуктов этого процесса» (там же, стр. 115).

В более поздних работах А. К. Гладковский и др. (Гладковский, Шарова, 1962; Гладковский и др., 1964) пришли к выводу, что маловодные гидроокислы глинозема (мутабилиты) — не что иное, как смесь бемита, диаспора и корунда, т. е. опять-таки вступили в противоречие с выводами К. Ф. Терентьевой и др. Но если А. К. Гладковский видит в этих минералах доказательства правильности гидратационной гипотезы, согласно которой глиноземные минералы в бокситах изменяются в последовательности корунд \rightarrow диаспор \rightarrow бемит \rightarrow гиббсит, то К. Ф. Терентьевой они нужны для доказательства дегидратационной гипотезы, т. е. изменения глиноземных минералов в условиях эпигенеза или метаморфизма по схеме: гиббсит \rightarrow бемит \rightarrow диаспор \rightarrow корунд. На диаспоре и бемите, таким образом, скрестились пути сторонников двух научных направлений.

Идентификация линий рентгенограмм, приводимых К. Ф. Терентьевой и др., показывает, что фракции разного удельного веса ($> 3,2$ и $3,2 - 2,85$) состоят из корунда. Других глиноземных минералов, в том числе гиббсита, нет. Только корунд устанавливается и на рентгенограмме вещества, которое определяется А. К. Гладковским и А. К. Шаровой (1953) как «маловодные гидраты глинозема». Многоводные гидраты глинозема этих же авторов представляют чистый гиббсит. Не совсем четко расшифровывается рентгенограмма немагнитной фракции удельного веса $< 2,6$, приводимая К. Ф. Терентьевой и др. Однако и здесь, очевидно, присутствуют лишь гиббсит и кварц с незначительной примесью корунда. Условия съемки у А. К. Гладковского с А. К. Шаровой и К. Ф. Терентьевой с сотрудниками аналогичны. Применялись дебаевские камеры РКД и железное неотфильтрованное излучение. Разной была только экспозиция.

В более поздней работе А. К. Гладковского и др. (1964) приводится расшифровка рентгенограмм природного вещества сложных бобовин Аркалыкского месторождения. Некоторые линии на рентгенограммах показаны как диаспоровые или бемитовые. Действительно, некоторые линии условно можно отнести к моногидроокислам глинозема, но для уверенной интерпретации этих минералов не хватает многих данных. Определение бемита проведено фактически по линии с $d = 6,15 - 6,30$ кХ весьма слабой интенсивности (1—2). Другие линии, относимые к бемиту, совпадают с линиями гиббсита или смеси гиббсита и корун-

Исследование бокситов

№ пробы	Обработка	Растворение, %
1-А	Без обработки	0
5	10-дневная 2N раствором HCl	10
6	» 4N » »	15
7	» 8N » »	50
8	» концентрированной HCl	55
9	» 2N раствором KOH	10
10	» 4N » »	15
11	» 8N » »	35
23	20-дневная концентрированной HCl	Н. о.
23-Т	Получена тяжелая фракция из пробы 23	-
23-Л	Получена легкая фракция из пробы 23	-

да. При наличии в исследованных пробах бемита наряду с указанной линией должны быть линии с $d=2,34; 1,85; 1,306$ кХ, имеющие большую интенсивность. Но они, как и многие другие линии, характерные для бемита, отсутствуют. Аналогичное замечание относится и к определению диаспора. Ряд характерных для диаспора линий с межплоскостным расстоянием 4,71; 2,31; 2,07 кХ отсутствует, а приводимые линии с $d=2,13; 1,69; 1,48$ кХ совпадают с линиями гиббсита. Определение моногидроокислов глинозема в каждой из трех рентгенограмм дается А. К. Гладковским с сотрудниками в неповторяющемся наборе линий, что говорит об условности присутствия искоемых минералов. На похожих рентгенограммах линия с $d=2,545$ кХ относится то к корунду, то к диаспору и корунду. Такой прием диагностики представляется нам искусственным.

С целью разрешения спорного вопроса о наборе глиноземных минералов в гальках из бокситов Аркалыкского месторождения мы заново изучили их комплексом методов: химическим, термическим, дифрактометрическим и иммерсионной микроскопии. Все виды анализов выполнены в Центральной лаборатории геологического управления (г. Караганда): химический — Т. П. Тиньковой, термический — П. О. Миллером, дифрактометрический и минералогический — авторами статьи.

Плотные невыветрелые гальки, размером до 4 см в диаметре, от темно-бурого до черного цветов, простого и сложного строения были раздроблены и истерты до размера $<0,25$ мм. Вес исходной пробы в порошке составил 0,9 кг. Путем квартования проба была разделена на части по 40 г. Каждая из таких частей обрабатывалась раствором кислоты (HCl) или щелочи (KOH) в количестве 400 мл разной нормальности в течение 240 час. при комнатной температуре (табл. 1). Одна проба (№ 23) выдержана в концентрированной HCl 480 час., после чего разделена в бромформе на тяжелую (удельный вес $>2,8$) и легкую (удельный вес $<2,8$) фракции. Предварительно из нее были удалены наиболее тонкие частицы путем отмывки их в воде.

Из табл. 2 следует, что с повышением крепости растворов происходит значительное уменьшение потери при прокаливании, принимаемой за воду, т. е. растворяется гиббсит и накапливается корунд. На кривых ДТА заметно уменьшаются эндоэффекты гиббсита при $t=310-330^{\circ}$ С, а кривые потери веса выполаживаются. После гиббситового спада линия потери веса представляет прямую, указывая на отсутствие моногидроокислов алюминия. Нет в наших пробах и каолинита. Весь кремнезем падает на кварц. Этот минерал составляет основную массу легкой фракции, полученной из пробы № 23 после 20-дневной выдержки ее в концентрированной HCl. Другую часть легкой фракции составляют пластинчатые кристаллики гиббсита. Этот же минерал в тонко-

Химический состав галек из бокситов Аркалыкского месторождения до и после обработки HCl и KOH, вес. %

№ проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	П. п. п.	№ проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	П. п. п.
1-А	4,32	58,16	18,24	1,30	15,64	8	9,98	70,61	6,62	0,43	8,32
5	5,80	60,06	16,19	0,68	15,20	9	4,24	58,16	19,44	1,22	14,28
6	5,46	63,00	13,61	0,68	14,90	10	4,26	56,99	22,20	1,33	12,84
7	8,66	69,00	9,37	0,53	9,44	11	5,94	54,50	26,52	1,58	7,98

Примечание. Здесь и в табл. 3 и 4 номера проб в соответствии с табл. 1.

дисперсном виде находится в бурой (ожелезненной) неполяризующей агрегативной массе с показателем преломления 1,600—1,610. В виде единичных знаков встречается корунд. В тяжелой фракции на первом месте стоит корунд, затем гиббсит и кварц. Под микроскопом видно, что окислы железа импрегнируют глиноземные минералы и не полностью отделяются от них даже при длительной обработке проб в крепкой HCl.

Наибольшее внимание мы уделили рентгеноструктурному методу исследования. Со всех проб, показанных в табл. 1, были сняты дифрактометрические кривые. Одновременно изучены разнообразные природные продукты, в которых глиноземные минералы выступают или в смеси, или самостоятельно: ноздреватый корунд из Семиз-Бугу (Казахстан), диаспоровый, бемитовый и диаспор-бемитовый бокситы из Северного Урала, бемит-гиббитовый боксит из Ганта (Венгрия) и два образца боксита из месторождения Аркалыкского (Казахстан) с содержанием гиббсита 85—95%.

Рентгенограммы с указанных образцов, обстоятельно изученных А. К. Гладковским и В. Н. Лавренчуком минералогически, а также проанализированных химически, были использованы в качестве вспомогательных при расшифровке вещественного состава галек. Съемка велась на дифрактометре УРС-50 ИМ с использованием рентгеновской трубки БСВ-6 с железным антикатодом в пределах углов $\theta=2-45^\circ$, сила тока 10 ма, напряжение 30 кв. Анализ проводился по методу порошка с регистрацией дифракционных максимумов счетчиком МСТР-4 при скорости вращения счетчика 2° в минуту. Ширина ограничивающей щели была 0,5 мм, приемной щели — 0,25 мм. Постоянная времени — III. Скорость протяжки диаграммной бумаги — 600 мм/час. Интенсивность линий оценивалась путем промеров их миллиметровой линейкой с переводом полученных значений в 10-балльную шкалу. При расшифровке рентгенограмм использованы данные из работ В. И. Михеева (1957) и Х. П. Руксби (1965). Одновременно проводилось сравнение эффектов наложения линий с близкими величинами межплоскостных расстояний у минералов галек и минералов специально изученных проб.

Рентгенограммы синтетического и природного гиббситов из справочника В. И. Михеева несколько разнятся между собой, особенно в части интересующих нас линий с $d=3,31-3,35$ Å. Кроме гиббсита, линия с величиной $d=3,35$ Å может принадлежать кварцу. Сняв дифрактограммы из образцов с содержанием гиббсита 85—95%, мы убедились, что у гиббсита имеются две линии с весьма близкими величинами $d=3,35$ и $3,31$ Å, с интенсивностью 1,5—2,5. На рентгенограмме синтетического гиббсита у В. И. Михеева дается лишь линия с $d=3,317$ Å и интенсивностью 2, а на рентгенограмме природного гиббсита только линия с $d=3,35$ Å и интенсивностью 6. Полученные нами данные для гиббсита совпадают с данными у Х. П. Руксби и свидетельствуют о том, что усиление интенсивности линий с $d=3,35$ Å до 6 вызывается присутствием

вующим в пробе кварцем, который другими методами исследования часто пропускается.

В образце каменистого желтовато-розового тонкообломочного бемит-гиббситового боксита из Ганта (Венгрия) мы установили гетит, подтвердив результаты Д. Бардоши (Bardossy, 1961). Присутствие гидроокислов железа наряду с гидроокислами алюминия делает невозможным однозначное заключение о количестве минералов на основании пересчета химических анализов. К бокситам Аркалыкского месторождения сказанное не относится, так как гидроокислы железа у них не установлены. Однако пересчет химических анализов на минералогический состав и здесь связан с определенной трудностью: необходимостью определения свободной и связанной кремнекислот рентгеноструктурным или каким-либо другим методом анализа.

Совпадение линий разных минералов, особенно на дебаеграммах, сильно затрудняет идентификацию. Только этим мы объясняем недостаточную убедительность данных А. К. Гладковского с сотрудниками о наличии в мезозойско-кайнозойских бокситах СССР диаспора и бемита.

Изученные нами гальки из конгломератовидных бокситов Аркалыкского месторождения относятся к полиминеральным образованиям с весьма малыми размерами кристаллитов. На дифрактограммах таких смесей многие линии имеют слабую интенсивность. По 10-балльной шкале она будет оцениваться величиной < 1 . Мы используем и эту градацию интенсивности линий, понимая под величиной < 1 интенсивность по 100-балльной шкале 5—10. Линии с интенсивностью < 5 по 100-балльной шкале нами в расчет не принимались. Линия гиббсита с $d = 4,82 \text{ \AA}$ исходной пробы (табл. 3, проба № 1-А) принята за эталонную с интенсивностью 10 (высота пика — 140 мм). По отношению к ней оценивается интенсивность всех остальных линий и этой пробы и обработанных кислотой и щелочью. Такая интерпретация позволяет проследить усиление одних линий и ослабление других до полного исчезновения некоторых линий.

Как показывает расшифровка дифрактограмм (табл. 3), в гальках присутствуют (в порядке убывания) гиббсит, корунд, гематит, кварц. При обработке материала HCl гематит и в значительной мере гиббсит растворяются, их содержание в нерастворимом остатке падает, а корунд и кварца — повышается. Максимум растворения глиноземных и железистых минералов приходится на пробы, обработанные концентрированной HCl. Однако, как это следует из табл. 2, даже в пробе № 8 содержание окисного железа довольно высокое: 7 против 20% в исходной пробе. Более длительное выдерживание пробы в HCl приводит к почти полному растворению гиббсита (табл. 3, проба № 23), т. е. существенному изменению количественного соотношения глиноземных минералов. В щелочных растворах окисное железо остается неизменным, содержание его относительно возрастает. И здесь происходит заметное растворение гиббсита (табл. 2).

Характеризуя маловыветрелые бокситы Аркалыкского месторождения, А. К. Гладковский и др. (1964) пишут, что содержание корунда, диаспора и бемита в них 20—50%. При обесцвечивании бокситов в HCl все эти минералы растворяются слабо и относительно накапливаются. Однако ни на одной из дифрактограмм, полученных нами с вещества галек с весьма низким отношением молекулярного количества воды к молекулярному количеству глинозема (до 0,7, против 3,0 в теоретическом гиббсите), линий диаспора и бемита нет. Линии этих минералов никак не могли быть пропущены при расшифровке, в равной мере и приписаны какому-либо третьему минералу. Наши материалы с очевидностью свидетельствуют, что в гальках, а следовательно и в свежих маловыветрелых бокситах, из минералов глинозема присутствуют лишь

Рентгеновская дифракционная характеристика вещества галек

Таблица 3

Исходная проба			Пробы, обработанные HCl											
i = A			5			6			7			8		
l	d	минерал	l	d	минерал	l	d	минерал	l	d	минерал	l	d	минерал
2,5	(5,31)		2	(5,32)		2	(5,31)		1,5	(5,32)		3	4,82	Гиббсит
10	4,82	Гиббсит	7,5	4,82	Гиббсит	6,5	4,84	Гиббсит	3,5	4,84	Гиббсит	< 1	4,37	»
2,5	4,36	»	3	4,37	»	3	4,39	»	< 1	(4,68)		1	4,24	Кварц
< 1	4,21	Кварц	< 1	4,18	Кварц	1	4,24	Кварц	1	4,37	Гиббсит	2	(3,67)	
1,5	3,67	Гематит, кварц (β)	1,5	3,67	Гематит, кварц (β)	1	3,68	Гематит, кварц (β)	1,5	4,24	Кварц	2	3,49	Корунд
< 1	3,49	Корунд	1,5	3,50	Корунд	1	3,49	Корунд	1	3,67	Кварц (β), гематит	5	3,33	Кварц
3	3,33	Кварц	2,5	3,34	Кварц	4	3,34	Кварц	2	3,49	Корунд	1	(2,819)	
1,5	2,678	Гематит	2	2,691	Гематит	1,5	2,691	Гематит	4	3,34	Кварц	3	2,553	Корунд
< 1	2,545	Корунд	1	2,558	Корунд	1	2,553	Корунд	< 1	(2,816)		< 1	2,454	Кварц
1	2,510	Гематит	1,5	2,510	Гематит	1	2,510	Гематит	< 2	2,558	Корунд	< 2	2,381	Корунд
< 1	2,449	Гиббсит, кварц	1,5	2,454	Гиббсит, кварц	< 1	2,449	Гиббсит, кварц	< 1	2,454	Гиббсит, кварц	< 1	(2,292)	
1,5	2,386	Корунд, гиббсит	2	2,386	Корунд, гиббсит	2	2,386	Корунд, гиббсит	1,5	2,386	Корунд, гиббсит	< 1	2,119	Кварц
1	2,084	Корунд	< 1	(2,293)		2	2,087	Корунд	< 1	(2,309)		3,5	2,091	Корунд
< 1	1,746	»	1,5	2,091	Корунд	< 1	1,990	Гиббсит	2,5	2,087	Корунд	1	(1,769)	
< 1	1,689	Гематит, гиббсит	< 1	1,995	Гиббсит	1	1,746	Корунд	< 1	1,920	Гиббсит	1,5	1,741	Корунд
1	1,602	Корунд	< 1	1,818	Кварц	< 1	1,685	Гематит, гиббсит	1	1,815	Кварц	3	1,606	»
< 1	1,479	Гематит	1	1,743	Корунд	< 1,5	1,604	Корунд	< 1	(1,769)		1		
< 1	1,402	Корунд	1	1,685	Гематит, гиббсит	< 1	1,455	Гиббсит	1	1,746	Корунд	1	(1,516)	
< 1	1,375	Корунд, кварц	1,5	1,604	Корунд	< 1	1,382	Кварц	< 1	1,685	Гематит, гиббсит	1,5	1,410	Корунд
			< 1	1,456	Гиббсит	< 1	1,375	Корунд, кварц	2	1,602	Корунд	1,5	1,381	Кварц
			< 1	1,404	Корунд				< 1	(1,516)		2	1,377	Корунд, кварц
			1	1,380	Кварц				1	1,406	Корунд			
			1	1,375	Корунд, кварц				1	1,380	Кварц			
									1,5	1,376	Корунд, кварц			

									Пробы, обработанные КОН								
23			23-Г			23-Л			9			10			11		
l	d	минерал	l	d	минерал	l	d	минерал	l	d	минерал	l	d	минерал	l	d	минерал
2,5	4,84	Гиббсит	< 1	(3,67)		2	(5,31)		2	(5,29)		1,5	(5,29)		2	(5,29)	
< 1	4,37	»	2	3,47	Корунд	7	4,82	Губбсит	8	4,80	Гиббсит	7,5	4,80	Гиббсит	7,5	4,80	Гиббсит
1,5	4,24	Кварц	1,5	3,33	Кварц	1,5	(4,68)		2,5	4,35	»	2,5	4,34	»	< 1	4,35	»
< 1	(3,87)		1	(1,812)		5,5	4,24	Кварц	1	4,21	Кварц	< 1	4,24	Кварц	< 1	4,29	»
1	(3,68)		3	2,547	Корунд	8	(3,66)		1,5	3,67	Гематит, кварц (β)	< 1	3,67	Гематит, кварц (β)	< 1	4,23	Кварц
2,5	3,50	Корунд	2	2,386	»	1	3,49	Корунд	1	3,50	Корунд	1	3,50	Корунд	1	3,66	Гематит, кварц (β)
5	3,34	Кварц	1	(2,301)		13,5	3,33	Кварц	4	3,33	Кварц	4	3,33	Кварц	1,5	3,50	Корунд
< 1	(2,805)		4	2,087	Корунд	1	(2,707)		< 1	(2,945)		< 1	(2,945)		3	3,33	Кварц
3	2,553	Корунд	< 1	(1,764)		< 1	2,547	Корунд	1,5	2,685	Гематит	< 1,5	2,685	Гематит	< 1	(2,945)	
4	2,454	Кварц	1,5	1,741	Корунд	< 1	(2,510)		1	2,553	Корунд	1	2,547	Корунд	2,5	2,685	Гематит
1,5	2,386	Корунд	3,5	1,604	»	3	2,449	Кварц	2	2,510	Гематит	2	2,510	Гематит	1	2,553	Корунд
< 1	(2,301)		1	(1,520)		< 1	2,377	Корунд	< 1	2,449	Гиббсит, кварц	2	2,381	Корунд, гиббсит	3	2,510	Гематит
1	2,279	Кварц	1	1,408	Корунд	< 1	(2,345)		1	2,381	Корунд, гиббсит	< 1	2,301	Кварц	< 1	2,454	Гиббсит, кварц
< 1	2,126	»	2	1,378	»	2	2,275	Кварц	< 1	2,301	Кварц	< 1	2,198	Гематит	< 1	2,419	Гиббсит
3,5	2,087	Корунд				2	2,234	»	< 1	2,198	Гематит	2	2,087	Корунд	1	2,381	Корунд, гиббсит
< 1	(2,002)					2,5	2,123	»	1,5	2,084	Корунд	< 1	2,046	Гиббсит	< 1	2,194	Гематит
2	1,818	Кварц				< 1	2,090	Корунд	< 1	2,046	Гиббсит	1	1,992	»	2,5	2,087	Корунд
< 1	(1,769)					1,5	(2,004)		< 1	1,992	»	< 1	1,836	Гематит	< 1	2,050	Гиббсит
1	1,745	Корунд				1,5	1,979	Кварц	< 1	(1,750)		< 1	1,815	Кварц	< 1	1,992	»
3	1,604	»				4	1,818	»	1,5	1,687	Гематит, гиббсит	1	(1,748)		< 1	(1,859)	
1	(1,516)					1	(1,699)		2	1,604	Корунд	1	1,689	Гематит, гиббсит	< 1	1,836	Гематит
1	1,407	Корунд				1	1,672	Кварц	< 1	1,482	Гематит	2	1,604	Корунд	< 1	1,815	Кварц
1,5	1,382	Кварц				< 1	1,660	»	< 1	1,453	»	< 1	1,482	Гематит	< 1	(1,748)	
2,5	1,377	Корунд, кварц				1	1,602	Корунд	< 1	1,410	Корунд	< 1	1,453	»	1,5	1,689	Гематит
						3,5	1,542	Кварц	1	1,377	Корунд, кварц	< 1	1,410	Корунд	2	1,602	Корунд
						1.	(1,524)					1	1,377	Корунд, кварц	< 1	1,482	Гематит
						< 1	(1,516)										
						1	1,453	Кварц							< 1	1,453	»
						3	1,383	»							< 1	1,410	Корунд
						2,5	1,375	Кварц, корунд							1	1,383	Кварц
															1,5	1,378	Корунд, кварц

Содержание корунда и гиббсита в гальках до и после обработки их HCl и KOH

№ пробы	Al ₂ O ₃		П. п. п. (H ₂ O)		Минералы, %		м. к. H ₂ O м. к. Al ₂ O ₃
	%	м. к.*	%	м. к.	корунд	гиббит	
1-А	58,46	570	15,64	868	29	45	1,5
5	60,06	588	15,20	843	31	44	1,4
6	63,00	617	14,90	827	35	43	1,3
7	69,00	676	9,44	524	51	27	0,8
8	70,61	692	8,32	461	55	24	0,7
9	58,46	570	14,28	792	31	41	1,4
10	56,99	553	12,84	713	33	37	1,3
11	54,50	534	7,98	443	39	23	0,8

* М. к. — молекулярное количество, умноженное на 1000.

корунд и гиббит. По нашему мнению, оба эти минерала — естественные продукты раскристаллизации первичного геля глинозема, причем безводный глинозем образуется из мелко окристаллизованного гиббсита, не устойчивого при дегидратации. Хорошо окристаллизованный гиббит устойчив и сосуществует с корундом, который при гидратационном выветривании переходит в яснокристаллический гиббит. Понятно, что обе разновидности гиббсита между собой тесно связаны, так как укрупнение кристаллитов — закономерный процесс в жизни боксита.

Вывод де Дж. Х. Бура и др. (Boer de a. o., 1954) о непосредственном переходе слабо окристаллизованного гиббсита в безводный глинозем при нагревании выше температуры разложения (>150°С) должен быть скорректирован в сторону более низких температур, наблюдаемых в поверхностных условиях земной коры (<100°С). По существу к такому же выводу пришли и А. К. Гладковский с И. Н. Ушатинским (1964): «...в естественных условиях корунд, возможно, образуется непосредственно из гиббсита, минуя моногидратную стадию... Последние работы по нагреванию гиббсита на воздухе дают основание для такого предположения» (стр. 29).

Сказанное выше о составе галек из конгломератовидных бокситов Аркалыкского месторождения позволяет сделать обоснованный пересчет химических анализов на минералогический состав (табл. 4) и провести сравнение дифрактограмм проб с разными содержаниями корунда и гиббсита. Сравнение показывает, что линии корунда в исходной пробе с 29% содержания этого минерала фиксируются слабыми пиками. При содержаниях корунда до 10—15% линии этого минерала могут быть, вообще, пропущены, особенно если учесть более низкую отражательную способность кристаллической решетки корунда по сравнению с таковой у гиббсита. В пробах, обработанных растворами кислоты или щелочи, линии корунда выступают совершенно отчетливо. Но в этом случае количественное соотношение минералов нарушается, и при длительной «варке» проб гиббит из них может полностью исчезнуть. При использовании HCl удаляются и окисные минералы железа. С целью определения в пробах количественного соотношения минералов свободного глинозема HCl не пригодна, однако в лабораторной практике она незаменима для быстрого установления минералогии бокситов.

ВЫВОДЫ

1. Из минералов свободного глинозема в гальках бокситов Аркалыкского месторождения присутствуют лишь корунд и гиббит.
2. Весь кремнезем в гальках находится в форме кварца. При микроскопических исследованиях бокситов невысокие содержания кварца

(<5%), вероятно, пропускаются. Самый надежный метод обнаружения этого минерала в бокситах — рентгеноструктурный анализ.

3. НС1 непригодна для обработки литологических проб с кремневым модулем меньше бокситового для обнаружения в этих пробах трехгидроокисного глинозема.

ЛИТЕРАТУРА

- Гладковский А. К., Ушатинский И. Н.* О минеральном составе главнейших бокситовых месторождений мира, происхождении и изменении глиноземных минералов и бокситов.— Тр. Ин-та геол. УФ АН СССР. Свердловск, 1964, вып. 64.
- Гладковский А. К., Шарова А. К.* К вопросу о минералогическом составе нижнемеловых бокситов СССР.— Докл. АН СССР, 1953, т. 89, № 1.
- Гладковский А. К., Шарова А. К.* Закономерности состава и формирования бокситовых месторождений на Урале и в Тургайской равнине.— Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР. Свердловск, 1962, вып. 58.
- Гладковский А. К., Шарова А. К., Храмцов В. Н.* Закономерности состава, происхождения и изменения мезо-кайнозойских месторождений бокситов Азиатской части СССР.— Тр. Ин-та геол. УФ АН СССР. Свердловск, 1964, вып. 64.
- Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Руксби Х. П.* Окислы и гидроокислы алюминия и железа.— В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Терентьева К. Ф.* О корунде из боксита Казахстана.— Тр. ВИМС. Нов. сер., М., 1949, вып. 2.
- Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г., Сидоренко Г. А.* О тонкодисперсном корунде в гидраргиллитовых бокситах.— В сб.: Минеральное сырье. Тр. ВИМС, М., 1961, вып. 2.
- Bardossy Gy.* A magyar bauxit geokemiai vizsgalata. Műszaki könyvkiado, Budapest, 1961.
- Bouer J. H. de, Fortuin J. M. H., Steggerda J. J.* The dehydration of alumina hydrates. Proc. Acad. Sci. Amsterdam, 1954, B 57, p. 70—180, 434—443.

Карагандинский государственный университет

Дата поступления
8.VI.1972

УДК 552.124.4:553.661.2:553.94

ОБРАЗОВАНИЕ КОНКРЕЦИЙ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ

Л. Я. КИЗИЛЬШТЕЙН

Образование сульфидных конкреций в угольных пластах рассмотрено в связи с процессами бактериальной редукции сульфатов и разложения органического вещества. Приведены геологические и геохимические данные, указывающие на формирование конкреций на ранних стадиях торфонакопления, описаны основные структурные и минералогические разновидности конкреций. Образование конкреций и конкреционных горизонтов связано с насыщением торфогенного слоя сульфатами морских вод и интенсивной биогенной сульфатредукцией в локальных зонах, приуроченных к участкам концентрации легкоусвояемых сульфатовосстанавливающими бактериями органических веществ. Гипотеза формирования конкреций в торфяную стадию угленакопления позволяет использовать наличие конкреционных горизонтов для реконструкции геоморфологической структуры древних торфяников и геохимической обстановки торфонакопления.

Несмотря на более чем столетнюю историю изучения конкреций в углях и наличие важных обобщающих исследований (Зарицкий, 1959, 1970; Македонов, 1966), в общей проблеме их генезиса остаются актуальными два основных вопроса: время образования конкреций относительно основных стадий формирования вмещающих пород; механизм образования конкреций, включая состав и источники исходных компонентов. Возможность использования конкреций для целей корреляции угольных пластов и восстановления геохимических и палеогеографических особенностей торфяной стадии угленакопления определяет необходимость дальнейших исследований в этой области.

Настоящая работа посвящена исследованию роли биогеохимических процессов в формировании сульфидных конкреций.

Образование сульфидов железа в современных осадках и торфах происходит в результате взаимодействия сероводорода с ионами двухвалентного железа. Важнейшая стадия этого процесса — восстановление сульфатов до сероводорода сульфатовосстанавливающими бактериями. Таким путем формируется основная масса сероводорода в зоне гипергенеза, и именно это обстоятельство дает основание рассматривать сульфидообразование как биогеохимический процесс.

Преимущественное формирование конкреций на торфяной стадии углеобразования подтверждается рядом геологических наблюдений, двум из которых всегда придавался наибольший вес: расположению конкреций параллельно слоистости; тонкой сохранности деталей строения пиритизированных органических фрагментов, возможной только при замещении их сульфидами вскоре после гибели растений.

Приуроченность конкреций к определенным стратиграфическим интервалам, протяженным иногда на десятки километров, отмеченную многими исследователями, трудно объяснить проникновением исходных сульфидообразующих компонентов в погребенный торфяник (Зарицкий,

1959), или угольный пласт (Дорофеев, 1965), поскольку не могут быть указаны причины, приводящие к локализации сульфидов в строго определенных горизонтах угольных пластов.

Эти трудности усиливаются тем, что во многих случаях микрокомпонентный и петрографический составы слоев, содержащих конкреции, ничем не отличаются от смежных участков угольного пласта, в которых нет конкреций и мало сульфидов. Это обстоятельство, очевидно, исключает возможность связи образования конкреций с какими-либо особенностями свойств содержащих их слоев торфа.

Кроме того, проникновение серосодержащих растворов из кровли в торфяник, вероятно, должно было вызвать такую ориентировку зон пиритизации и конкреций, которая в какой-то степени соответствовала бы направлению передвижения водных растворов: нормальному к поверхности торфяного (угольного) пласта. Между тем, подобная ориентировка конкреционных прослоев нигде не была отмечена. Серьезные доказательства формирования конкреций в период торфонакопления представляют детальные исследования их микроскопического строения.

Внутренняя структура конкреций описана в ряде работ (Дворникова, Тихоненко, 1968; Зарицкий, 1959, 1961, 1962, 1963, 1970; Пылина, 1964; Чудовская, Искюль, 1936; Edwards, Baker, 1951).

Наиболее известны в углях конкреции, образовавшиеся в результате замещения сульфидом растительных фрагментов. Сохранность их иногда настолько полная, что возможна систематическая диагностика растений. Г. М. Шварц, например, установил таким образом обломки лепидодендронов и семянных папоротников в конкрециях из угля штата Иллинойс, США (Schwartz, 1927).

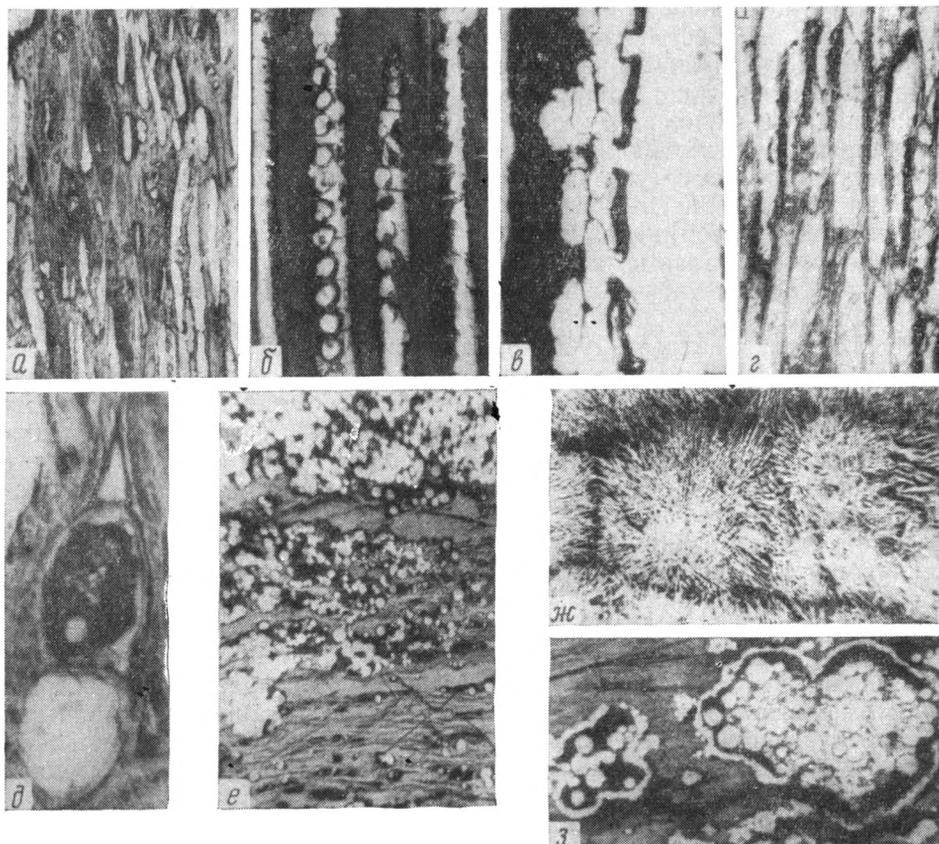
Наши исследования пиритизированных растительных фрагментов в конкрециях позволили не только найти новые примеры тонкой сохранности морфологического и анатомического строения, но и установить зависимость выделения сульфидов от гистохимических особенностей замещаемых тканей.

Распределение пирита внутри растительных фрагментов обычно крайне неравномерное. Часто рядом с полностью минерализованными клетками располагаются клетки, совершенно свободные от пирита (фигура, *а*). Пиритизация в большинстве случаев ограничивается внутренней полостью и вторичной оболочкой клеток.

В этом отношении особенно показательна структура пиритизации растительных тканей при наличии окаймленных пор. Если срез (поверхность аншлифа) не вскрывает внутренней полости клеток (трахеид), окаймленные поры, заполненные пиритом, отчетливо выделяются на фоне непиритизированной внешней поверхности клетки (фигура, *б*). В случае вскрытия клетки обнаруживается сплошная масса пирита, заполняющего внутреннюю полость (фигура, *б* — сплошные полосы пирита у правого и левого краев фотографии). При этом на тангенциальном срезе видно проникновение пирита во внутреннюю полость окаймленных пор и пиритизация торуса (фигура, *в*).

Выделения пирита в сердцевинных лучах в большинстве случаев также ограничиваются внутренней полостью клеток (фигура, *г*). Здесь иногда удается наблюдать удивительно тонкие элементы структуры клеток. Помимо совершенно разной пиритизации смежных клеток, а также первичной и вторичной оболочек обнаруживается, что выделения пирита во внутренней полости клеток луча (фигура, *д* — верхняя клетка) по форме, размеру и расположению образуют картину, вполне аналогичную структуре протопласта живых клеток. Округлое тело — ядро клетки. Различные по форме и размеру зерна пирита — пластины (лейкопласты), накапливающие при жизни растений крахмал. Участки внутри клетки, свободные от пирита, соответствуют вместилищам клеточного сока — вакуолям.

Сохранность тонких элементов анатомического строения растительных тканей совершенно исключает возможность их длительного пребывания в торфяной залежи до пиритизации или образования конкреций. Это утверждение, имеющее силу и по отношению к карбонатным конкрециям,—самостоятельное доказательство формирования конкреций на ранних стадиях торфообразовательного процесса.



Формы выделения сульфидов железа в конкрециях (полированные аншлифы, отраженный свет, микроскоп МБИ-6)

a — пирит во внутренней полости клеток древесины, $\times 100$; *b*, *в* — пирит в окаймленных порах трахеид: *b* — $\times 400$, *в* — $\times 1000$; *г* — пирит в сердцевинных лучах и клетках древесины, $\times 400$; *д* — пиритизированные структуры в клетке сердцевинного луча, $\times 850$; *e* — контакт сульфидной конкреции (вверху) с вмещающим угольным веществом, $\times 100$; *ж* — нитевидные формы выделения марказита, $\times 75$; *з* — масса скрытокристаллических сульфидов (гель-пирит) в пространстве между скоплением фрамбоидов и «оболочкой» пирита, $\times 200$

Неравномерное замещение клеточных структур в конкрециях сульфидами железа, сравнительно редкая пиритизация первичных оболочек клеток, особенности выделений пирита в сердцевинных лучах и окаймленных порах, неодинаковая пиритизация смежных клеток приводит к выводу, что процесс замещения развивался в последовательности, соответствующей биохимической устойчивости различных тканей растений против микробного разложения в торфяной залежи.

Конкреции, сложенные пиритизированными растительными тканями, по-видимому, наиболее распространены в угольных пластах. Интересно, что, по данным Г. Пианта (Pianta, 1962), из 120 тыс. т пиритов, добываемых при обработке пласта Барру-Бранку (штат Санта-Катарина,

Бразилия), 90% представляют конкреции, образовавшиеся при пиритизации продуктов распада стеблей и листьев растений.

Реже встречаются конкреции, состоящие из скоплений фрамбонидов. Последние, как известно, представляют шаровидные выделения пирита диаметром в несколько десятков микрон, состоящие из мельчайших идиоморфных кристалликов размером от долей до 2 мк. Данные о распространении и происхождении фрамбонидального пирита содержатся в ряде работ (Кизильштейн, 1969; Скрипченко, 1969; Lowe, Amstutz, 1966).

Не исключено, что формированию фрамбонидальных форм предшествует образование шаровидных кварцеватых капель гидрата закиси железа (Кизильштейн, Минаева, 1972). Конкреции, сложенные фрамбонидальным пиритом, описаны и в современных морских отложениях. Изолированные фрамбониды в громадном количестве распространены в различных пресноводных и морских осадках восстановительной зоны и торфе.

Характерно отсутствие фрамбонидальных структур в пирите, vyplняющем трещины в угле, в том числе и наиболее ранние диагенетические трещины усадки витрена. В равной степени фрамбониды никогда не встречаются в пиритовых прожилках, секущих конкреции. В тех случаях, когда конкреции сложены фрамбонидальными формами, взаимоотношения между грубозернистым сульфидом трещин и отдельными фрамбонидами из зоны контакта свидетельствуют о полной сформированности последних к моменту образования и заполнения трещин.

Контакты конкреций, сложенных фрамбонидальным пиритом, с окружающим угольным веществом постепенны (фигура, е). Они обычно приурочены к слоям, обогащенным сульфидами, и по наслоению сменяются участками угольного вещества, насыщенными дисперсно рассеянными фрамбонидами. Последнее обстоятельство указывает на связь конкреций с полосчатой пиритизацией угольных пластов, формирование которой в торфяную стадию углеобразования не вызывает сомнений.

Конкреции еще одного распространенного типа образованы скоплением шаровидных тел, состоящих из нитей, радиально расходящихся от центральной зоны. Диаметр отдельных тел в среднем 100—150 мк, толщина нитей — 1—2 мк (фигура, ж). Ранее (Кизильштейн, Труфанов, 1968) было указано внешнее сходство этих форм с некоторыми представителями рода актиномицетов, входящих в обычную микробиальную ассоциацию торфяных залежей. Вероятно, замещение сульфидом железа произошло в результате переработки тел этих микроорганизмов сульфатвосстанавливающими бактериями вскоре или сразу же после их гибели, во всяком случае до того, как они подверглись заметному механическому распаду. Характерно, что скопления шаровидных форм располагаются в угле правильными рядами, параллельными плоскости напластования. Иногда они ассоциируют с пиритизированными растительными фрагментами. Подобного рода конкреции чаще, чем любые другие, сложены марказитом.

Таким образом, все формы выделения сульфидов в составе конкреций сохраняют признаки, указывающие на их формирование в торфяную стадию углеобразования.

Остановимся коротко на характеристике минеральных разновидностей сульфидов в конкрециях.

Чаще всего конкреции в углях сложены пиритом, реже — марказитом (Дворникова, Тихоненко, 1968; Зарицкий, 1970). В пластах антрацитов марказит не встречается, что подтверждает мнение П. В. Зарицкого (1962) о вероятности перехода марказита в пирит под влиянием метаморфизма. А. Б. Эдвардс и Г. Бейкер (Edwards, Baker, 1951) на основании анализа большого материала также пришли к выводу, что марказит более характерен для бурых углей.

В сульфидных конкрециях из углей Ангрэнского месторождения А. И. Гинзбург (1959) отметила присутствие мельниковита. Конкреции из угольных пластов Донбасса часто включают участки, сложенные темной, почти черной в отраженном свете массой вещества, которая, как это можно установить только при максимальных увеличениях, состоит из мельчайших (доли микрона) зерен. Иногда подобные темные участки концентрически обрамляют отдельные фрамбоиды или их группы (фигура, 3). Рентгеноспектральный микроанализ показал переменное соотношение железа и серы в пределах этих участков, соответствующее, вероятно, варьированию минерального состава сульфидов железа. Такую сульфидную массу Н. С. Скрипченко (1969) называет гелъ-пиритом.

Некоторые авторы отметили различия в составе конкреций из углей и вмещающих пород. Сопоставление данных А. Б. Эдвардса и Г. Бейкера, указавших, что в углях распространен марказит, а во вмещающих глинах пирит, с противоположными наблюдениями П. В. Зарицкого (1962) — в углях пирит, во вмещающих породах марказит — приводит к выводу об отсутствии определенных закономерностей.

Важный факт при анализе условий образования минеральных форм сульфидов — совместное присутствие пиритовых и марказитовых конкреций в пределах одного слоя или даже чередование участков пирита и марказита в одной конкреции (Дворникова, Тихоненко, 1968). Известны конкреции, в которых сульфид замещающий растительные ткани, представлен марказитом, а трещины, пересекающие эти ткани, выполнены пиритом (Newhouse, 1927).

В связи с имеющимися в литературе указаниями, что марказит образуется при кислых значениях рН, а пирит — нейтральных и слабощелочных, некоторые исследователи связывают ту или иную форму дисульфида в конкрециях с соответствующим варьированием рН торфа. В настоящее время есть основания подвергнуть эту гипотезу сомнению, поскольку пирит обнаружен в кислых торфяниках (например, в торфяниках Колхиды), а марказит — в торфяных месторождениях с нейтральными и щелочными значениями рН. Высказано предположение (Зотов, Русинов, 1969), что минеральный состав сульфидов определяется не только кислотностью среды, но и отношением концентраций ионов железа и серы, а также скоростью сульфидообразования. Вследствие того что причины варьирования минерального состава конкреций в углях в настоящее время не выяснены окончательно, имеющиеся в литературе попытки использовать соответствующие данные в генетических и палеогеографических построениях преждевременны.

Перейдем к рассмотрению механизма формирования конкреций. Активность сульфатвосстанавливающих бактерий, которые, как указывалось выше, являются главной действующей силой сульфидообразования, определяется наличием необходимого количества сульфатов, усвояемого органического вещества и физико-химическими (Eh — рН) условиями среды.

Влияние дефицита сульфатов на сульфатредукцию в торфе показательно иллюстрировано экспериментом Л. Г. М. Баас-Бекинга и Д. Мура (Baas-Beking, Moore, 1961). В верховых торфяниках Тасмании авторам удалось вызвать интенсивную редукцию сульфатов путем добавления их к практически бессульфатным торфяным водам.

Оценка органического вещества торфяников в качестве источника энергии и углерода для сульфатвосстанавливающих бактерий до настоящего времени не производилась. Следуя данным Ю. И. Сорокина (1966), который показал, что при восстановлении сульфатов сульфатвосстанавливающие бактерии используют лишь немногие низкомолекулярные органические соединения, можно предположить, что сложное органическое вещество растений в основной своей массе непригодно для:

непосредственного усвоения бактериями. Доступные им органические соединения образуются в результате распада вещества растений в торфяной залежи под влиянием сапрофитных микроорганизмов, действующих в торфогенном слое.

Важный фактор, влияющий на бактериальную сульфатредукцию, — физико-химическая обстановка среды (E_h — pH). Оптимальные значения этих параметров приведены в работе Л. Г. М. Баас-Бекинга и др., (1963).

Образование конкреционного прослоя или изолированных конкреций следует рассматривать как результат возникновения в региональных или локальных зонах оптимальных условий для биогенной сульфатредукции. Широкая площадная протяженность конкреционных прослоев, пересечение ими различных петрографических зон в угольных пластах позволяет нам присоединиться к мнению других исследователей, считающих региональной предпосылкой сульфидообразования в Донбассе и других бассейнах параличского типа затопление торфяника сульфатсодержащими морскими водами вследствие высоких приливов, ветровых нагонов или тектонических движений.

Морские воды — наиболее частый, но не единственно возможный источник поступления сульфатов в древние торфяники. Наличие сульфатноносных пород в зонах размыва может привести к интенсивному сульфидообразованию в условиях типично континентального торфонакопления. Известный пример такого рода — некоторые месторождения Иркутского угольного бассейна.

Рост конкреций начинался, вероятно, в локальных зонах сосредоточения органического вещества, которое по своему составу, структуре или степени сохранности клеточного строения отличалось от вмещающей массы торфа. При всем возможном начальном многообразии это органическое вещество вследствие специфического биохимического состава или предшествующей микробиологической переработки представляло среду, особенно благоприятную для развития сульфатвосстанавливающих бактерий.

Бактериальное восстановление сульфатов до сероводорода, взаимодействие последнего с растворенным двухвалентным железом и образование практически нерастворимого моносulfида приводит к дефициту сульфат- и железо-ионов в ближайшем объеме окружающей среды (Вегнер, 1969). Это стимулирует диффузную миграцию соответствующих ионов в зону конкрециеобразования, а также их мобилизацию из находящихся в осадке минеральных соединений. Важным фактом, определяющим возможность формирования конкреций, помимо локального распределения усвояемой органики является эквивалентно равная или избыточная концентрация растворенного железа в среде по сравнению с концентрацией биогенного сероводорода. Только в таком случае происходит немедленное осаждение sulfида с образованием компактного сгустка. Правильная (шаровидная или эллипсоидальная) в большинстве случаев форма sulfидных конкреций в угольных пластах указывает соответственно на равномерное всестороннее поступление исходных компонентов (сульфатов, железа) или на некоторое преимущество диффузии в горизонтальном направлении.

Приведенные данные определенно указывают на совпадение времени образования конкреций с торфяной стадией формирования угольных пластов.

Можно предположить, что образованию конкреций (как и рассеянных sulfидов) в глубинных частях залежи еще в процессе торфонакопления и во всей залежи после ее перекрытия породами кровли препятствует главным образом низкая проницаемость торфа, делающая практически невозможной циркуляцию sulfатсодержащих растворов. На крайнюю ограниченность диффузного подтока вещества из наддон-

ной воды в ил в ходе диагенеза указывает Н. М. Страхов (1954). По его мнению, прирост массы осадка за счет притока вещества не превышает 1—2%. Близкие гидрологические свойства (коэффициент фильтрации) глинистых осадков и торфа делают этот важный вывод вполне применимым для анализа условий минералообразования в торфяниках, особенно в тех случаях, когда органическое вещество находится в высокой степени разложения. В то же время нельзя исключить при определенных условиях возможность дополнительной вертикальной инфильтрации сульфатов из пород почвы или кровли.

Один из примеров такого рода — торфяное месторождение Кемери (ЛатвССР), где сульфатредукция длительное время поддерживается за счет поступления сульфатов через почву торфяника с подземными водами из сульфатонесущей толщи саласпилского горизонта. Отметим, однако, что зона сероводородного заражения в пределах месторождения имеет резко меняющуюся мощность, что вряд ли может привести к формированию выдержанных прослоев, обогащенных сульфидами, которые характерны для угольных пластов. Проникновению сульфатсодержащих вод в торф Кемери способствует слабая разложимость органического вещества.

Благоприятные условия для боковой инфильтрации создаются при наличии в пласте протяженных прослоев фюзенизированных тканей. Вполне вероятно также дополнительное поступление сульфатов в зоны контакта пластов с породами почвы и кровли на ранних стадиях их захоронения. Таким образом, могут возникать горизонты конкреций и интенсивной рассеянной сульфидной минерализации. Однако для объяснения генезиса основной массы конкреционных прослоев, расположенных в угольном пласте, прибегать к этой гипотезе нет оснований.

Развиваемые в настоящей работе представления о раннедиагенетическом формировании конкреций позволяют использовать наличие конкреционных прослоев в угольных пластах для реконструкции палеогеографических условий древнего торфонакопления. В этой связи обратим внимание на несколько наиболее важных аспектов.

1. Вспышки сульфидообразования, связанные с площадным затоплением торфяного массива сульфатсодержащими водами, определяют значения конкреционных и обогащенных сульфидами слоев как надежных маркирующих горизонтов, позволяющих производить стратиграфическое сопоставление отдельных участков угольных пластов.

2. Можно предположить, что при равенстве прочих условий решающим фактором, ограничивающим пространственное распространение конкреционных горизонтов, являлся рельеф торфяного массива. Понятно, что затоплению прежде всего подвергаются пониженные участки торфяников. Такие участки или прилегающие к ним зоны являются наряду с другими признаками, рассмотренными автором в специальной работе (Кизильштейн, Серебрякова, 1970), критериями для реконструкции геоморфологической структуры областей древнего торфонакопления.

3. Закономерности распределения горизонтов, обогащенных сульфидами в разрезах угольных пластов, могут служить основой изучения стратиграфической эволюции условий формирования торфяников.

ЛИТЕРАТУРА

- Баас-Бекинг Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительного потенциала природных сред.— В сб.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Гинзбург А. И. Сульфидные конкреции в угольных пластах Ангренского месторождения.— Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 4.
- Дворникова А. Г., Тихоненко Е. Г. Об особенностях распределения и состава сульфидов железа из углей Донбасса.— Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 97, сер. 2, вып. 3, 1968.

- Дорофеев А. П.* Влияние некоторых геологических факторов на колчеданоносность подмосковных углей.— Изв. высш. уч. завед. Геол. и разв., № 12, 1965.
- Зарицкий П. В.* Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1959.
- Зарицкий П. В.* Сульфидные конкреции угленосных отложений Донбасса и минералогическая форма дисульфида железа.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 2.
- Зарицкий П. В.* О минералогической форме конкреций дисульфида железа Днепровского бурогоугольного бассейна.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2.
- Зарицкий П. В.* Особенности строения конкреций дисульфида железа Днепровского угольного бассейна.— Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 92, вып. 6, 1963.
- Зарицкий П. В.* Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1970.
- Зотов А. В., Русинов В. Л.* Влияние кинетических факторов на условия образования пирита и марказита.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1. М., «Наука», 1969.
- Кизильштейн Л. Я.* К вопросу о происхождении фрамбондальных форм пирита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 5.
- Кизильштейн Л. Я., Минаева Л. Г.* Происхождение фрамбондальных форм пирита.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5.
- Кизильштейн Л. Я., Серебрякова И. Т.* Некоторые особенности пространственной изменчивости строения и состава угольных пластов.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Кизильштейн Л. Я., Труфанов В. Н.* Происхождение сингенетичного пирита в угольных пластах.— В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения (Международ. геол. конгресс, XXIII сессия). М., «Наука», 1968.
- Македонов А. В.* Современные конкреции в осадках и почвах. М., «Наука», 1966.
- Пыльина А. К.* Пирито-марказитовые конкреции из угольных пластов нижнего карбона окрестностей г. Боровичей.— Уч. зап. Ленингр. пед. ин-та, 1964, т. 267.
- Скрипченко Н. С.* Фоссилизированные сульфатредуцирующие микроорганизмы в колчеданных рудах.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Сорокин Ю. И.* Источники энергии и углерода для биосинтеза и сульфатредуцирующих бактерий.— Микробиология, 1966, т. XXXV, вып. 5.
- Страхов Н. М.* Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации.— В сб.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Чудовская И. Р., Исколь Е. В.* Материалы к вопросу о форме и распределении минеральных включений в углях.— Зап. Всеросс. минералог. о-ва, 2-я серия, вып. 1, 1936.
- Baas-Beking L. G. M., Moore D.* Biogenic sulfides.— Econ. Geol., 1961, v. 56, No. 2.
- Berner R. A.* Migration of iron and sulfur with in anaerobic sediments during early diagenesis.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267.
- Edwards A. B., Baker G.* Some occurrences of supergene iron sulphides in relation to their environments of deposition.— J. Sediment. Petrol., 1951, v. 21, No. 1.
- Lowe L. G., Amstutz G. C.* Review of Microscopic Pyrite.— Fortschr. Mineral., 1966, Bd 43, No. 2.
- Newhouse W. H.* Some forms of iron sulphide occurring in coal and other sedimentary rocks.— J. Geol., 1927, v. XXXV.
- Pianta G.* Petrografia de Piritas do Garvao do Sul du Brasil.— Engenharia, Mineracao e Metalurgia, 1962, v. 36, No. 126.
- Schwartz G. M.* Iron sulphide pseudomorphs of plant structures in coal.— J. Geol., 1927, v. XXXV.

Ростовский госуниверситет

Дата поступления
7.1.1972

УДК 552.513:552.11

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРИСТОСТИ
ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОД И ИХ ВЫЯВЛЕНИЕ
МЕТОДОМ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА**

Л. Д. КНОРИНГ

Изучение пористости отложений нижнемотской подсветы нижнего кембрия Иркутского амфитеатра позволило автору высказать ряд общих соображений по этому вопросу. Структура связей между компонентами песчано-алевритовой породы — отражение определенных природных процессов, которые могут быть обусловлены небольшим числом факторов. Показано, что пористость с глубиной может увеличиваться; дано объяснение этому явлению. Основным методом исследования служил факторный анализ.

Ранее нами было показано, что коллектор представляет собой сложную природную систему, характеризующуюся определенными связями между слагающими ее компонентами (Кноринг, 1971). Наличие таких связей приводит к зависимости пористости породы не столько от каждой отдельной ее компоненты, сколько от их взаимоотношений, ибо изменение одних компонент ведет к изменению других. Этот вывод был сделан на основе изучения таких показателей терригенной породы, как пористость, величина слагающих ее зерен, их сортировка, количество и состав цементирующего вещества.

Дальнейшие исследования позволили выделить и количественно описать основные ведущие факторы, влияющие на изменение состава изученных пород и величину их пористости. Изложению полученных результатов и посвящена настоящая статья.

Объект исследования — нижнемотская подсвета нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. В ней выделяются три типа разрезов, относимые соответственно к районам, тяготеющим к западному обрамлению Иркутского амфитеатра, внутренней его части и Приленскому району.

В районах, тяготеющих к западному обрамлению Иркутского амфитеатра, нижнемотская подсвета представлена в основном песчаниками с немногочисленными и маломощными прослоями алевролитов и редко аргиллитов. Песчаники разнозернистые, но главным образом средние и крупнозернистые; по составу в основном кварцевые. Общее содержание цемента в верхней части 1—12%, в нижней — до 25%.

Во внутренней части Иркутского амфитеатра подсвета приобретает четко выраженное двучленное строение. Внизу — чередующиеся слои алевролитов и песчаников. Последние на 55—62% состоят из кварца. Вверху — главным образом песчаники, содержащие 75—95% кварца. Цемента — 8—40%.

В Приленском районе нижнемотская подсвета сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и доломитами. Песчаники на 60—98% сложены средними и крупными зернами кварца. Цемента в песчаниках не более 40%.

Для проведения исследований в фондах Восточно-Сибирского геологического управления по поискам нефти и газа были отобраны сведения по образцам. По каждому образцу, помимо величины пористости,

имелись данные гранулометрического анализа и количественного состава обломочной части и цемента. При обработке материала содержание компонентов обломочной части брали в процентах к ее объему, цемента — к объему всей породы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы песчано-алевритовых пород, охарактеризованные соответствующим набором показателей, обрабатывались по каждому району отдельно. Всего использовано 236 образцов, из них 107 представляют районы, тяготеющие к обрамлению амфитеатра, 60 — районы внутренней его части, 69 — Приленский район.

Основным методом исследований был факторный (компонентный) анализ (Лоули, Максвелл, 1967). Он использовался для выделения факторов, ответственных за взаимосвязанное изменение изучаемых показателей. В его основе лежит ряд математических преобразований корреляционной матрицы. Предпосылкой метода служит предположение о том, что корреляция между изучаемыми характеристиками — следствие их линейной зависимости от определенного числа других неизвестных «простых» характеристик, не коррелированных между собой. В некотором смысле «простые» характеристики можно считать «причинами», а наблюдаемые характеристики — «следствиями». Суть преобразований корреляционной матрицы сводится к поиску этих неизвестных «простых» линейно независимых показателей, которые называются факторами.

Каждый фактор влияет на те исходные показатели, которые в своем изменении «похожи» друг на друга. Степень соответствия фактора каждому показателю оценивается коэффициентом корреляции между ними, называемым нагрузкой фактора на показатель. Наиболее высокие нагрузки присущи тем показателям, изменение которых можно объяснить действием данного фактора. Получив значения соответствующих нагрузок, можно выяснить смысл фактора и оценить суммарную связь его со всеми показателями. Последней оценкой служат собственные числа корреляционной матрицы.

Пусть X — вектор зависимых признаков, а A — соответствующая ему корреляционная матрица. Представим ее в виде произведения: $A = U\Lambda U^1$, где U — ортогональная матрица, столбцы которой представляют собой собственные векторы матрицы A , U^1 — транспонированная матрица U , Λ — диагональная матрица, главная диагональ которой образована собственными значениями, соответствующими собственным векторам. Тогда матрица нагрузок имеет вид $W = U\Lambda^{1/2}$ и вектор главных компонент (факторов) Z может быть выражен через вектор признаков $X = (x_1, x_2, \dots, x_n)$: $Z = \Lambda^{-1/2} W^1 Y$, где $Y = (y_1, y_2, \dots, y_n)$; $y_i = (x_i - \bar{x}) / \sigma_i$.

Компонентный анализ обеспечивает выделение факторов в порядке убывания их весовых коэффициентов. Первый фактор — основной, ведущий в изучаемой ассоциации признаков. Он ответствен за формирование наиболее тесных связей между самой многочисленной группой показателей (из числа изучаемых).

Интерпретируются факторы по их нагрузкам. Элементы матрицы нагрузок, служащей основой для дальнейшего анализа, оцениваются как коэффициенты корреляции. Второй путь для интерпретации геологического смысла выделенных факторов — оценка их величины в точках наблюдения. Поведение изолиний облегчает интерпретацию смысла выделенных факторов.

Все приводимые в статье расчеты выполнены сначала на ЭВМ БЭСМ-3 и БЭСМ-4 по программам Т. Кистер и М. Белонина, а затем на ЭВМ БЭСМ-6 по программе автора и В. Деча.

В основу интерпретации матрицы нагрузок нами положена модель, выработанная на базе имеющихся в настоящее время представлений

о последствиях влияния различных процессов седиментации и преобразования осадка на минеральный состав и структуру терригенных пород. При этом мы попытались свести все многообразие и сложность взаимоотношений природных процессов к трем факторам, которые можно рассматривать как действующие независимо друг от друга.

Один из них отражает влияние состава исходных пород и длительности переноса поступающего в бассейн материала на минеральную и отчасти гранулометрическую характеристики осадка. Если из области питания поставлялся в преобладающем количестве какой-либо один обломочный компонент, то нагрузки фактора на содержание этого минерала должны быть противоположны по знаку нагрузкам на остальные обломочные компоненты породы и совпадать по знаку с нагрузкой на показатель однородности состава ее обломочной части.

Чем длительнее перенос обломочного материала, тем больше изменяется его первоначальный характер: уменьшается размер зерен, улучшается их сортировка, увеличивается содержание устойчивых минералов и минералов, возникающих в процессе выветривания, состав отложений становится более однородным (Рухин, 1969). Эти изменения должны найти свое отражение в появлении значимых нагрузок фактора одного знака на такие показатели, как устойчивые обломочные компоненты (кварц), однородность состава обломочной части, сортировка зерен и их размер, и противоположного знака на содержание песчаной фракции неустойчивых обломочных частиц (полевые шпаты, обломки глинистых пород) и продуктов их разрушения (глинистый цемент). Если учесть, что влияние длительности переноса на изменение характера обломочного материала должно постепенно ослабевать, можно ожидать, что в районах, значительно удаленных от области питания, изменение минерального состава пород не должно сопровождаться изменением их структуры. Так, в частности, если область питания нижнемотского бассейна действительно располагалась на территории современных Саян, то для районов внутренней части Иркутского амфитеатра рассматриваемый фактор должен иметь незначимые нагрузки на гранулометрические характеристики.

Другой фактор связан с фациальной обстановкой осадконакопления, обуславливающей механическую и химическую дифференциацию материала. В соответствии с законами механического разделения обломочных компонентов, по мере удаления от области сноса и понижения гидродинамической активности вод, осадки становятся все более мелкозернистыми, сортировка их улучшается, в них увеличивается содержание глинистой фракции и одновременно уменьшается содержание песчаных частиц (Рухин, 1969). Этот процесс должен отразиться в значимости нагрузок соответствующего фактора на гранулометрические показатели, причем нагрузка на содержание песчаной фракции должна быть противоположна по знаку нагрузкам на остальные показатели структуры породы.

Если механическая дифференциация сопровождается химической, то одновременно идет пространственное разделение хемогенных типов цемента, связанное с пелагическим сдвигом в накоплении некоторых легко растворимых компонентов терригенных толщ (Страхов, 1960). Карбонатный цемент может тяготеть к относительно удаленным от берега отложениям (Рухин, 1969), в то время как кварцевый может обогащать осадки прибрежной зоны вследствие поступления кремнезема в морской бассейн с речными водами (Lelle, Seolari, 1968).

Н. М. Страхов (1963) отмечает, что «накопления SiO_2 смещены меньше в пелагическом направлении и тяготеют к периферии пелагической области, накопления CaCO_3 смещены дальше и приурочены к центральным ее частям» (стр. 92). Эти явления найдут свое отражение в значимых, но противоположных по знаку нагрузках фактора на содер-

жание указанных видов цемента. При этом знаки нагрузок на содержание песчаной фракции и кварцевого цемента должны быть одинаковы. Если же нагрузки на тот или иной вид цемента отсутствуют (незначимы), то это указывает на независимость его образования от действия рассматриваемого фактора.

Что же касается глинистого цемента, то естественно полагать, что пространственный контроль его распределения законами механической дифференциации свидетельствует об аллотипном его происхождении. В этом случае знак нагрузки на глинистый цемент должен быть аналогичен знаку нагрузок на сортировку и медианный размер обломочных зерен, содержание глинистой фракции и карбонатного цемента.

Третий фактор, определяющий строение и состав изучаемых пород, связан с процессами катагенетической переработки отложений.

По данным ряда исследователей (Каплан, 1970; Каледа, 1969; Косовская, 1960; Коссовская, Шутов, 1955; Сахибгареев, Абдулин, 1971; Pettijohn, 1957, и др.), катагенетические преобразования пород, протекающие с возрастанием глубины погружения отложений под влиянием повышенных давлений, температур, агрессивной углекислоты и других факторов, обуславливают структурные и минералогические преобразования, в частности разрушение нестойких минеральных компонентов (например, глинизацию полевых шпатов), преобразование обломочных алюмосиликатов и глинистых цементов, нередко с сокращением их объема и высвобождением свободного кремнезема, который, перераспределяясь, фиксируется в породе в виде регенерационных каемок и поровой минерализации и т. д. В верхней зоне катагенеза часто наблюдается замещение кварца карбонатами, по мере увеличения глубины картина меняется на противоположную.

Эти процессы должны фиксироваться в значимых нагрузках фактора на глубину и на все те показатели, которые изменяются под влиянием катагенеза. При этом нагрузки на глубину и кварцевый цемент должны быть одного знака, а на карбонатный и глинистый, как замещаемые с глубиной кварцем, — другого. Аналогичный последним показателям должен быть знак нагрузки на полевые шпаты — разрушаемый минеральный компонент¹.

Таким образом, на языке факторов описанная модель седиментации имеет вид, представленный в табл. 1, где знаки нагрузок даны условно (если их все поменять на противоположные, суть дела не изменится). Порядок факторов здесь произволен. При обработке фактических наблюдений он определяется весом факторов. Во всех последующих таблицах, отражающих конкретные результаты исследований, первым является фактор с наибольшим весом.

Вес каждого фактора определяет силу его воздействия на изменение от слоя к слою всех рассматриваемых характеристик структуры и состава породы. Фактор, имеющий большой вес, оказывает наибольшее влияние на формирование современного облика пород. Сумма весов факторов показывает, в какой степени (%) особенности состава и строения пород сформировались под совместным их воздействием. Влияние каждого фактора на изменение пористости определяется его нагрузкой. Чем больше величина нагрузки фактора на пористость (по сравнению с другими факторами), тем больше его вклад в формирование наблюдающихся в настоящее время различий в величине пористости исследуемых пород. Аналогичным образом определяется происхождение цементов в породе: наибольшая нагрузка на цемент присуща тому фактору, под действием которого образовалась основная часть данного цемента.

¹ Учитывая, что процессы диагенеза и катагенеза по своим результатам в ряде случаев отличить не удается, видимо, не следует исключать возможности отражения в указанных нагрузках действия и диагенетических процессов.

Условность выделения фактора катагенетической переработки отложений следует иметь в виду при чтении статьи.

Факторная модель седиментации

Показатели	Факторы		
	состав исходных пород и его преобразование в процессе переноса	фациальная обстановка осадконакопления	катагенетическая переработка отложений
Глубина, м			+
Фракция 1—0,5 мм	—	—	
» < 0,01 мм		+	
Медианный размер зерен, мм	—	—	
Информационный коэффициент (по гранулометрии)	+	+	
Информационный коэффициент (по составу обломочной части)	+		
Кварц, %	+		
Полевые шпаты, %	—		—
Глинистые породы, %	—		
Информационный коэффициент (по цементу)			+
Цемент, %			
глинистый	—	+	—
карбонатный		+	—
кварцевый		—	+
всего		+	—

Если рассматривать изложенную модель с точки зрения стадийности образования породы, то, очевидно, первый фактор следует связывать только с процессами седиментации, второй — с процессами седиментации и диагенетического (раннекатагенетического) формирования хомогенных цементов, третий — с процессами катагенеза.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Цель исследований заключается в проверке соответствия модели наблюдениям и в определении влияния каждого из факторов на пористость пород. Естественно, что в силу различных неконтролируемых причин точного совпадения реально выделяемых факторов с моделью не будет. Поэтому при «опознавании» соответствующих факторов мы исходили из учета наиболее высоких нагрузок и иногда не принимали во внимание хотя и значимые, но малые по величине нагрузки.

Выделение факторов проводилось для каждого района отдельно.

Районы внутренней части Иркутского амфитеатра. Первые три столбца матрицы нагрузок приведены в табл. 2. Каждый столбец представлен значениями коэффициентов корреляции между наблюдаемыми показателями и соответствующими главными компонентами, интерпретируемыми как факторы исследуемой модели.

Весы факторов приведены под матрицей нагрузок. Анализ весов полученных факторов показывает, что их воздействием можно объяснить более 53% изменчивости величины анализируемых показателей.

Выделенные факторы обнаруживают хорошее совпадение с моделью. Наибольшая роль в формировании особенностей состава и структуры пород в данном районе принадлежит фактору, связанному с фациальной обстановкой осадконакопления (табл. 2, фактор I). В результате его проявления более крупнозернистые и хуже отсортированные осадки оказываются обогащенными песчаной фракцией и отличаются высоким содержанием кварцевого цемента. Мелкозернистые и хорошо отсортированные осадки, наоборот, обогащены глинистой фракцией и характеризуются высоким содержанием однообразного карбонатного цемента. Образование значительной части цементов на достаточно ранних стадиях возникновения породы, связанное с данным фактором, подтверждается петрографическими данными. Особенно это относится к карбонатному цементу, образование которого практически полностью контролируется первым фактором, поскольку на него при-

Матрица нагрузок на первые три фактора * (районы внутренней части Иркутского амфитеатра)

Показатели	Фактор		
	I	II	III
Пористость, %	-0,685		-0,312
Глубина, м			0,578
Фракция 1—0,05 мм	-0,741		
» < 0,01 мм	0,641		
Медианный размер зерен, мм	-0,851		
Информационный коэффициент (по гранулометрии)	0,549		
Информационный коэффициент (по составу обломочной части)		0,900	
Кварц, %		0,779	
Полевые шпаты, %	-0,390	-0,555	-0,221
Кварциты, %		-0,690	
Глинистые породы, %		-0,385	0,594
Информационный коэффициент (по цементу)	0,404		-0,467
Цемент, %			
глинистый		-0,454	-0,474
кварцевый	-0,343		0,511
карбонатный	0,492		
всего	0,626	-0,347	-0,366
Вес факторов, %	24,1	17,5	11,7

* В таблице даны только значимые нагрузки.

ходится единственная значимая нагрузка (0,492). По типу он часто базальный, иногда свободно заполняет поровое пространство, причем нередко наблюдаются реликты пелитоморфного карбоната. Кварцевая минерализация контролируется этим фактором меньше (нагрузка на фактор не максимальная).

Рассматриваемый фактор оказывает доминирующее влияние на пористость изучавшихся пород. Наибольшими значениями пористости обладают отложения периферической (прибрежной) зоны: крупнозернистые, плохо отсортированные разности с невысоким содержанием разнообразного по составу цемента, в котором преобладает кварцевая и почти отсутствует карбонатная составляющая.

На втором месте по силе воздействия на изменение структурно-минералогических характеристик пород стоит фактор, связанный с составом исходных пород и его преобразованием в процессе переноса (табл. 2, фактор II). Отличительная особенность его в этом районе — отсутствие изменений в структуре пород в связи с изменением их состава, что служит подтверждением удаленности района от области сноса. Воздействие фактора на состав обломочной части отражает наличие в области питания мощного источника кварца, неравномерное поступление которого привело к тому, что кварцевые песчано-алевритовые породы более однообразны по минеральному составу и обеднены всеми остальными обломочными компонентами и цементом и, наоборот, породы, характеризующиеся минералогической пестротой, обеднены только кварцем и обогащены глинистым цементом. Ц. Н. Питковская отмечает развитие в породах нижнемотской подсвиты района двух основных типов кварца: мелкие зерна с блестящей поверхностью и более крупные зерна с матовой поверхностью, имеющие, вероятно, золотовое происхождение. Обогащение породы золотым кварцем обуславливает ее высокую минеральную однородность и обеднение легкими пылеватыми, в том числе и глинистыми, частицами. Этот фактор не влияет на пористость отложений.

Фактор III в табл. 2 — фактор катагенетической переработки отло-

Матрица нагрузок на первые три фактора * (районы, тяготеющие к западному обрамлению Иркутского амфитеатра)

Показатели	Фактор		
	I	II	III
Пористость, %	0,268	-0,470	-0,400
Глубина, м		-0,478	
Фракция 1—0,05 мм	-0,523	-0,197	-0,544
» < 0,01 мм		-0,236	0,453
Медианный размер зерен, мм	-0,480		-0,619
Информационный коэффициент (по гранулометрии)	0,452		0,309
Информационный коэффициент (по составу обломочной части)	0,783	-0,203	
Кварц, %	0,893		
Полевые шпаты, %	-0,520	0,434	-0,218
Кварциты, %	-0,750	-0,336	
Глинистые породы, %	-0,231	-0,382	0,273
Информационный коэффициент (по цементу)	0,469		-0,487
Цемент, %			
глинистый		0,634	-0,271
кварцевый	-0,524	-0,348	
карбонатный		0,332	0,524
всего	-0,301	0,722	0,265
Вес факторов, %	23,3	14,1	12,5

* В таблице даны только значимые нагрузки.

жений. Под его влиянием с глубиной происходит преобразование глинистого цемента, разрушение полевых шпатов и образование кварцевого цемента. Количество последнего в породе в значительной степени контролируется катагенетическими процессами, так как нагрузка на этот фактор максимальна. Вторичный кварц в породе фиксируется в виде регенерационных каемок и поровой минерализации. Разрушение полевых шпатов, по данным петрографических исследований, выражается в их сильной серицитизации.

Изменение пористости пород под влиянием этого фактора происходит в значительно меньшей степени, чем I. Развитие вторичного окварцевания пород (основной результат воздействия фактора) обуславливает уменьшение величины пористости.

Районы, тяготеющие к западному обрамлению Иркутского амфитеатра. Первые три столбца матрицы нагрузок для этого района приведены в табл. 3.

Анализ матрицы нагрузок показывает, что по сравнению с ранее рассмотренным районом изменился только порядок факторов. Отмечаемые незначительные изменения нагрузок вызваны своеобразием процессов, протекающих в данном районе, но не их коренной перестройкой. Таким образом, невзирая на существенные различия в строении и составе нижнемотской подсветы в двух рассматриваемых районах, формирование ее особенностей происходило под влиянием одних и тех же факторов, но сила их воздействия была различной.

Анализ весов трех выделенных факторов показывает, что их воздействием можно на 50% объяснить изменчивость изучаемых характеристик пород.

В этом районе на первое место выдвинулся фактор, связанный с составом исходных пород и его преобразованием в процессе переноса (табл. 3, фактор I). Здесь уже параллельно с изменением минерального состава обломочных компонентов пород изменяется и их структура. По мере удаления от области сноса осадки становятся более однородными по минеральному составу, приближаясь к чисто кварцевым раз-

ностям за счет уменьшения количества неустойчивых минералов; структура их также становится более однородной в связи с уменьшением размеров зерен и улучшением их сортировки. Несколько неожиданным выглядит контроль рассматриваемым фактором кварцевой минерализации. Как и в предыдущем районе, это связано, видимо, с наличием пространственного сдвига в накоплении растворимых компонентов терригенных толщ. Кварцевый цемент здесь также тяготеет к более крупнозернистым, хуже отсортированным осадкам прибрежных областей. Но в отличие от рассмотренного выше района здесь с этим фактором связана основная доля кварцевого цемента.

По-видимому, кварцевая минерализация обеспечила, хотя и слабое, но все же заметное влияние фактора на пористость пород. Породы, обогащенные кварцевым цементом ранней генерации, отличаются меньшей величиной пористости.

Второй по силе воздействия на изменение изучаемых характеристик — фактор катагенетической переработки отложений (табл. 3, фактор II). Под его влиянием с глубиной сокращается объем цемента за счет преобразования глинистой и карбонатной его составляющих, замещаемых постепенно кварцевым материалом. Убывает также количество полевых шпатов, за счет пелитизации которых увеличивается содержание «глинистых обломков». Подобные замещения хорошо прослеживаются и при петрографических наблюдениях.

Этот фактор оказывает наибольшее влияние на пористость пород в рассматриваемом районе. Здесь наблюдается возрастание пористости с глубиной. Видимо, это связано с тем, что в данном районе катагенетические преобразования выразились в большей степени в изменении содержания глинистого и карбонатного цемента и в меньшей — кварцевого, так как основная доля последнего образовалась на более ранних стадиях. В связи с этим влияние фактора на пористость обязано уменьшению с глубиной количества глинистого и карбонатного цемента, а не вторичному окарцеванию пород, как это было выявлено в районах внутренней части Иркутского амфитеатра.

Третье место в рассматриваемом районе занимает фактор, связанный с фациальной обстановкой осадконакопления (табл. 3, фактор III). Последствия проявления этого фактора аналогичны отмеченным в районах внутренней части Иркутского амфитеатра. Здесь также карбонатный цемент в подавляющей своей части образовался на ранних стадиях формирования породы, что подтверждается характером цементации и структурой карбоната. По данным петрографических наблюдений, тонкокристаллические разновидности карбоната заполняют отдельные поры и в виде реликтов сохранились в отдельных участках породы. Что же касается глинистого цемента, то тот факт, что его распределение частично контролируется законами механической дифференциации, свидетельствует об аллотигенном происхождении части глинистых минералов (нагрузка на этот фактор существенно меньше, чем на II). Не исключено, что они привносились за счет разрушения полевых шпатов, количество которых увеличивается вместе с возрастанием содержания аллотигенного глинистого вещества.

Несмотря на то, что этот фактор здесь играет наименьшую роль в изменении комплекса изучаемых характеристик нижнемотской подсвиты, он оказывает весьма существенное влияние (как и во внутренней части Иркутского амфитеатра) на величину пористости пород. Правда, здесь сила воздействия его на пористость уменьшается: нагрузка на пористость у этого фактора по величине занимает второе место среди всех факторов. Удаленные на значительное расстояние от берега мелкозернистые, хорошо отсортированные породы, содержащие повышенное количество однородного в основном карбонатного цемента, отличаются низкими значениями пористости.

Матрица нагрузок на первые три фактора * (Приленский район)

Показатели	Фактор		
	I	II	III
Пористость, %	-0,635	0,241	
Глубина, м	-0,495		
Фракция 1—0,05 мм		-0,767	
» < 0,01 мм	0,910		
Медианный размер зерен, мм	-0,854	-0,371	
Информационный коэффициент (по гранулометрии)	0,830	0,310	
Информационный коэффициент (по составу обломочной части)	-0,437	0,273	0,685
Кварц, %	-0,548	0,514	0,255
Полевые шпаты, %			
Цемент, %			
карбонатный	0,257	0,348	-0,712
глинистый	0,597	-0,523	0,428
гипс-ангидритовый			-0,238
Вес факторов, %	32,2	13,8	11,8

* В таблице даны только значимые нагрузки.

Приленский район. Нагрузки на первые три гласные компоненты для данного района приведены в табл. 4. Здесь обнаруживаются все те же три фактора, и их порядок соответствует порядку, отмеченному в районах внутренней части Иркутского амфитеатра. Они обеспечивают 58% изменения величины изучаемых показателей.

Первым является фактор, связанный с фациальной обстановкой осадконакопления (табл. 4, фактор I). Он оказал влияние на образование аллотигенного глинистого и хемогенного карбонатного цемента, обогащающего мелкозернистые хорошо отсортированные осадки, формировавшиеся на значительном удалении от береговой линии. Подтверждением раннего происхождения карбонатного и глинистого цемента служат обнаруживаемые в шлифах реликты первичного глинистого цемента на стенках пор, залеченных поздним среднезернистым кальцитом пойкилитовой структуры, и реликты тонкозернистого карбоната.

Отличительная особенность проявления данного фактора в рассматриваемом районе заключается в появлении значимой нагрузки на глубину. Видимо, тектонический режим области накопления осадков нижнемоготской подсветы характеризовался наличием колебательных движений большой продолжительности, что приводило к появлению определенной тенденции в смене грубозернистых, плохо отсортированных осадков мелкозернистыми, лучше отсортированными, чем и объясняется закономерная связь фактора с глубиной.

Действительно, если рассматривать песчаные пачки, которые здесь слагают снизу вверх соответственно безымянный, марковский и парфеновский горизонты, то можно отметить, что в основании безымянного горизонта (основание подсветы) развиты грубозернистые песчаники и гравелиты до мелкогалечных конгломератов и конглобрекций. Песчаники марковского горизонта уже средне- и мелкозернистые, но в нижней части еще грубозернистые. Песчаники парфеновского горизонта в основном среднезернистые, в направлении же от Марковской площади на запад, в сторону Бочакты и Казарок, они постепенно сменяются алевrolитами.

На величину пористости рассматриваемый фактор, как и в районах внутренней части Иркутского амфитеатра, оказывает наибольшее влияние (из всех нагрузок на пористость этот фактор имеет наибольшую). Отложения, тяготеющие к береговой линии, отличаются повышенной пористостью.

Вторым по силе воздействия на изменение величины структурно-минералогических характеристик пород является фактор, связанный с составом исходных пород и преобразованием его в процессе переноса (табл. 4, фактор II). По мере уменьшения медианного размера зерен, улучшения их сортировки и исчезновения песчаной фракции происходит обогащение пород кварцем и обеднение глинистыми частицами, состав обломочной части становится более однообразным, возрастает содержание карбонатного цемента. При этом не удается уловить изменения содержания полевых шпатов, что связано с их незначительной концентрацией в породах этого района. Возможно, некоторая часть глинистого цемента образовалась за счет разрушения полевых шпатов, чем и вызвано уменьшение его содержания по мере увеличения длительности переноса. Об этом же свидетельствует наблюдаемая в отдельных образцах интенсивная пелитизация полевых шпатов.

Рассматриваемый фактор на пористость оказывает влияние, аналогичное отмеченному в районах, тяготеющих к обрамлению (нагрузка на пористость занимает по величине второе место среди других факторов). Здесь также связь пористости с составом обломочной части пород не непосредственная. Она проявляется через связь состава с цементом: там, где меньше цемента, больше пористость.

Наименьшую роль в формировании специфических отличий изучаемых отложений играет фактор катагенетической переработки (табл. 4, фактор III). Породы, обогащенные глинистым цементом, обеднены карбонатным и гипс-ангидритовым цементом. При этом содержание глинистого цемента повышается с увеличением однородности обломочных зерен, в составе которых все возрастающую роль играет кварц. Подобные зависимости связаны с замещением глинистого вещества карбонатом и ангидритом и взаимозамещением карбоната и ангидрита. В шлифах очень часто отмечается заполнение пор вторичным карбонатом пойкилитовой структуры, по периферии которого сохранялись пленочки глинистого цемента. Иногда отмечаются псевдоморфозы кальцита по ангидриту и замещение ангидритом глинистого вещества. Уменьшение количества кварца по мере увеличения вторичного карбонатного и гипс-ангидритового цемента может быть связано с влиянием первичного состава породы на интенсивность процессов новообразования цементов и непосредственным замещением минеральных зерен. Во всяком случае, в шлифах нередко наблюдается разъедание кальцитом и ангидритом кварцевых зерен. Отличительная черта фактора в данном районе — независимость интенсивности его проявления от глубины.

На изменение в разрезе величины пористости данный фактор влияния не оказывает.

В целом, рассматривая различия в силе воздействия факторов на особенности состава и структуры отложений в описанных районах, необходимо отметить следующее.

Факторы определяют причины различия структуры, состава и свойств отдельных горизонтов и пластов (образцов) в разрезе нижнемотской подсветы каждого района. Сила воздействия факторов (их порядок) и особенности проявления определяются расположением районов по отношению к источникам сноса. В районах, удаленных на значительное расстояние от источника сноса (районы, тяготеющие к западному обрамлению амфитеатра), породы наиболее сильно отличаются по составу обломочных компонентов; в районах, удаленных на значительное расстояние (районы внутренней части Иркутского амфитеатра), различия сильнее всего проявляются в их структуре. При этом по мере увеличения длительности переноса изменение состава пород перестает сопровождаться изменением их гранулометрических характеристик.

Различия в составе пород, связанные с действием катагенетических

процессов, слабее всего проявляются в районах, где вся толща изучаемых отложений переработана этими процессами наиболее интенсивно. Так, в Приленском районе и в районе внутренней части Иркутского амфитеатра, где разрезы нижнемогочской подсвиты характеризуются наибольшей интенсивностью катагенетических изменений, соответствующий фактор занимает лишь третье место. Видимо, вследствие интенсивной переработки всей толщи различия между отдельными слоями постепенно исчезают, нивелируются. Интенсивность катагенетических преобразований толщи определяет также специфику их проявления в каждом районе. В Приленском районе, где вся толща переработана этими процессами наиболее сильно, уловить изменение их интенсивности с глубиной не удастся. В разрезах внутренней части Иркутского амфитеатра, затронутых вторичными процессами несколько слабее, основным результатом их воздействия является развитие кварцевого цемента; содержание которого увеличивается с глубиной. И наконец, в районах обрамления, где катагенетические изменения пород выражены наиболее слабо, вторичные процессы приводят в основном к уменьшению с глубиной количества глинистого и карбонатного цемента.

Различия в величине пористости отдельных слоев, обязанные действию катагенетических процессов, также связаны с общей интенсивностью их проявления в данном регионе. Чем сильнее выражены катагенетические изменения в разрезе, тем меньше они влияют на появление различий в величине пористости. В Приленском районе фактор катагенетической переработки отложений не повлиял на изменение (от слоя к слою) величины пористости, в районах внутренней части амфитеатра его влияние, хотя и проявляется, но в незначительной степени, в районах же обрамления этот фактор становится основным, определяющим изменение величины пористости.

ВЫВОДЫ

1. Песчано-алевритовые породы (коллекторы) представляют собой сложную природную систему, характеризующуюся определенными связями между слагающими ее компонентами. Эти связи приводят к тому, что ни одни из рассмотренных показателей (компонентов породы) не меняется самостоятельно, вне связи с другими. Изменения каждого из показателей контролируются изменением других.

2. Структура системы может быть описана небольшим числом факторов, каждый из которых имеет в своей основе совокупность определенных природных процессов. Таким образом, характер взаимосвязей есть отражение природных процессов, сформировавших изучаемые отложения.

3. В каждом из трех рассмотренных районов Иркутского амфитеатра значительная часть наблюдаемых изменений компонентов пород может быть объяснена тремя факторами: составом исходных пород и его преобразованием в процессе переноса; фациальной обстановкой осадконакопления; катагенетической переработкой отложений. Однако степень их влияния на особенности состава и структуры отложений в разных районах была различной. Кроме того, сами факторы отличались в каждом из районов определенными специфическими чертами.

4. Состав и свойства (в том числе и пористость) отдельных горизонтов (слоев) разреза в настоящее время отличаются друг от друга в связи с относительными различиями в степени проявления того или иного процесса в отдельных горизонтах (слоях), и эти отличия могут сглаживаться при увеличении абсолютной степени воздействия процесса на рассматриваемую толщу.

5. В рассмотренных районах изменения величины пористости в разрезе нижнемогочской подсвиты обязаны в основном воздействию двух факторов. Один из них связан с фациальной обстановкой седиментации

и представлен процессами механической и химической дифференциации, которые к тому же определяют и образование хемогенных цементов различного состава на ранних стадиях формирования породы, другой — процессами катагенетического преобразования отложений. В Приленском районе и районах внутренней части Иркутского амфитеатра решающее значение на изменение величины пористости оказала фациальная обстановка осадконакопления, а в районах, тяготеющих к западному обрамлению, — катагенетические преобразования пород. В Приленском районе последние к заметным различиям в величине пористости отдельных горизонтов (слоев песчно-алевритовых пород) не привели.

6. Пористость отложений не связана непосредственно с составом обломочной части. Связь эта проявляется только в той мере, в какой состав влияет (или является следствием) на течение вышеуказанных процессов.

7. Изменение пористости с глубиной в рассмотренных районах связано с разными причинами. В Приленском районе увеличение пористости с глубиной обязано условиям седиментации, которые, видимо, вследствие наличия крупного тектонического ритма привели к закономерной смене вверх по разрезу более грубозернистых, плохо отсортированных осадков мелкозернистыми, хорошо отсортированными. В двух других районах изменение пористости с глубиной связано с процессами катагенетического преобразования пород. В районах внутренней части Иркутского амфитеатра в результате воздействия катагенетических процессов получает развитие вторичное окварцевание пород, которое усиливается с глубиной, что приводит к уменьшению пористости. В районах, тяготеющих к обрамлению, катагенетические процессы вызывают по мере увеличения глубины сокращение объема глинистого и карбонатного цемента, следствием чего является увеличение пористости с возрастанием глубины.

8. Факторный анализ, подтвердив справедливость основных существующих взглядов, положенных нами в основу разработки модели, в то же время позволил количественно оценить степень влияния различных природных факторов на формирование структуры и состава отложений и величины их пористости. С его помощью также удалось вскрыть причины, определившие различия в степени влияния изученных факторов в трех рассмотренных районах Иркутского амфитеатра.

ЛИТЕРАТУРА

- Каледа Г. А. Об эпигенетических изменениях палеозойских отложений Русской платформы — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Каплан М. Е. Критерии, используемые при выделении зон катагенеза в терригенных отложениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
- Кюринг Л. Д. Факторы, влияющие на пористость терригенных пород. — Сов. геология, 1971, № 2.
- Коссовская А. Г. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Коссовская А. Г., Шутов Б. Д. Зона эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. — Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. М., «Мир», 1967.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., «Недра», 1969.
- Сахибгареев Р. С., Абдулин Р. А. О вторичных преобразованиях песчано-алевритовых пород продуктивного горизонта Трехозерского месторождения. Тр. Н.-и. и проект. ин-та «Гипротомынефтегаз», Тюмень, 1971, вып. 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Lelle R., Seolari G. Phenomenes de diagenèse précoce dans les sédiments terrigenes de bordures triassique mâconnaise et sous cévenole. Bull. Bur. rech. géol. et minères, 1968, sec. 4, No. 4.
- Pettijohn P. J. Sedimentary rocks. N. Y., 1957.

**РАЗМЕЩЕНИЕ ТИПОВ ИЗМЕНЕНИЙ СМЕШАНОСЛОЙНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ В ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОДАХ
И ПОЧВАХ СССР**

Б. П. ГРАДУСОВ

На основании прямых определений смешанослойных образований и природных условий установлены основные типы изменений вероятностно-статистических картин пакетов в почвах СССР. Существует глубокая разница между почвами горных территорий и полимиктовых песков холодного и умеренного поясов, с одной стороны, и почвами крупных равнин — Русской и Западно-Сибирской, отчасти Восточно-Сибирской — с другой. В первых фиксируется активное новообразование упорядоченных в той или иной мере или сегрегационных из монтмориллонитовых и вермикулитовых пакетов сложных смешанослойных образований по первичным слюдам и хлоритам. Во вторых преобладают унаследованные сложные смешанослойные образования главным образом из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов. Размещение смешанослойных образований на равнинах отражает влияние геотектонического и биоклиматического факторов. Принятая система характеристики изменений смешанослойных образований от почвообразующей породы к верхнему горизонту почв содержит возможность дальнейшего их анализа на уровне межслоевых промежутков и иногда трех-двухэтажного слоя. При таком анализе смешанослойные образования рассматриваются как статистически однородные гетерогенные системы бесконечно большого числа кристаллов.

Настоящее сообщение — результат анализа географических и генетических закономерностей глинообразования в поверхностных породах и развитых на них почвах СССР. В качестве объекта исследования выбраны смешанослойные образования, что определяется двумя обстоятельствами: широким распространением их и наибольшей изменчивостью при почвообразовании (сравнительно с другими глинистыми минералами). Важность изучения смешанослойных образований для познания процессов литогенеза отмечена и А. Г. Коссовской (1966).

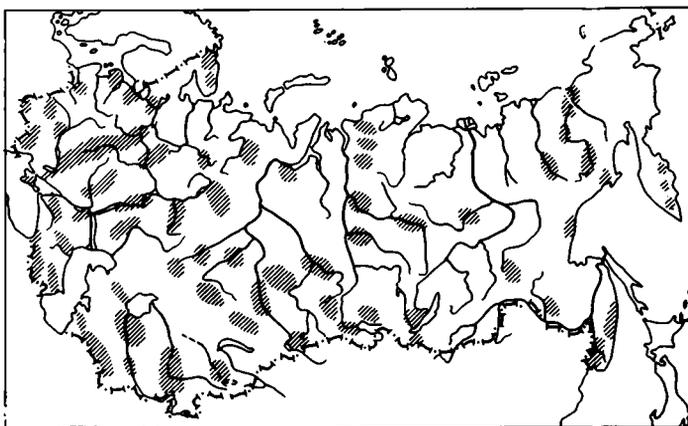
С помощью рентгеноструктурных методов исследованы смешанослойные образования фракций $< 0,001$ мм из 514 разрезов типичных почв (фиг. 1) по всем генетическим горизонтам: A_1 , A_2 , В и С (почвообразующая порода). По рентгеноструктурным данным определены: типы пакетов, резкие градации по количественному соотношению пакетов, характер чередования пакетов в смешанослойных образованиях (Градусов, 1971, 1972₂, 1973).

Тип изменений смешанослойных образований содержит характеристику образований почвообразующей породы и наиболее часто встречающихся образований активных (A_1 и A_2) горизонтов почв.

Как следует из вышеизложенного, принятая система описания и анализа смешанослойных образований не требует использования пока еще весьма несовершенных методов количественного определения глинистых минералов и образований в почвах.

Экстраполяция данных за пределы районов исследования выполнялась на основании анализа почвенных и геологических карт, карт чет-

вертикальных отложений, а для Европейской части СССР — карты почвообразующих пород (Чижиков, 1969). Принципы выделения контуров почвообразующих пород и почв с близкими показателями для смешанослойных образований те же, что и при выделении контуров с однородными профилями глинистого материала почв (Градусов, 1972₁). Учитывались результаты изучения смешанослойных образований в гидротермальных породах (Разумова, 1971; Ратеев, Градусов, 1970; Ратеев и др., 1972; Волостных, 1972, и др.) и эпигенетически измененных осадочных отложениях (Ратеев, Градусов, 1971, Коссовская и др., 1971; Шутов и др., 1971, и др.).



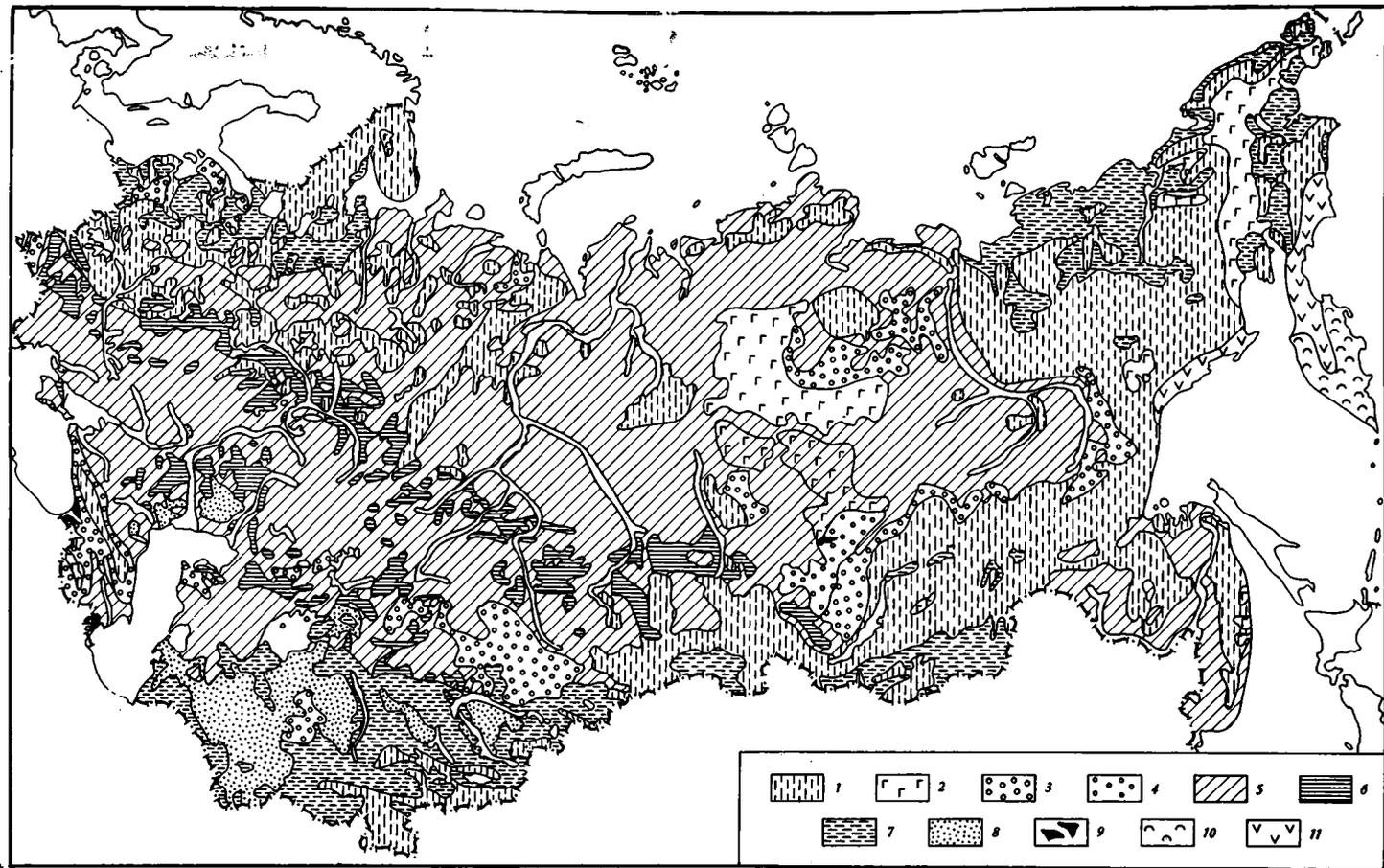
Фиг. 1. Картограмма районов, где проводились исследования

Всего выделено 11 типов изменений смешанослойных образований в соответствующих породах и почвах (фиг. 2).

I тип. В почвообразующей породе высокое содержание индивидуальных минералов типа биотит-флогопитов и триоктаэдрических железистомагнезиальных хлоритов. По всему профилю происходит преобразование этих минералов в смешанослойные слюда-вермикулитовые (монтмориллонитовые) и хлорит-вермикулитовые образования с тенденцией к упорядоченности. Интенсивность преобразования в верхних горизонтах наибольшая, поэтому здесь установлены сообщества кристаллитов с сегрегационным чередованием пакетов монтмориллонит-вермикулитового типа.

Основные области распространения почв с перечисленными характеристиками изменений смешанослойных образований приурочены к элювию — делювию кислых массивно-кристаллических и метаморфизованных пород, к моренным супесчано-песчаным отложениям, флювиогляциальным пескам и развитым на них, недавно выделенным В. О. Таргульяном (1971), подбурам и Fe — Al-гумусовым подзолистым почвам гумидных горных территорий, Балтийского кристаллического щита и некоторых участков на севере Русской и Сибирской равнин. Возможно, что подобный тип изменений свойствен элювию — делювию коренных пород и высокогорных почв Средней Азии.

II тип. В глинистом материале почвообразующей породы содержатся продукты зеленокаменной пропилитизации. Глинистый материал содержит смешанослойные образования типа триоктаэдрических хлорит-монтмориллонитов (вермикулитов). В нижних горизонтах почв чаще всего обнаруживаются образования с преобладанием хлоритовых пакетов. Возможны неупорядоченные разновидности. Установлены образования с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. По крайней мере в почвах холодных и умеренных областей (для территории СССР



Фиг. 2. Картограмма размещения типов изменений смешанослойных образований
 Типы: 1—I, 2—II, 3—III, 4—IV, 5—V, 6—VI, 7—VII, 8—VIII, 9—IX, 10—X, 11—XI

только они и образуют большие ареалы) в верхних горизонтах происходит уменьшение количества монтмориллонитовых пакетов в образованиях. Возможно, что в верхних горизонтах кислых таежных почв осуществляется распад этих образований.

Основные области распространения почвообразующих пород и почв: горный массив Путорана, Крайний Северо-Восток, небольшие участки на Алданском нагорье, Кольском полуострове и горах Дальнего Востока. Они приурочены к четвертичным элювиально-делювиальным образованиям на основных интрузивно-эффузивных породах и к своеобразным недифференцированным горно-тундровым и горно-таежным почвам в условиях холодного и отчасти умеренного гумидного климата.

III тип. В глинистом материале почвообразующей породы и иллювиальных горизонтов почв преобладают простые смешанослойные образования из диоктаэдрических слюдистых и монтмориллонитовых пакетов и (или) триоктаэдрических или диоктаэдрических хлоритового и монтмориллонитового пакетов. Присутствие диоктаэдрических хлорит-монтмориллонитовых образований установлено в почвах Прибалтики, Иркутского амфитеатра. Согласно исследованиям Д. Д. Котельникова и Н. А. Солодковой (1971), хлорит-монтмориллонитовые триоктаэдрические и диоктаэдрические образования возможны в почвах на карбонатных породах комплекса $Sp-O$ в полосе, прилегающей к Енисейскому кряжу. Основной мотив изменений вероятностно-статистических картин — увеличение количества монтмориллонитовых межслоевых промежутков в образованиях верхних горизонтов. В случае слабого изменения пород почвообразованием структура смешанослойных образований не изменяется.

Рассмотренный тип изменений смешанослойных образований характерен для четвертичных элювиально-делювиальных пород, а также морен смешанного состава, сформировавшихся за счет коренных осадочных эпигенетически измененных отложений различного возраста. Основные области распространения — Восточная Сибирь, Казахский мелкосопочник, Крым, Карпаты, Прибалтика. Климат холодный и умеренный гумидный. Почвы относятся к типам дерново-карбонатных и бурых лесных.

IV тип. В почвообразующей породе встречаются смешанослойные образования уже рассмотренных типов: простые диоктаэдрические слюда-монтмориллониты и триоктаэдрические (иногда диоктаэдрические) хлорит-монтмориллониты. В отличие от предыдущего типа здесь возможно уменьшение в глинистом материале верхнего горизонта количества монтмориллонитовых пакетов с переходом смешанослойных образований в группу сегрегационных из слюдистых и хлоритовых пакетов.

Этот тип изменений смешанослойных образований характерен для глинистого материала почвообразующих четвертичных пород элювиально-делювиального генезиса по древним осадочным эпигенетически измененным карбонатным породам (юг Восточной Сибири, Прибалтика) или делювиально-пролювиального генезиса по вулканогенно-осадочным отложениям Закарпатья. Почвы относятся к дерново-подзолистым остаточном-карбонатным и псевдоглеевым, образовавшимся в условиях умеренного гумидного климата под лесной растительностью.

V тип. В почвообразующей породе и иллювиальном горизонте сложные смешанослойные образования главным образом из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов и (или) монтмориллонитовые индивидуальные минералы. В целом вся эта система отвечает характеру смешанослойных образований типа сегрегационных из блоков монтмориллонитовых пакетов. В оподзоленных и перегнойно-аккумулятивных горизонтах наблюдается уменьшение количества монтмориллонитовых па-

кетов. Иногда при этом меняется тип переслаивания на сегрегационный из слюдистых пакетов, чаще же, по-видимому, тип переслаивания остается тем же или изменяется до неупорядоченного с широко меняющейся нормой переслаивания пакетов.

Это наиболее распространенный тип смешанослойных образований на территориях основных равнин — Русской, Западно-Сибирской и в меньшей мере Восточно-Сибирской в некоторых тундровых дерново-подзолистых, черноземных и каштановых почвах на суглинисто-глинистых четвертичных отложениях типа покровных и лёссовидных суглинков; на территории Сибири, кроме того, — аллювиальных, флювиогляциальных, моренных и морских четвертичных отложениях с тундровыми и таежными почвами.

VI тип. В почвообразующей породе и иллювиальных горизонтах смешанослойные образования того же типа, что и в дерново-подзолистых и тундровых почвах равнин (V), т. е. сегрегационные слюда-монтмориллониты с крупными блоками из монтмориллонитовых пакетов и (или) индивидуальные монтмориллонитовые минералы. Отличается от предыдущего тем, что в верхних горизонтах практически всегда происходит такое изменение количества монтмориллонитовых пакетов, которое сопровождается изменениями общей вероятностно-статистической картины до сегрегационной из блоков слюдистых пакетов.

Этот тип сопряженных изменений смешанослойных образований характерен для покровных бескарбонатных суглинков, лёссовидных суглинков, лёссов, четвертичных глин и суглинков элювиально-делювиального происхождения, аллювиальных суглинистых отложений и развитых на них серых лесных, солонцовых и особенно осолоделых почв Русской и Западно-Сибирской равнин.

VII тип. Весь профиль глинистого материала почв представлен диоктаэдрическими слюда-монтмориллонитовыми и триоктаэдрическими хлорит-монтмориллонитовыми (вермикулитовыми) сложными смешанослойными образованиями с сегрегациями соответственно из слюдистых и хлоритовых пакетов. Предельная возможная форма — неупорядоченные образования с количеством монтмориллонитовых пакетов 30—40% — характеризуется широко изменяющейся нормой переслаивания пакетов. Возможно, что в верхних перегнойно-аккумулятивных горизонтах происходит увеличение количества монтмориллонитовых (вермикулитовых) пакетов. Смешанослойные образования находятся в единых системах с хорошо окристаллизованными диоктаэдрическими слюдами и триоктаэдрическими хлоритами.

Рассматриваемое сопряжение смешанослойных образований характерно для аллювиальных и озерно-ледниковых отложений и развитых на них сухомерзлотных почв и криоземов холодных континентальных межгорных котловин и равнин Крайнего Северо-Востока, лёссов и лёссовидных пород с серо-бурыми почвами и сероземами подгорных равнин Средней Азии. Сравнительно небольшие участки возможны в таежных почвах на делювиально-пролювиальных отложениях внутренних котловин Алданского нагорья.

VIII тип. Близкий VII по структурным признакам, но генетически особый тип сопряжения смешанослойных образований. Он существует в почвах развееваемых песков. Своеобразие его состоит в том, что присутствующие или новообразующиеся кристаллиты смешанослойных образований с повышенным содержанием монтмориллонитовых (вермикулитовых) пакетов выдуваются из почв. В связи с этим суммарная вероятностно-статистическая картина изменений остается сравнительно постоянной или даже смещается в сторону индивидуальных минералов: слюд и хлоритов. Вторая особенность — изменчивость соотношений различных смешанослойных образований в связи со слоистостью отложений и наличием погребенных почв.

Данный тип изменений смешанослойных образований характерен для развееаемых песков и развитых в них почв Средней Азии, Прикаспийской низменности и небольших массивов степной зоны Европейской части СССР, а также Забайкалья (район Улан-Удэ).

IX тип. В почвообразующей породе и в меньшем количестве по всему профилю встречаются неупорядоченные смешанослойные образования из триоктаэдрических хлоритового и вермикулитового (дефектного хлоритового) пакетов, а также высокожелезистых слюдистого и монтмориллонитового пакетов — продуктов пропилитизации основных массивно-кристаллических пород — или же близкие по составу, иногда упорядоченные хлорит-вермикулиты или слюда-монтмориллониты на осадочных эпигенетически измененных породах. Эти образования в верхних горизонтах исчезают, по-видимому, разрушаются. Второй ряд смешанослойных образований представлен переслаиваниями из монтмориллонитового и каолинитового пакетов (Sakharov, Drits, 1973). Предположительное изменение этого переслаивания при почвообразовании — накопление каолинитовых пакетов.

Этот тип изменений смешанослойных образований характерен для красноземных и в меньшей мере желтоземных почв субтропических Западного и Восточного Закавказья.

X тип. Выделяется в глинистом материале почв из современных областей сильного и умеренного пеплопадов. Смешанослойные образования в верхних (наиболее молодых) слоях представлены системами из галлуазитовых и метагаллуазитовых пакетов. В нижних (стадийно более зрелых и старых) слоях, а также при подстилании более древними четвертичными отложениями постепенно или резко возрастает количество образований из метагаллуазитовых и несовершенных каолинитовых пакетов. В целом это отвечает ряду кристаллизации при потере межпакетной воды: галлуазит → каолинит.

Главная особенность изменений: наименее обводненные и зрелые с точки зрения стадийных преобразований формы приурочены к нижним горизонтам, что отличает вулканогенные почвы от почв влажных субтропиков.

Данный тип изменений смешанослойных образований характерен для слоистых пепловых отложений в условиях гумидного приокеанического климата Камчатки с дерновыми охристыми и дерновыми охристо-подзолистыми почвами (Соколов, Таргульян, 1964).

XI тип. Выделяется для всего почвенного покрова горной Камчатки и прилегающих с севера районов, а также почв Охотского побережья, испытывающих ослабленное влияние пеплового материала. В принципе профиль в связи с этим размещается не только в пепловой толще, но и в рыхлом материале: эллювии — делювии различных коренных пород. В связи с двучленностью почвообразующей породы здесь наблюдаются два ряда изменений смешанослойных образований по рассмотренным выше I и X типам.

Климат гумидный приокеанический холодный. Почвы представлены главным образом дерново-тундровыми и подзолистыми типами.

Типы изменений смешанослойных образований почвообразующих пород и почв СССР в целом характеризуются четырьмя особенностями 1. Преобладают виды из диоктаэдрических слюдистых и монтмориллонитовых пакетов; реже встречаются триоктаэдрические хлорит-вермикулитовые и биотит-вермикулитовые смешанослойные образования. 2. Наиболее часты в почвообразующих породах и почвах образования с широко меняющейся нормой переслаивания пакетов и крупными блоками пакетов какого-либо вида, чаще всего слюдистых или монтмориллонитовых; упорядоченные виды смешанослойных образований в четвертичных отложениях и почвах исключительно редки. 3. Широко распространены типы сопряжений, в которых отсутствуют

значительные изменения количественных соотношений пакетов и законов их чередования (типы V, VII). 4. За редким исключением (тип IX), изменение смешанослойных образований в верхнем горизонте почв затрагивает главным образом межслоевые промежутки и связующие прослойки, не вызывая коренной перестройки структурной основы.

Все эти особенности отражают слабое воздействие гипергенно-педогенетических процессов, что связано с формированием поверхностных отложений и почв в условиях ледового и других типов литогенеза и почвообразования в холодном и умеренном гумидном, а также холодном и жарком аридном климате.

Установлено, что оба типа трансформационного преобразования глинистых минералов — деградация и аградация — сопровождаются фазой упорядоченных форм смешанослойных образований (Дьяконов, 1966; Шутов и др., 1971; Градусов, 1972). Редкое присутствие этих форм в четвертичных отложениях и почвах может быть следствием перемешивания разных по характеру и количественным соотношениям пакетов кристаллитов. Однообразие форм смешанослойных образований в почвообразующих породах внутренних участков равнин напоминает «тривиальные» ассоциации глинистых минералов в осадках пелагических областей океана. Основы этих ассоциаций составляют также смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования, структурно близкие образованиям почвообразующих пород и почв внутренних участков равнин. Видимо, накопление подобных смешанослойных образований имеет всеобщее значение и осуществляется на суше и в океане.

Слабой гипергенно-педогенетической измененностью можно объяснить и другой, установленный выше, факт: присутствие различных типов изменений смешанослойных образований в почвообразующих породах и почвах одной биоклиматической зоны. По-видимому, смешанослойные образования поверхностных пород, по крайней мере на равнинах, заимствованы от пород более древних, связанных с иными типами литогенеза и минералообразования. Так, смешанослойные образования III типа связаны с осадочными эпигенетически измененными породами Ст (юг Сибирской платформы), отложениями O — S — D Прибалтики, третичным вулканогенно-осадочным комплексом Карпат. Смешанослойные образования рыхлых элювиально-делювиальных четвертичных пород горного массива Путорана и бассейна Нижней Тунгуски, возможно, возникли еще в мезозое. Несомненно, что структурная основа смешанослойных образований (2:1 и 2:2 слои) во многих случаях создана в еще более отдаленное время. Таковы, в частности, смешанослойные образования моренных отложений Балтийского щита.

По характеру размещения выделяются две группы типов изменений смешанослойных образований в системе почвообразующая порода — почва.

Первая группа объединяет типы: I, II, III, X, XI. Они локализованы различно, часто поперек биоклиматических поясов, или отдельными контурами. Эти типы изменений приурочены к горным территориям, приподнятым краям платформ, неотектонически активным областям или высоким плато (в центре Сибирской платформы). Несомненно, таким образом, зависимость размещения этой группы от геотектонических и геоморфологических факторов.

Обогащенность почвообразующих пород и почв этой группы неустойчивыми минералами (слюды, хлориты), гумидный климат и хороший дренаж обеспечивают активное образование новых (вермикулитовых, монтмориллонитовых) межслоевых промежутков механизмом деградационных трансформаций. Ряды сопряженных изменений, по Ю. С. Дьяконову (1966), сопровождаются часто появлением в той или

иной мере упорядоченных форм смешанослойных образований. Признаки аградационных преобразований отсутствуют.

К I типу этой группы относятся полимиктовые песчаные отложения и развитые на них почвы равнинных участков Русской и Западно-Сибирской равнин. Это отражает, по В. О. Таргульяну (1971), сходство гидрологического режима песчаных почв холодных гумидных областей и горных почв на массивно-кристаллических породах. Свободный дренаж, характерный для тех и других, обеспечивает господство окислительных условий в отличие от таежных почв тех же климатических условий на суглинисто-глинистых отложениях, в которых создаются восстановительные условия. В связи с этими различиями В. О. Таргульян относит почвы горных областей и почвы на песчаных отложениях равнин к одной генетической группе.

Вторая группа объединяет типы: V, VI, VII, VIII, IX. Они размещены по плану, более или менее близкому широтной биоклиматической поясности, и приурочены к равнинным участкам территории СССР.

Наиболее широко распространен V тип. Он приурочен к суглинисто-глинистым отложениям (покровные и лёссовидные суглинки, лёссы). Сопряжение наблюдается в различных по генезису почвах: тундровых, таежных, степных (черноземы, каштановые). Смешанослойные образования этих почв унаследованы от пород, собственно почвенные процессы не вызывают значительных изменений смешанослойных образований.

VI тип сопряженных изменений также встречается в почвах различного генезиса: серых лесостепных, солонцах и солодах. Характерная черта — резкое уменьшение количества монтмориллонитовых межслоевых промежутков в смешанослойных образованиях верхних горизонтов, которое обусловлено процессами оподзоливания и влиянием легкорастворимых солей.

VII тип сопряженных изменений смешанослойных образований обнаружен в резко различных биоклиматических условиях: на равнинах Крайнего Северо-Востока с супесчаными и легкосуглинистыми пролювиально-делювиальными отложениями и на лёссовых равнинах Средней Азии. Преобладание слюдистых и хлоритовых пакетов в образованиях, отсутствие их изменений обусловлено разными причинами: низкими температурами почвогрунтов Северо-Востока и недостатком влаги в почвообразующих породах и почвах Средней Азии.

Приуроченность VIII типа изменений к сухостепной и пустынной областям с древним земледелием отражает влияние биоклиматического и антропогенного факторов.

В связи с усилением гумидности и увеличением температур в субтропическом Закавказье выделяется IX тип изменений смешанослойных образований.

Обращает внимание, что ареалы типов изменений смешанослойных образований часто шире, чем ареалы типов почв. Это отражает преимущественную зависимость распространения смешанослойных образований от характера и генезиса почвообразующих пород. Та же зависимость проявляется и в почвах одного типа, развитых на разных почвообразующих породах. Например, в полосе распространения дерново-подзолистых почв выделяются три типа сопряженных изменений смешанослойных образований.

В смешанослойных образованиях и их изменениях отражены некоторые моменты истории формирования четвертичных пород, иногда условия древних циклов литогенеза, а также современные факторы гипергенеза — педогенеза. Это позволяет надеяться, что систематическое изучение смешанослойных образований поможет лучше понять генезис поверхностных пород и развитых на них почв.

ЛИТЕРАТУРА

- Волостных Г. Г.* Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972.
- Градусов Б. П.* Рентгендифрактограммы и прямые Фурье-преобразования смесей ил-лита смешанослойных слюда-монтмориллонитов и монтмориллонита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12.
- Градусов Б. П.* Размещение основных типов профилей глинистого материала в почвах.— Докл. АН СССР, 1972₁, т. 202, № 5.
- Градусов Б. П.* Некоторые типы трансформационного механизма изменений слоистых силикатов в таежных почвах.— Почвоведение, 1972₂, № 11.
- Градусов Б. П.* О неоднородности смешанослойных образований. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 2.
- Дьяконов Ю. С.* Структурные особенности смешанослойных образований, возникающих при адсорбции калия. Зап. Всес. минералог. о-ва, 1966, ч. ХСV, вып. 6.
- Коссовская А. Г.* Типизация и генетическое значение смешанослойных минералов глин.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н.* О специфике формирования глинистых минералов в разных фашиально-климатических обстановках.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М. «Наука», 1971.
- Котельников М. Д., Солодкова Н. А.* Постседиментационное преобразование глинистых минералов в позднедокембрийских отложениях бассейнов рек Те и Чапы (Енисейский край).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1971, № 5.
- Разумова В. Н.* Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы коры выветривания Черноморского побережья Аджарии— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. 10, № 1.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П.* Структурные фазы преобразования андезито-трахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П.* Типы смешанослойных образований слюда-монтмориллонитового ряда в метабентонитах силура — ордовика Прибалтики.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н.* Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Соколов И. А., Таргульян В. О.* Особенности почвообразования в условиях современного вулканизма и вопросы классификации вулканических почв.— В кн.: Генезис, классификация и картография почв СССР. М., «Наука», 1964.
- Таргульян В. О.* Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М., «Наука», 1971.
- Чижиков П. Н.* Карта почвообразующих пород. М., ГУГК, 1969.
- Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А.* Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Sakharov B. A., Drits V. A.* Mixed-layer kaolinite-motmorillonite: a comparison of observed and calculated diffraction patterns. Clays and clay minerals, v. 21, No. 1-B. Great Britain, Pergamon press, 1973.

Почвенный институт
Москва

Дата поступления
15.XI.1972

УДК 551.482.212:553.492.1(470.311)

**ПАЛЕОДОЛИНЫ ПРЕДБОБРИКОВСКОГО ВРЕМЕНИ
И РАЗМЕЩЕНИЕ БОКСИТОВЫХ ПОРОД
В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ**

Е. И. ЗУБКОВСКАЯ, В. Ф. ФИЛИПОВИЧ

Приводятся новые сведения о развитии гидрографической сети предбобриковского времени, строении долин и древних водоразделов в юго-западной части Московской синеклизы. Рассматриваются комплексы высокоглиноземистых каолинистых глин и бокситовых пород с прослоями бокситов и закономерности их распространения, тесно связанные с предбобриковской геоморфологией (рельефом).

Рассматриваемая территория расположена в смежных районах Калужской, Смоленской и Брянской областей, в бассейне рек Ока, Жиздра и Болва. Ее протяженность с востока на запад около 200 км, с севера на юг — 110 км. Это область широкого развития песчано-глинистых отложений бобриковского горизонта визейского яруса нижнего карбона, залегающих на глубинах 10—100 м на эрозионной поверхности глинисто-карбонатных пород турнейского яруса. Территория изучена довольно полно, так как большая ее часть расположена в пределах Подмосквовного угольного бассейна.

Рельеф карбонатных пород, подстилающих угленосную толщу, и условия образования бобриковских отложений в пределах Подмосквовного бассейна изучались многими исследователями еще в 30—40-е годы М. С. Швецовым (1938), В. С. Яблоковым (1937), В. А. Котлуковым (1939), А. Э. Ульмером (1946), Л. М. Бириной (1941) и др. На основе обширного фактического материала были составлены карты гипсометрии известнякового фундамента Подмосквовного бассейна. Однако судить о древнем предбобриковском рельефе по картам современного рельефа известнякового фундамента можно лишь приблизительно, так как на характер современного рельефа повлияли и тектонические движения, происшедшие после накопления бобриковских отложений. В последующие, 50-е годы, для отдельных частей южной окраины Подмосквовного бассейна были составлены карты палеорельефа и фациального состава, осадков бобриковского горизонта (Михайлова, 1958; Ломашев, 1956).

Первые сведения о палеодолинах юго-западной части Подмосквовного бассейна приведены К. Ю. Волковым (1957). Он отмечал своеобразие условий структурного развития юго-западной части Московской синеклизы и указывал на наличие широкой палеодолины север—северо-восточного направления, приуроченной к зоне Брянско-Рославльского прогиба. К. Ю. Волков также подчеркивал необходимость применения фациального анализа при восстановлении палеорельефа. С. М. Шик (1960) отвечал линейно-вытянутые понижения глубиной 40—50 м, которые, по его мнению, представляют собой предвизейские эрозионные ложбины.

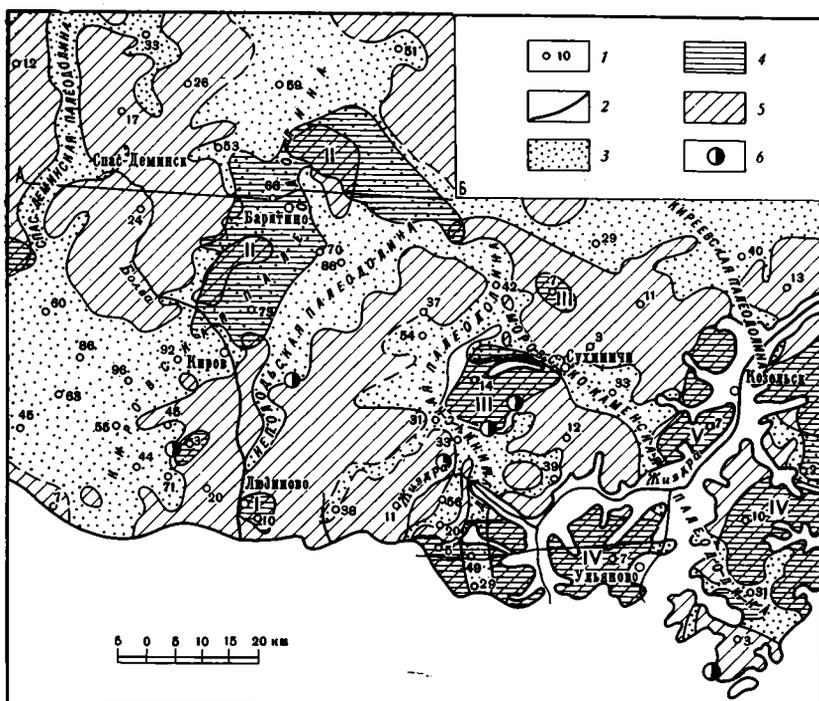
В этом же году опубликованы две наглядные схематические карты К. К. Рождественской (1960): гипсометрии кровли известнякового фун-

дамента и мощности нижней части толщи бобриковского горизонта (для юго-западной части Подмосковного бурогольного бассейна). Сопоставляя эти карты с целью сделать выводы о распределении угольных залежей, автор с той или иной степенью вероятности восстанавливает рельеф местности в период накопления осадков бобриковского времени. При этом в границах района нашего исследования были выделены глубокая Кировская депрессия и Неполодевская, имеющие меридиональное простираие и пересекающие так называемый Брянско-Рославльский прогиб, осложняя его как более мелкие структуры. Отмечается выполнение этих депрессий мощной толщей русловых песков, слагающих нижнюю часть бобриковских отложений. (В некоторых других местах, например, в области Сухиничского, Козельского поднятий и непосредственно севернее, показано локальное распространение в форме отдельных пятен песчаной толщи мощностью 10—20 м). К сожалению, нигде не говорится о возрасте карбонатных пород «фундамента» и об участках возможное их размыва в предбобриковское время. Поэтому ответ на конкретный вопрос об условиях формирования выделенных депрессий, их выполнении мощными песками остался не совсем ясным.

В 1962 г. Б. Г. Виноградовым, К. Ю. Волковым, В. А. Котлуковым и др. составлена первая схематическая карта палеорельефа доугленосной поверхности южного и западного краев Подмосковного угольного бассейна. Изогипсы палеорельефа этой поверхности в пределах юго-западной части Московской синеклизы вычислены по подошве известняков алексинского горизонта. Карта свидетельствует об эрозионном характере палеорельефа и отражает большую сложность гидрографической сети предбобриковского времени. При ее составлении авторы были ограничены площадью современного распространения алексинских известняков, которые, к сожалению, развиты не повсеместно, отсутствуя на большой территории в пределах Барятинского, Сухиничского, Ульяновского поднятий и в других местах. В связи с этим допускалась интерполяция данных на площадь предполагаемого распространения алексинских известняков. Это несколько снизило точность карты. Кроме того, в связи с тем, что южная граница современного распространения этих известняков проходит значительно севернее таковой бобриковских отложений (на юго-западе и юге центральной части на 20—30 км, на юго-востоке — на 60 км), вся южная часть рассматриваемой территории, т. е. район рек Ветьма и Болва и все правобережье р. Жиздра остались неизученными.

Основываясь на новом фактическом материале, полученном за последние 10 лет при проведении геолого-съемочных, поисково-разведочных и тематических работ, авторы провели фациальный анализ и анализ мощностей бобриковских отложений, на основе чего составили новую схематическую карту палеорельефа предбобриковского времени для юго-западной части Подмосковного бассейна (фиг. 1). При ее построении использованы данные примерно по 300 скважинам, пройденным главным образом в последние годы. Материал скважин прошлых лет (сотни скважин) интерпретировался нами заново, в соответствии с полученными в последние годы литологическими и палинологическими данными. В частности, В. И. Умнова (Центральная лаборатория ГУЦР) в карбонатных породах, залегающих непосредственно под бобриковскими отложениями и вскрытых рядом скважин, определила видовой состав спектра спор, характерный для нижней части озерской толщи заволжского горизонта, развитый в центральных районах Русской платформы, и ассоциацию спор, встречающуюся в верхнедевонских отложениях (образцы собрал В. Ф. Филипович).

Карта составлена по методике, изложенной в «Условных обозначениях и методических указаниях по составлению Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» под ред. Д. В. Наливкина (1962).



Фиг. 1. Палеорельеф предбобриковского времени юго-западной части Московской синеклизы

1 — скважины и мощность (м) в них бобриковских отложений (общее количество скважин в пределах показанной площади более 300, из них на схему нанесены только некоторые); 2 — граница современного распространения отложений бобриковского горизонта; 3 — долины предбобриковского времени; 4 — современные поднятия третьего порядка по поверхности глинисто-карбонатных пород турнейского яруса: I — Людиновское, II — Барятинское, III — Сухиничское, IV — Ульяновское, V — Козельское; 5 — междолинные пространства предбобриковского времени; 6 — проявления высокоглиноземистых пород прямые в нижней части фигуры (около Ульянова) — разрез ВГ

Палеогеографические исследования проводились на основе фациального анализа, методика которого развивается Г. Ф. Крашенинниковым (1960).

Методика выделения палеодолин кратко заключалась в следующем. Предварительно был проведен палеогеологический анализ предбобриковского времени. Для этой цели использована вспомогательная карта гипсометрии кровли пород, подстилающих бобриковские отложения, на которой на основе стратиграфического анализа новых палинологических данных выделены зоны интенсивного бобриковского размыва, где непосредственно под бобриковскими отложениями залегают глинисто-карбонатные образования малевского, заволжского горизонтов нижнего карбона и породы верхнего девона. Попутно эта карта позволила оконтурить современные локальные структуры третьего порядка (фиг. 1).

Местоположение основных поднятий в общих чертах совпадает с известными и оконтуренными, в частности, К. К. Рождественской (1960) и А. Н. Ануфриевым (1969). Исключение — Людиновское поднятие, ранее не выделявшееся, которое нами рассматривается как самостоятельная локальная структура, осложняющая северо-восточный склон более крупного Ульяновского поднятия. Параллельно с палеогеологическим анализом Е. И. Зубковской была составлена вспомогательная детальная карта изопакит отложений бобриковского горизонта с сечением горизонталей через 10 м и карта фаций начала бобриковского времени

с выделением мощных аллювиальных, песчаных толщ руслового типа. Из-за отсутствия выдержанных на всей площади маркирующих слоев известняков или пластов угля, могущих служить опорными горизонтами, при построении вспомогательных карт изопакит нами принимались во внимание полные мощности пород бобриковского горизонта.

Положение и направление предбобриковских долин, таким образом, определялось, во-первых, наличием мощных русловых песков (что отмечалось еще К. К. Рождественской) и, во-вторых, что не менее существенно, областями глубокого размыва подстилающих пород турнейского яруса, в частности глинистых известняков и моргелей упинского горизонта. Установлено, что в центральных частях долин залегают, как правило, озерско-хованские и верхнедевонские карбонатные отложения. Это позволило по-новому взглянуть на историю образования долин, точнее восстановить картину рельефа предбобриковского времени.

Очевидно, что в предвизейское время территория испытала значительное поднятие, которое сопровождалось интенсивными эрозионными процессами и разрушением пород, подстилающих бобриковские отложения, которые и легли в основу заложения долин. И если раньше, например, говорили о Кировской, Неполодской депрессиях, имея в виду локальные тектонические прогибы, осложняющие центральную часть так называемого Брянско-Рославльского прогиба, то теперь правильнее говорить о Кировской, Неполодской погребенных долинах предбобриковского времени, глубоко врезанных в подстилающие породы турнейского яруса. Причем по сравнению с известными депрессиями мы имели возможность уточнить контуры долин, а в отдельных случаях — несколько иначе представить их направление, о чем будет сказано при конкретном рассмотрении каждой из них.

Определив положение долин и водоразделов в предвизейское время, Е. И. Зубковская в дальнейшем построила фаціальную карту, относящуюся к более позднему времени — времени повсеместного формирования в основном озерно-болотных глинисто-песчаных отложений нижней части бобриковского горизонта с образованием огнеупорных глин и бокситовых пород за счет сноса материала с окружающих нивелирующихся возвышенностей.

При этом мы выделяли следующие литогенетические типы: угли и углистые сланцеватые глины болотного типа; озерно-болотные пластичные и песчаные глины с углистыми примазками; озерные огнеупорные аргиллитоподобные глины, содержащие свободный глинозем, и бокситовые породы; делювиально-аллювиальные алюможелезистые породы типа гравелито-брекчий; делювиальные и мелководноозерные обломочные, бобово-обломочные и глиноподобные бокситы; карстовые мелкообломочные бокситовые породы; пойменные и старичные песчано-глинистые отложения; элювиально-делювиальные зеленовато-серые и пестроцветные глины.

При сравнении двух карт палеорельефа предбобриковского времени (карты Б. Г. Виноградова, К. Ю. Волкова, В. А. Котлукова и других авторов с нашей картой) обнаруживается хорошая сходимость в выделении основных форм рельефа, несмотря на то что карты построены по разной методике. Это доказывает возможность применения в данных условиях фациального анализа и анализа мощностей бобриковских отложений при восстановлении предбобриковского рельефа. Кроме того, построенная карта детализирует характер гидросети предбобриковского времени. Например, применявшаяся нами методика позволила выделить и оконтурить ряд новых палеорек и соответствующих им долин и среди них Моровско-Каменскую, Думиничскую и Киреевскую, уточнить границы известных — Кировской и Неполодской и высказать предположение о распространении бобриковских отложений в прошлом в южном

направлении, в сторону Воронежской антеклизы, о чем говорится при рассмотрении Кировской долины.

На карте палеорельефа (фиг. 1) четко фиксируется сложная система древних долин, среди которых выделяются: Кировская, Спас-Деменская, Неполодская, Киреевская, Моровско-Каменная и Думиничская. Верховья трех последних палеодолин параллельно с нами установлены геологами Ф. С. Бибиковым, В. В. Решетовым и Н. М. Марковым при геологических работах 1968—1970 гг. В своей работе мы учитывали данные этих исследователей.

РЕЛЬЕФ ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДБОБРИКОВСКОГО ВРЕМЕНИ

Центральной долиной древней гидрографической сети, по-видимому, была Кировская. Она прослежена от современной границы распространения бобриковских отложений в северном направлении на 110 км. Можно предполагать, что эта долина протягивалась далеко на юг. Об этом свидетельствуют бобриковские песчано-глинистые отложения, обнаруженные в Брянской области вблизи пос. Бытош под покровом среднеюрских пород (Шик, 1960). Ширина Кировской долины от 13 км в районе г. Кирова до 30 км в районе сел. Барятино. Она глубоко врезана в подстилающие породы, и часто бобриковские отложения ложатся непосредственно на верхнедевонские доломиты. Глубина вреза долины, считая от кровли карбонатных пород, достигает 40—55 м.

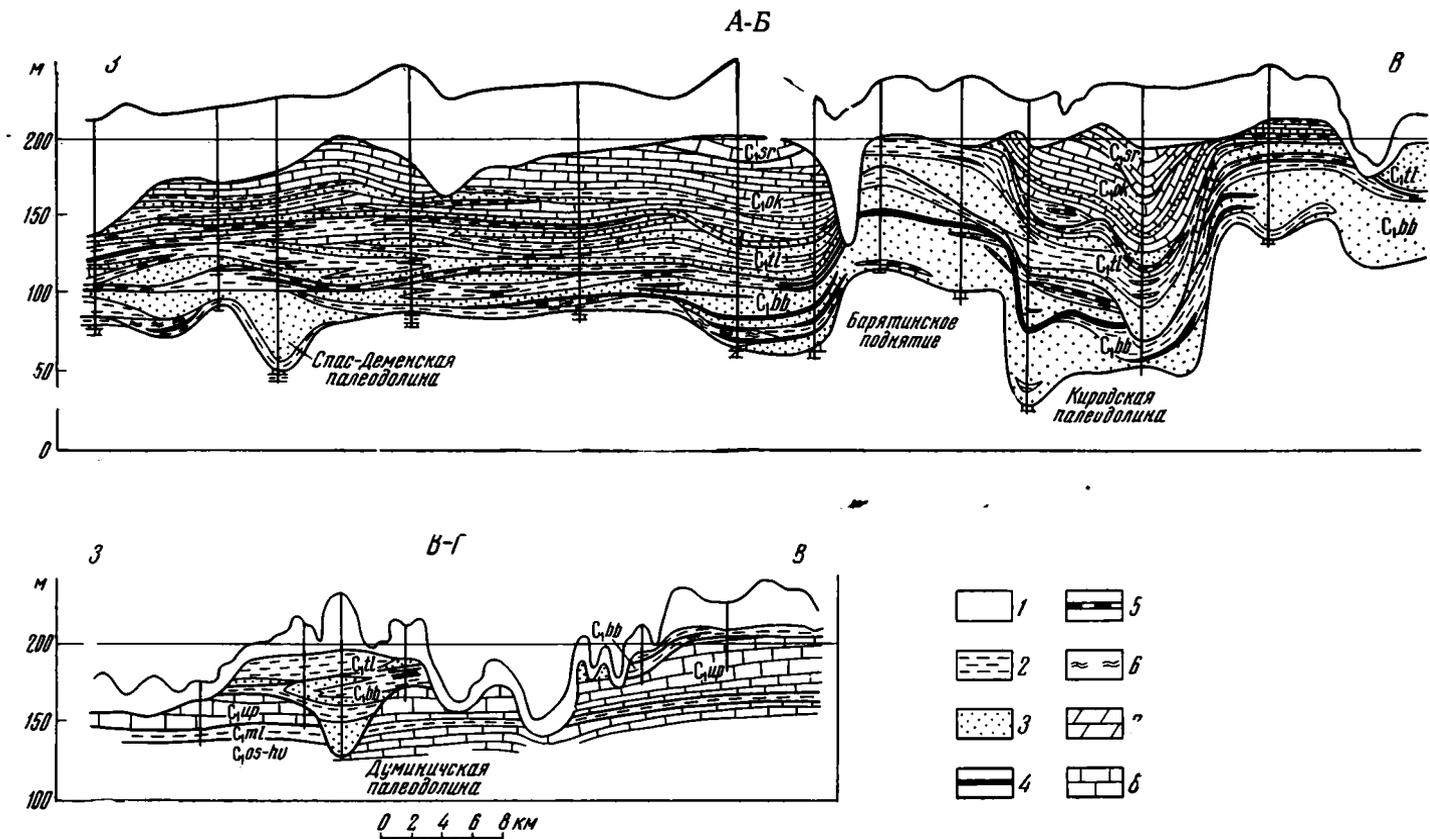
Кировская палеодолина пересекает Барятинское поднятие, в пределах которого имеется песчаный разрез бобриковских отложений, что характерно для наиболее врезанных частей долины (фиг. 2, А — Б). На этом основании можно предположить, что в бобриковское время Барятинское поднятие не существовало, во всяком случае, еще полностью не оформилось. К этому времени обнаруживаются лишь два зачаточных пологих водораздельных участка среди обширного песчаного поля (фиг. 1). За счет картирования мощных русловых песков на месте Барятинского поднятия в обширной области размыва упинских известняков, обнаруженной здесь и особенно в южной части, контур Кировской долины дается нами шире, чем предыдущими исследователями.

Вне долины скважины вскрыли обычный для Подмосковья разрез нижнего карбона. Здесь под бобриковскими отложениями залегают породы черепетского, упинского, малевского и заволжского горизонтов. Возраст пород подтвержден споровопыльцевыми и микрофаунистическими определениями.

Как правый приток Кировской реки можно рассматривать реку, соответствующую Неполодской долине. Ее ширина в верховье, в области северного склона Людиновского поднятия, составляла 1—3 км, в устьевой части — 8—12 км.

Спас-Деменская палеодолина по отношению к Кировской является также ложбиной более низкого порядка. Ширина ее обычно не более 5 км и лишь в приустьевой части до 10 км. Не совсем ясно направление стока соответствующей этой долине палеореки. Можно предполагать, что долина ее была сквозной, открытой к северу и югу. На юго-западе рассматриваемой территории отмечается обширная котловина, на месте которой, по-видимому, существовало проточное озеро. В него, очевидно, впадало несколько небольших безымянных рек, берущих начало на западном склоне Людиновского поднятия и из района междолинного пространства Спас-Деменской и Кировской рек.

Думиничская палеодолина начинается в пределах Ульяновского поднятия, к северу огибает Сухиничское поднятие и сливается с Кировской долиной у юго-восточной окраины Барятинского поднятия. Общая протяженность ее — 90 км при ширине 3—7 км. Судя по характеру обтека-



Фиг. 2. Геологические разрезы юго-западной части Московской синеклизы
 1 — четвертичные и мезозойские отложения; нижнекаменноугольные отложения: 2 — глина, 3 — песок, 4 — уголь, 5 — углистая глина сланцеватая; 6 — глинистые породы высокоглиноземистые; 7 — мергель; 8 — известняк

ния Сухиничского поднятия, последнее, очевидно, к началу визейского века существовало в виде водораздельного плато. Таким образом, Сухиничское поднятие древнее Барятинского. Думиничская палеодолина вблизи устьевой части принимает в себя Моровско-Каменскую долину более низкого порядка. Последняя, как и Думиничская, начинается в районе Ульяновского поднятия, проходит у юго-западной окраины Козельского поднятия и пересекает Сухиничское поднятие. Общая протяженность долины — 80 км. Ширина ее довольно неравномерна: 1—10 км. Наиболее узкий отрезок долины отмечается в районе Сухиничского поднятия.

Киреевская палеодолина прослеживается менее четко, так как частично совпадает с современной долиной р. Жиздры, где бобриковские отложения полностью размыты. Возможно, она была притоком более крупной палеодолины широтного направления, намечающейся в северо-восточной части рассматриваемой территории.

Глубина вреза описанных долин — 20—40 м. Бобриковские отложения в их пределах залегают главным образом на глинисто-карбонатных породах заволжского горизонта. Как и современные реки, крупные палеореки принимали множество мелких притоков. Долины этих притоков местами четко фиксируются по буровым скважинам.

Имея детальную морфологическую картину распространения долин в предбобриковское время на юго-западе Московской синеклизы, можно высказать предположение общего плана об их направлении.

Кировская, Неполодская и Спас-Деменская долины обнаруживают и подчеркивают центральную часть прогиба, очевидно, соединявшего в предвизейское время Московскую синеклизу и Днепровско-Донецкую впадину, и его общее субмеридиональное (юго-запад — северо-восток) направление. Думиничская, Моровско-Каменская и Киреевская долины, истоки рек которых находятся на северо-западном склоне Ульяновского поднятия, имеют общее северо-западное, а на отдельных участках субширотное направление и соединяются в конечном итоге с Кировской долиной. Наличие большого проточного озера на юго-западе рассматриваемой территории, направление ряда мелких долин, открытых с севера и северо-востока в это озеро, сквозной характер Спас-Деменской долины и прихотливые контуры всех основных долин в сочетании с глубоким врезом в подстилающие породы и большой мощностью бобриковских отложений говорят о возможном частичном стоке вод на юго-запад, в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Однако, судя по тому, что наиболее низкие абсолютные отметки поверхности глинисто-карбонатных пород, подстилающих бобриковские отложения в пределах долин, отмечаются на северо-востоке рассматриваемой территории, можно предположить, что общее направление стока всей Кировской гидрографической системы было северо-восточным, т. е. в сторону Московской синеклизы.

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС БОБРИКОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Состав бобриковских отложений в пределах палеодолин и на междолинных пространствах существенно различен.

Как видно на прилагаемых разрезах (фиг. 2), бобриковские отложения в пределах долин ясно разделяются на две части: нижнюю — в центральных участках древних крупных долин, представленную толщей кварцевых песков аллювиального генезиса, и верхнюю, сложенную чередующимися песками, глинами и углями заболоченных пойм озерно-болотного типа. Пески нижней части светлые, как правило, мелкозернистые с прослойками среднезернистых, песчаные зерна полуокатанные и окатанные. Мощность песков 22—60 м. При этом, чем глубже долина врезана в подстилающие породы, тем больше мощность базальных пес-

ков. В верхней части выделяются три-четыре, реже пять песчано-глинистых комплексов. Каждый из них начинается песками, залегающими с некоторым размывом на нижележащих осадках. Мощность песков невыдержана: 1,0—8,5 м. Пески вверх по разрезу сменяются тонкозернистыми и углистыми породами общей мощностью порядка 8—12 м. Это пластичные жирные глины, к которым приурочены пласты бурых углей. Общая мощность бобриковских отложений в пределах палеодолин 72—96 м.

В пределах древних водоразделов и на междолинных пространствах в разрезе бобриковских отложений снизу вверх выделяются: глины коры выветривания подстилающих глинисто-карбонатных пород турнейского яруса, каолиновые сухарные и аргиллитоподобные глины, замещающиеся по простираению пластичными жирными глинами озерно-болотного типа, песчано-глинистые породы с прослоями бурых углей.

Глины коры выветривания зеленовато-серые, местами известковистые с содержанием глинозема до 24,9%, в среднем 14,4%. В этих глинах встречаются прослой пестроцветных вишнево-красных глин, имеющих еще более высокое содержание глинозема (до 40,8%, в среднем 30,3%). Глины, как правило, выветрелые, переотложенные, имеют комковатую текстуру, в нижней части содержат неокатанные включения подстилающих мергелей и глинистого известняка, часто пиритовые. Состав глин гидрослюдисто-каолиновый с небольшой примесью гипсита и смешанослойных образований, обнаруженных Е. И. Зубковской на дифрактограммах. (Рентгеновский, термический анализы, просмотр вещества в иммерсионных жидкостях под микроскопом, петрографическое изучение пород в шлифах выполнены в Лаборатории литологии МГУ Е. И. Зубковской и в минералого-петрографической лаборатории ГУЦР — В. Н. Равдель, А. П. Даниловой и С. Е. Толмачевской.)

Мощность глин — 0,5—2,5 м. Можно предполагать, что они представляют продукты переотложения ранее существовавшей довизейской коры выветривания, которая была размита в предбобриковское время, соответствующее времени заложения глубоких магистральных долин. В дальнейшем кора выветривания и ее переотложенные продукты дали материал для накопления высокоглиноземистых пород в юго-западной части Московской синеклизы, обнаруженных в нижней части бобриковских отложений. Залегающие выше по разрезу каолиновые глины представляют высокосортные огнеупорные светло-серые камнеподобные и аргиллитоподобные породы типа флинтклей, плохо размокающие в воде, иногда пятнистые за счет неравномерного распределения примеси органических веществ, брекчированные, очень плотные, с шероховатым и полураковистым изломом.

По данным химического анализа, они характеризуются повышенным содержанием окислов алюминия (27—49%) при содержании кремнезема 33—61% и окислов железа 2—3%. В составе глин, по данным термического и рентгеноструктурного анализов, помимо каолинита, слагающего основную глинистую массу, отмечается примесь гипсита и гетита. Мощность описанных пород — 0,25—11 м.

Верхняя часть толщи бобриковских отложений в пределах древних водоразделов напоминает по строению разрез, присущий верхней части палеодолин. Здесь также обычно выделяется до трех песчано-глинистых комплексов с пластами и линзами бурых углей общей мощностью 3—12 м. Очевидно, формирование верхов бобриковского горизонта происходило на всей площади одновременно, в сходных условиях. В то же время существовавшая разница в микрорельефе обусловила различную продолжительность процессов аккумуляции и, как следствие этого, неравномерную мощность песчано-глинистой толщи в понижениях и на наиболее возвышенных участках.

Общая мощность бобриковских отложений в пределах водоразделов сокращается по сравнению с таковой в палеодолинах до 15—20 м и меньше, составляя местами в наиболее поднятых районах 2—3 м. Уменьшение мощности происходит главным образом за счет выпадения из разреза нижней песчаной толщи. Очевидно, формирование последней в палеодолинах предшествовало массовому накоплению осадков на древних водоразделах и соответствовало частичному перетолжению остаточных продуктов довизейской коры выветривания, сохранившихся местами в междолинных пространствах и на водоразделах.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

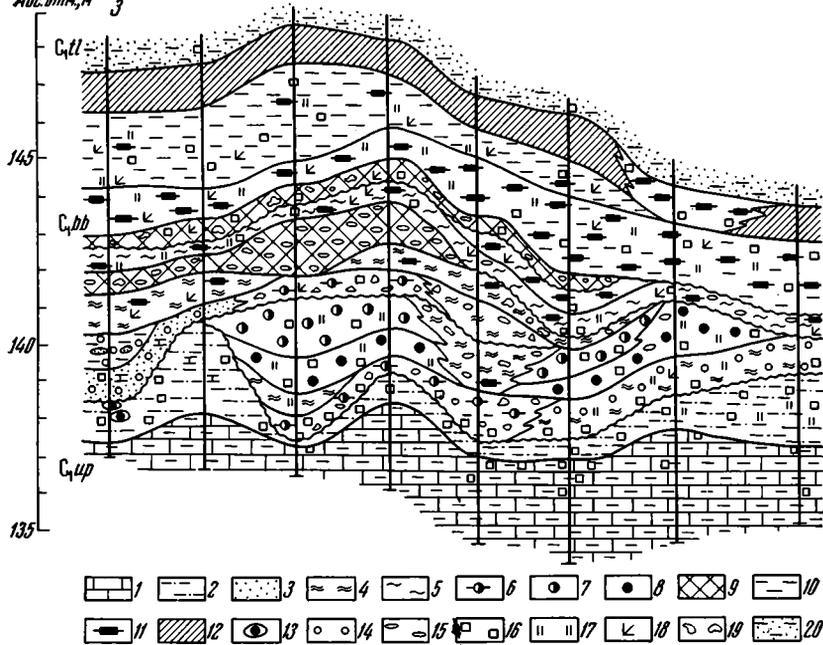
На размытой поверхности глинисто-карбонатных пород турнейского яруса в нижней части бобриковских отложений в разрезе ряда скважин обнаружены бокситоносные породы гиббсит-каолинитового состава. Установлено, что бокситоносный комплекс несогласно перекрывается угленосными песчано-глинистыми породами бобриковского горизонта, на границе с которыми залегают глинистые конгломераты с обломками каолинитовых глин и бокситовых пород, содержащих свободный глинозем, с растительными, иногда пиритизированными и обугленными остатками, с отпечатками и слепами корней стигмарий. Этот горизонт, вероятно, заболоченных почвенных образований мощностью 0,3—0,9 м говорит о том, что бокситообразование предшествовало угленакоплению. Бокситоносные отложения образуют линзообразные тела, которые по простиранию замещаются каолинитовыми аргиллитоподобными глинами озерно-болотного типа, а затем, в сторону синеклизы, угленосными песчано-глинистыми породами бобриковского горизонта. Закономерности распространения бокситоносного комплекса тесно связаны с предбобриковской геоморфологией (рельефом).

Установлено, что при переотложении продуктов довизейской коры выветривания формировались залежи высокоглиноземистых отложений: в мелководных проточных озерах, на пониженных местах в основании и нижней трети склонов поднятий, в сравнительной близости от крупных долин; в ложбинах стока и мелких палеодолинах, осложняющих склоны поднятий; в озерных впадинах и карстовых воронках на поднятиях.

В отношении бокситоносности первые представляют наибольший интерес. Аналогичные морфогенетические формы залежей бокситоносных отложений и закономерности их распространения выделялись многими исследователями раньше. Так, С. Г. Вишняков (1935) отмечал для северо-западного склона Московской синеклизы приуроченность высокоглиноземистых пород к мелким палеодолинам. Н. П. Хожаннов, В. И. Сиротин, Б. Н. Одокий, П. В. Орлова и др., изучающие бокситы КМА и перспективы бокситоносности окраин Московской синеклизы (работы 1960—1972 гг.), развили основные положения С. Г. Вишнякова и установили новые закономерности в распространении и условиях залегания бокситов.

Данная работа является продолжением исследований этого направления применительно к условиям юго-западной окраины Московской синеклизы. Наиболее полно представлен и изучен комплекс высокоглиноземистых пород, тяготеющих к юго-восточному склону Сухиничского поднятия, обращенному в сторону Думиничской палеодолины. Здесь, на Середейском месторождении огнеупорных каолинитовых глин, среди высокоглиноземистых пород Е. И. Зубковская впервые установила бокситы, выделив несколько разновидностей пород бокситоносного комплекса (фиг. 3).

В устьевой части палеодолины низкого порядка, открывающейся слева в Думиничскую палеодолину, обнаружены железистые бокситовые обломочные породы типа гравелито-брекчий, представляющие делювиаль-



Фиг. 3. Литолого-фациальный разрез бокситоносных отложений бобриковского горизонта, Серейское бокситопоявление

1 — глинистый известняк, подстилающий бокситоносные отложения; 2 — остаточная и частично переотложенная глина довизейской коры выветривания; 3 — аллювиальный алевритистый песок; 4 — озерная и озеро-болотная огнеупорная аргиллитоподобная глина; 5 — то же, с частичной почвенной переработкой; 6 — мелководно-озерная бокситовая порода, мелкообломочная; 7 — делювиальный и мелководноозерный боксит, пестроцветный обломочный; 8 — то же, глиноподобный; 9 — глинистые конгломератовидные образования почвенного типа; 10 — озеро-болотная глина, пластичная; 11 — глина сланцеватая, углистая, болотного типа; 12 — уголь; 13 — обломки сидеритизированных элювиальных бокситов; 14 — оолиты сидерита; 15 — глинистые окатыши; 16 — пиритность; 17 — слюдиность; 18 — растительные остатки; 19 — кавернность и пористость; 20 — песок глинистый, перекрывающий бокситоносные отложения

но-пролювиальный генетический комплекс: грубообломочные породы конуса выноса из области Сухиничского поднятия. По данным химического анализа, содержание глинозема в породах — 25,9—34,7%, кремнезема — 6,6—38,3% (среднее 17,4), окиси железа — 26,6—36,9%. Рентгеновский, термический анализы и просмотр вещества в иммерсионных жидкостях под микроскопом обнаруживают каолиновый состав с примесью гиббсита и карбонатов.

Выше делювиально-пролювиального комплекса залегают мелкообломочные конгломератовидные бокситоподобные породы, голубовато-серые или кремновые, с мелкими (0,1—2,0 мм) обломками сахарной глины и пестроцветными железистыми. Иногда в них встречаются пиритизированные отпечатки стигмарий. Содержание глинозема в этом, возможно, русловом осадке — 37—57%, кремнезема — 15—47%, окиси железа — 1,1—19,8%. По минеральному составу эти породы существенно каолиновые с примесью в глинистой фракции гиббсита и гидроокислов железа.

В тесной связи с бокситовыми породами находятся аллиты: серые, пятнами кремновые, тонкоплитчатые, с прослоями (0,4—0,5 м) конгломерата, состоящего из темно-серой или красновато-бурой глинистой массы и мелких обломков и окатышей светло-серой сахарной глины, сидерита и бокситовых железистых пород. Очевидно, это пойменные или мелководные озерные отложения. Для них характерно содержание глинозема (в среднем) — 50,1%, кремнезема — 44%, окислов железа — 4%.

Фациально и генетически с аллитами связаны бокситы. Они обнаружены в разрезе ряда скважин на глубине 70—85 м (фиг. 3). Мощность бокситов — 0,6—2,8 м. Они залегают как бы в аллитовой скорлупе. Среди бокситов выделяются камнеподобные и глиноподобные. Первые — пестроцветные мелкообломочные, бобово-обломочные с красновато-бурыми бобовинами, окатышами мелкими (менее 0,5 мм), реликтовыми обломками, вероятно, элювиальных бокситов и глин. Обломки бобовин и бобовины, покрытые выветрелой корочкой, свидетельствуют о переотложении бокситов. Вторые — кремовато-розовые пористые. Они, как правило, подстилают камнеподобные бокситы. По данным химического анализа, в бокситах глинозема — 54,6—66,6% (среднее — 58,9%), кремнезема — 12—29,1% (среднее — 22,9%), окиси железа — 2,4—14,3% (среднее — 9,6%).

Обе разновидности, таким образом, маложелезистые, высококремнистые. Кремневый модуль — 2,3—2,6, максимальный — 3,7. Данные рентгено-структурного и термографического анализов отображают гиббсит-каолинит-карбонатный состав бокситов. В небольшом количестве в глинистой фракции присутствуют бемит, гетит, гидрослюда и смешанослойные образования.

Основной минерал бокситов — гиббсит. Выделяется несколько его генераций. В обломочных бокситах первичный тонкокристаллический гиббсит концентрируется в обломках, очевидно, элювиальных бокситов, в бобовинах и гелеморфных образованиях с колломорфной текстурой. Кроме того, тонкокристаллический гиббсит входит в состав основной цементирующей каолинитовой массы. Крупнокристаллический гиббсит в форме шестиугольных пластинок в 0,1—0,5 мм образует перекристаллизованные каемки вокруг обломков и бобовин. Более поздний эпигенетический гиббсит выполняет поры и микротрещины в гелеморфных образованиях, выделяясь в виде сферолитов. В единичных случаях встречен ясно кристаллический пластинчатый гиббсит, образующий псевдоморфозы по конкрециям пирита. Вторичный гиббсит свидетельствует о процессах бокситообразования, происходивших после переотложения бокситовых пород в результате выветривания. В глиноподобных бокситах, значительно менее распространенных, чем обломочные, метаколлоидный и тонкокристаллический гиббситы наряду с каолинитом слагают основную часть породы.

В строении бокситоносного комплекса устанавливается определенная вертикальная зональность, которая прослеживается от гидрослюдисто-каолинитовых глин через каолинитовые к бокситам и бокситовым породам каолинит-гиббситового состава и далее снова к каолинитовым и гидрослюдисто-каолинитовым глинам. Между отдельными разновидностями бокситоносных отложений наблюдаются, как правило, постепенные переходы. Сопоставляя зональность данных отложений с таковой, характерной обычно для собственно латеритной коры выветривания, можно видеть их близкое сходство.

Этот факт зональности осадочных бокситоносных отложений — подтверждение положения о латеритном выветривании переотложенных продуктов древней коры в бассейне седиментации, т. е. обогащения их глиноземом на месте за счет выноса из них кремнезема. Это положение развивается Г. И. Бушинским (работы 1958—1971 гг.), Н. А. Лисициной и М. В. Пастуховой (1964) и др. В нашем случае такая зональность могла возникнуть, вероятно, в результате вторичной латеритизации глинистого и бокситового материала, вынесенного из первичной коры выветривания.

Доказательство существования такой коры кроме подстилающих остаточных и частично переотложенных горизонтально-слоистых гидрослюдисто-каолинитовых выветрелых глин, сохранивших реликтовые структурно-текстурные особенности подстилающих глин турнейского

яруса, о которых говорилось выше,— обломки элювиальных (остаточных) бокситов, встреченных в самих осадочных бокситах и бокситовых породах, и отдельные куски красных ожелезненных плотноолитовых бокситов, найденных Е. И. Зубковской в верхней части подстилающих глинистых пород. Оолиты состоят из тонкокристаллического гиббсита, участками замещенного сидеритом и гидрогетитом. Можно предполагать, что это остатки верхней части довизейской коры предположительно латеритного типа, когда-то распространенной здесь, но разрушенной в предбокситовое время. Глинистая фракция нижележащих известняков и мергелей также обогащена каолинитом и гиббситом. Вероятно, гиббсит попал в известняк еще во время его осаждения из суспензий, приносившихся с суши, а обломки остаточных бокситов заполнили пустоты в растворенном известняке в период отложения бокситового осадка.

Осадочные бокситы Середейского бокситопроявления представляют мелководноозерные образования, сложенные делювиальным мелкообломочным плохо сортированным бокситовым материалом и в меньшей степени пелитоморфным, с прослоями аргиллитоподобных глин, содержащих свободный глинозем. Как и на других известных месторождениях окраинных частей Московской синеклизы, мощность высокоглиноземистых пород на Середейском бокситопроявлении увеличивается во впадинах, соответственно уменьшаясь на их склонах (фиг. 3).

Отдельные разновидности описанного комплекса высокоглиноземистых пород (за исключением бокситов) встречены и изучены в разрезе ряда скважин вблизи других крупных палеодолин предбокситового времени (фиг. 1). Кроме того, высокоглиноземистые породы обнаружены местами на поднятых участках древних водоразделов, например на Сухиничском поднятии. Эти выветрелые обесцвеченные породы залегают в мелких переуглубленных ложбинах стока и в карстовых воронках. Обычно они подстилаются и перекрываются сухарными глинами и мало от них отличаются. Содержание глинозема в описываемых породах — 47—54%, кремнезема — 28—32%, окислов железа — 2,8—9%. Минералогический состав каолинитовый с примесью гиббсита. В пределах крупных магистральных долин высокоглиноземистые породы не встречаются.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поиски высокоглиноземистых пород в Подмосковном бассейне проводились неоднократно, но существенных результатов до сих пор не было. В основном они были сосредоточены за пределами рассматриваемой территории: в Тульской, в меньшей степени Орловской областях, где известны накопления глинозема среди аллофан-галлуазитовых пород, выполняющих неглубокие карстовые впадины. Бокситы в этих породах залегают в виде мелких линз и гнезд, не имеющих промышленного значения. Тем не менее поиски бокситовых пород и последующие некоторые геофизические работы часто ориентировались именно на такие залежи. Они вряд ли могли быть успешными, так как бокситы в аллофан-галлуазитовых породах, как показал М. С. Швецов (1938), образовались за счет миграции глинозема из вышележащих слоев, не связаны с довизейской корой выветривания и не могут быть широко распространены.

Поисково-ревизионные работы, проводившиеся на южной окраине Подмосковского бассейна (Сошникова, и др.), основывались на ревизии керна скважин, пробуренных главным образом как поисково-разведочные на уголь. Известно, что при бурении этих скважин уделялось недостаточно внимания породам, подстилающим угленосные отложения. Качество бурения, выход керна по породам подугольного интервала, т. е. бокситоносного комплекса, не всегда были удовлетворительными, поэтому работы, связанные с ревизией керна угольных скважин, не могли

дать принципиально нового конкретного материала. В то же время такие работы проводились часто без достаточно достоверной геоморфологической основы.

Лишь постановка целенаправленных комплексных региональных исследований в последние годы, которые проводились на окраинах Московской синеклизы с целью выявления огнеупорных глин и бокситов и оценки их перспектив (Одокий и др.), способствовала обнаружению залежей этих полезных ископаемых. На рассматриваемой территории поискам огнеупорных глин и бокситов предшествовал детальный литолого-фациальный и генетический анализ, проведенный авторами на базе предыдущих исследований и нового материала, полученного при геологосъемочных и тематических работах.

Проведенные исследования позволяют рассматривать район юго-западной части Московской синеклизы, во-первых, как перспективный в отношении обнаружения здесь высокосортных огнеупорных каолинитовых глин, что подтверждают разведанные в последние годы при участии авторов Середейское и Ульяновское месторождения, и, во-вторых, как район, требующий дополнительного изучения в отношении бокситоносности. Открытое в Калужской области Середейское бокситопоявление и некоторые другие в Тульской указывают на общность их геологического положения с известными бокситоносными районами других окраин Московской синеклизы. Эта общность проявляется в структурном положении, трансгрессивном характере залегания бобриковских отложений, нахождении в них переотложенных продуктов довизейской коры выветривания предположительно латеритного типа, сравнительно неглубоком залегании высокоглиноземистых пород (до 100 м), в том, что глинистые породы имеют существенно каолинитовый состав и обогащены свободным глиноземом, а в целом для подугольной части разреза бобриковских отложений характерны сильно измененные химическим выветриванием минералы.

Кроме того, действуют такие закономерности, общие с другими бокситоносными районами, как связь бокситоносных и угленосных отложений. Эту связь, проявляющуюся в фациальной смене этих отложений соответственно в сторону Московской синеклизы, установила для южной окраины синеклизы Е. В. Михайлова (1958). На юго-западной окраине также можно говорить о приуроченности в региональном плане бокситоносных отложений к внешней границе синеклизы, но при этом необходимо учитывать, что здесь современная граница распространения бобриковских отложений на отдельных участках эрозионная, а не фациальная. Это, с одной стороны, делает возможным обнаружение высокоглиноземистых пород, которые могли быть захоронены во впадинах южнее современной области распространения бобриковских отложений, с другой — ставит геолога перед необходимостью проведения детального фациального анализа, сопровождающегося выделением эрозионных границ в пределах современного распространения бобриковских отложений.

Нам представляется, что на юго-западной окраине синеклизы наиболее перспективны на огнеупорные глины и бокситы переходные области, где в одном вертикальном разрезе наблюдается совмещение бокситов, огнеупорных глин и углей, например, область Середейского бокситопоявления. Подобные закономерности распределения бокситов и углей отмечались на северо-восточной окраине синеклизы на Южном Тимане. По мнению П. В. Орловой (1960), это может быть связано с резко выраженными движениями дифференциального характера. На юго-западной окраине уголь и угленосные отложения перекрывают бокситоносные образования, но не переслаиваются с ними. Вероятно, быстрое захоронение бокситоносных отложений угленосными глинистыми породами в переходных областях способствовало их сохранности, в то время как южнее,

на более высоких участках синеклизы, подверженных более длительному выветриванию, они были размыты.

Учитывая действующие закономерности распространения высокоглиноземистых пород, тесно связанные с предбобриковской геоморфологией, можно рекомендовать поиски высокоглиноземистых пород, залегающих на глубинах 10—100 м, на следующих участках юго-западной окраины Московской синеклизы (фиг. 1): на юго-восточном склоне Сухиничского поднятия, обращенном в сторону Думиничской палеодолины в его нижней трети (бокситы и огнеупорные глины), на Сухиничском поднятии (высокосортные огнеупорные глины типа глин Суворовского месторождения в Тульской области с линзами бокситовых пород); на Ульяновском поднятии, в верховье междуречья Думиничской и Моровско-Каменской палеодолин (огнеупорные глины неглубокого залегания); на южном склоне Ульяновского поднятия, за пределами границы современного распространения бобриковских отложений в локальных ловушках (бокситы и бокситовые породы); на северном склоне Людиновского поднятия, в верховье Неполодской и Кировской палеодолин и в междолинном пространстве Кировской и Спас-Деменской рек (огнеупорные глины, обогащенные свободным глиноземом).

ЛИТЕРАТУРА

- Ануфриев А. Н.* К вопросу о тектонике юго-западной части Подмосковского бассейна.— В кн.: Геолого-геоморфологический сборник. Уч. зап. Горьковск. гос. пед. ин-та, 1969, вып. 104.
- Бирина Л. М.* К вопросу о происхождении рельефа известнякового фундамента угленосной толщи Подмосковского бассейна.— Тр. ВИМС, 1941, вып. 1/68.
- Вишняков С. Г.* Предварительные результаты литологического исследования в Тихвинском бокситоносном районе.— Изв. Ленингр. геол.-гидр. треста, 935, № 2—3 (7—8).
- Волков К. Ю.* Новые данные о геологическом строении и угленосности юго-западной части Подмосковского бассейна.— В кн.: Тр. II геологического совещания по Подмосковному угольному бассейну. М., Углетехиздат, 1957.
- Котлуков В. А.* Геология угольных месторождений западного крыла Подмосковского бассейна.— В кн.: Тр. XXII сессии МГК, т. 1. М., ГОНТИ, 1939.
- Крашенинников Г. Ф.* Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа.— В сб.: Вопр. седиментологии. (Докл. сов. геологов к VI Международн. конгр. по седиментологии). М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Лисицина Н. А., Пастухова М. В.* К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов.— В кн.: Латериты, М., «Недра», 1964.
- Ломашев И. П.* О зависимости строения сталингорского горизонта от рельефа известнякового фундамента в южном крыле Подмосковского бассейна.— Вестн. МГУ, 1956, № 3.
- Михайлова Е. В.* Зона бокситопроявлений на южной окраине Подмосковского бассейна.— Матер. по геол. и полезн. ископ. центр. р-нов ЕТС., вып. 1. М., 1958.
- Орлова Н. В.* Закономерности размещения бокситоносных отложений в пределах Московской синеклизы.— Минеральное сырье, 1960, вып. 1.
- Рождественская К. К.* К вопросу о закономерностях распределения угольных залежей в юго-западной части Подмосковского бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 1.
- Ульмар А. Э.* Нижнекаменноугольные отложения Подмосковной котловины. М., Госгеолиздат, 1946.
- «Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР». Госгеолтехиздат. М., 1962.
- Швецов М. С.* История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху.— Тр. МГРИ, 1938, т. 12.
- Шик С. М.* Новые данные по геологии северной части Брянской области.— Матер. по геол. и полезн. ископ. центр. р-нов ЕТС, вып. 3, М., 1960.
- Яблоков В. С.* Южное крыло Подмосковского бассейна.— В сб.: Запасы углей СССР (XVII сессия МГК), М., 1937.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4:551.35

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КОСТНОМ ФОСФАТЕ СО ДНА ОКЕАНА

Г. Н. БАТУРИН, В. З. БЛИСКОВСКИЙ

В морских осадочных породах нередко встречаются отдельные кости и скопления костей рыб и млекопитающих с повышенным по сравнению с живыми организмами содержанием ряда редких элементов (Блох, Коченов, 1964). Для познания этого явления представляют интерес новые данные о поведении редких элементов в костном фосфате со дна океана.

В 30 образцах количественным спектральным методом было определено содержание Sr, Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Sn, Ag, As, Mo, V, Cr. Анализы выполнены в Физико-химической лаборатории Государственного научно-исследовательского института горно-химического сырья; методика анализа описана в отдельной работе (Романов и др., 1972).

Исследованный материал представляет следующие разновидности биогенных фосфатов: зубы живых акул из Тихого океана (1 проба) и слуховая кость живого кашалота из Антарктики (1 проба); чешуя сардин из верхнего слоя осадков шельфа Юго-Западной Африки (1 проба); относительно свежие, а также слабо фоссилизированные кости рыб с шельфов Юго-Западной Африки и Чили (5 проб); кости китов (позвонки, ребра) различной степени фоссильзации с шельфов Юго-Западной Африки, Чили и Патагонии (15 проб); зубы акул и слуховые кости китов из пелагических осадков Тихого океана — белые и темно-серые, пропитанные гидроокислами железа и марганца (7 проб).

Согласно полученным результатам (таблица), в костях живых организмов содержание большинства рассматриваемых редких элементов (Ni, Co, Cu, Pb, Sn, Ag, Mo, V, Cr) оказалось близким к нижней границе чувствительности (или за ее пределами) применявшегося метода анализа: $10^{-4}\%$ или ниже. В осязательных количествах в этом материале присутствуют лишь Sn (до $0,0n\%$), Mn ($0,016—0,22\%$), As ($4—10 \cdot 10^{-4}\%$) и Zn ($18—34 \cdot 10^{-4}\%$). В чешуе сардин к серии четко фиксируемых элементов добавляются Ni, Co, Cu, Pb ($10^{-4}—10^{-3}\%$), а содержание Zn понижается до $5 \cdot 10^{-4}$.

В костях рыб и млекопитающих из осадков шельфов содержание Sn и Ag остается за пределами чувствительности метода, а содержание остальных редких элементов колеблется в пределах одного-двух порядков, причем наиболее высокие значения отмечаются в фоссилизированных костях млекопитающих (As до 43; Mo — до 19; V — до 52; Cr — до $640 \cdot 10^{-4}\%$).

В костях из глубоководной зоны океана, пропитанных гидроокислами железа и марганца, обнаружены Sr (до $14 \cdot 10^{-4}\%$) и Ag (до $6 \cdot 10^{-4}\%$).

Элемент	Кости живых организмов			Кости и чешуя осадков шельфов				
	зубы акул *	слуховые кости кашалота	по А. М. Блоху и А. В. Коченову (1964)	чешуя сардин **	кости рыб		кости млекопитающих	
					свежие	слабо фоссилизированные	слабо фоссилизированные	фоссилизированные
Sr, %	0,18	0,02	0,01—0,5	0,40	0,17	1,13—0,18	0,21—0,22	0,11—0,22
Mn, %	0,016	0,022	<0,01	0,014	0,005	<0,003—0,017	0,0046—0,0170	<0,003—0,036
Ni	<1	1,2	<10	5	1	<1—2	<1—2	<1—47
Co	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10—28
Cu	<1	1,7	10—50	13	<1	<1—26	<1—3	<1—36
Pb	<1	<1	10	<1	1	<1—2	<1	<1—9
Sn	<1	<1	—	1	<1	<1	<1	<1
Ag	<1	<1	Нет	<1	<1	<1	<1	<1
As	3,9	10	—	13	4	5—8	5—14	5—43
Mo	<1	<1	—	1,6	1	<3—4	<3—10	<3—19
V	<5	<5	—	14	<30	<30	<30	<30—52
Cr	<10	<10	—	15	10	<3—22	<3—16	3—640
Zn	34	18	10—100	5	1	<1—6	<5—10	<1—48

* Содержания элементов в золе (зольность 69,7 %)

** Содержания элементов в золе (зольность 68,6 %)

*** Содержания Co_{org} по слоям соответственно 0,44; 0,93; 1,42 %.

Эти образцы характеризуются также наиболее высоким содержанием Ni, Co, Cu, Pb — до $100 \cdot 10^{-4} \%$ и выше. Обогащение названными элементами отмечено и в относительно «свежих» белых костях, без видимого загрязнения гидроокислами, хотя данные анализа показывают, что и в них марганец присутствует в повышенном количестве. Максимальная концентрация Zn ($79 \cdot 10^{-4} \%$) установлена в относительно свежей слуховой кости кита с умеренным содержанием Mn (0,03%). Некоторые образцы из пелагической зоны обогащены также As, Mo, V, Cr, но не в такой степени, как фоссилизированные кости из осадков шельфов.

Кости живых организмов, а также зубы акул и слуховые кости китов из пелагических осадков анализировались ранее А. М. Блохом и А. В. Коченовым (1964). По большинству элементов результаты этих авторов близки к нашим, однако в костях живых организмов нами установлены более низкие содержания Cu, Pb, Zn и более высокие (равно как и в костях со дна океана) содержания Mn. В костях из осадочных пород содержание всех рассматриваемых элементов колеблется в более широких пределах, чем в океане, что связано с большим разнообразием условий захоронения.

Приведенные результаты показывают, что поведение редких элементов в костном фосфате определяется разнообразными факторами. Концентрация Ni, Co, Cu, Pb, Sn и, видимо, As обусловлена накоплением Fe и Mn, что в наиболее яркой форме отражается на составе железомарганцевых конкреций (Меро, 1969). Железо и марганец в свою очередь импрегнируют и замещают фосфат костных остатков из пелагической зоны в результате его длительной экспозиции на дне.

В то же время V и особенно Mo, которые также накапливаются в железомарганцевых конкрециях, отстают от Mn, проникающего в костный фосфат. Эти элементы ведут себя в данном случае аналогично Cr и накапливаются преимущественно в фоссилизированных костях млекопитающих из осадков шельфа. Отмеченное явление может быть обусловлено, с одной стороны, пористой структурой костной ткани, с другой — процессами преобразования органического вещества, способного в какой-то мере извлекать эти элементы (а также Ni, Co, Zn, Cu) из морских

реберная кость кита из осадков шельфа Юго-Западной Африки ***			Кости из пелагических осадков			Кости из морских осадков на суше по А. М. Блоху и А. В. Коченову (1964)
внешний белый слой	промежуточный серый слой	центральная часть	свежие	пропитанные окислами железа и марганца	по А. М. Блоху и А. В. Коченову (1964)	
0,14	0,15	0,13	0,10—0,32	0,06—0,14	0,05—0,5	0,27
0,017	0,012	0,036	0,2—<0,3	>0,3	(0,001—0,01) n	n
12	25	47	20—60	28—320	100—550	(Следы—10 n (до 320)
<10	18	28	3—47	94—220	10—130	10 n—290
<1	<1	5	10—40	>30	100—500	10 n—320 (до 1000)
<1	<1	1	3—10	70—120	100—1000	(1—100) n
<1	<1	<1	<1	<1—14	10 n	10 n
<1	<1	<1	<1	<1—6,5	Следы—10	1—10 (до 60)
14	12	12	9—11	10—15	(10—100) n	10—100 (до 1000)
10	12	15	<3	2—13	10 n	10 n
19	26	43	30	14—18	10—100	10—100
16	38	47	4—16	10—98	(10—100) n	(10—100) n
<5	5	29	4—79	14—43	(10—100) n	10—>100

и иловых вод (Батурин и др., 1967; Calvert, Price, 1970). О последнем свидетельствуют, в частности, результаты послойного анализа обломка фоссилизированного ребра кита с шельфа Юго-Западной Африки. Концентрация всех перечисленных элементов оказалась максимальной в его центральной части, относительно обогащенной органическим веществом (таблица). Однако в других образцах, содержащих до 5—6% $C_{орг}$, концентрация тех же металлов ниже. Помимо степени минерализации органического вещества костей определенную роль в этом явлении играет, очевидно, и состав вмещающих осадков. Так, в диатомовых илах шельфа Юго-Западной Африки, откуда происходит ряд исследованных образцов, отмечены повышенные содержания Cu, Ni, Zn, Mo (Батурин и др., 1970; Calvert, Price, 1970).

В заключение отметим, что из рассмотренных элементов биогенные функции более всего свойственны Zn. Если в костях живых организмов его содержание до $34 \cdot 10^{-4}\%$, то в относительно свежих костях из осадков шельфа оно уменьшается на порядок и затем вновь возрастает только в фоссилизированных костях.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Петелци В. П. Фосфоритообразование на шельфе Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. М. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей.— Геохимия, 1967, № 1.
- Блох А. М., Коченов А. В. Элементы-примеси в костных остатках ископаемых рыб.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. вып. 24. М., «Недра», 1964.
- Меро Д. Минеральные ресурсы океана. М., «Прогресс», 1969.
- Романова Л. В., Блисковский В. З. и др. Количественное спектральное определение некоторых редких металлов в фосфатных рудах и продуктах.— Тр. Гос. н-и. ин-та горно-хим. сырья, М., 1972, вып. 23.
- Calvert S., Price N. Minor metals contents of recent organic-rich sediments off South West Africa.— Nature, 1970, v. 227, No. 5258.

Институт океанологии АН СССР,
ГИГХС
Москва

Дата поступления
14.XII.1972

ЯВЛЕНИЯ ДИАГЕНЕЗА И ОПОЛЗНЕВЫЕ НАРУШЕНИЯ В РУДАХ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Н. М. МИТРЯЕВА, Д. Н. МУРАТОВА

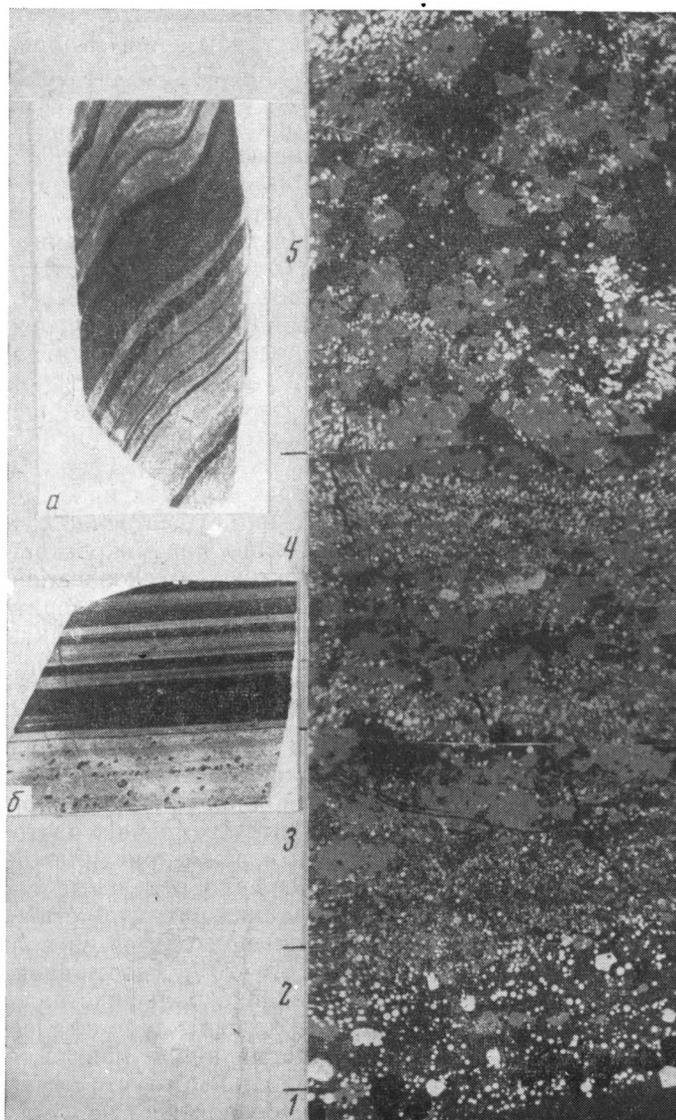
Рассмотрены особенности текстур руд некоторых стратиформных свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана, сформированных в первый этап рудоотложения. Показано широкое распространение в них слоистых и ритмично-слоистых текстур, описаны диагенетические образования и текстуры, сформированные в связи с подводными оползаниями, взмучиванием осадков, взламыванием корок и проседанием. Все это свидетельствует о накоплении рудного вещества в процессе седиментации. Конседиментационная складчатость способствовала возникновению оползней и развитию диагенетических преобразований, ускоряла их и сближала во времени диагенез и динамометаморфизм.

Вопросы генезиса стратиформных месторождений свинца и цинка — предмет длительной дискуссии. Несмотря на сравнительно детальную изученность многих из таких объектов, спорным остается вопрос не только об источнике рудного вещества, но и о природе самого процесса рудоотложения. В последние годы для ряда месторождений Казахстана, отнесенных к месторождениям атасуйского типа (Щерба, 1964), все большее признание получает представление о связи накопления металлов с длительно существовавшими магматическими очагами. Рудоотложение рассматривается как сложный растянутый во времени процесс, начавшийся в период осадконакопления в связи с субмаринно-гидротермальной деятельностью и завершившийся после складкообразования.

Для некоторых месторождений сравнительно хорошо изучена литология рудовмещающих пород, рассмотрены их вещественный состав и текстурные особенности, обусловленные двойственной природой вещества: собственно осадочной и вулканогенной (Ботвинкина, Соколова, 1966). В то же время сами руды с этой точки зрения изучены недостаточно, и сведения о явлениях, обусловленных отложением рудного вещества в осадке, в отечественной литературе немногочисленны.

Между тем тщательный анализ текстурных особенностей руд может помочь в расшифровке сложного многоэтапного процесса рудообразования. Именно текстуры, которые ярче всего отражают условия формирования руд, пригодны для этой цели вследствие своей «консервативности» в сравнении со структурами. Почти при всех последующих преобразованиях они сохраняют свои основные особенности, хотя метаморфические процессы в разной мере затушевывают их. В то же время структуры чутко реагируют на все воздействия, которым подвергаются руды, и, как правило, очень быстро теряют свой начальный облик. Естественно, что первичные текстуры лучше всего изучать в рудах месторождений, не подвергавшихся метаморфизму или испытавших его в слабой степени.

Таковыми объектами является большинство месторождений Атасуйского и некоторых других районов Центрального Казахстана. На всех них рудообразование происходило в три последовательных этапа: седиментационно-диагенетический, гидротермально-метасоматический и гидротермальный жильный (Митряева и др., 1967; Каюпова, Митряева, 1968, и др.). Основную роль в концентрации рудного вещества играли первый и второй этапы. Если гидротермально-метасоматическая и гидротермально-жильная природа рудных образований второго и третьего этапов не вызывает сомнения, то относительно руд первого этапа все еще существуют представления о накоплении их также гидротермально-метасоматическим путем. Однако ряд текстурных особенностей этих руд наряду с общегеологическими признаками свидетельствует о формиро-



Фиг. 1. Текстуры пиритовых и сфалерит-пиритовых ритмитов, месторождение Жайрем: *a* — пиритовый ритмит, чередуются слойки глинисто-кремнисто-карбонатного состава (черное) и слойки того же состава, в различной степени насыщенные пиритом (от темно-серого до серого) вплоть до образования почти мономинеральных пиритовых слойков (светло-серое), штупф полированный, натуральная величина; *б* — сфалерит-пиритовый ритмит, чередуются слойки глинисто-карбонатного состава (черное) и сульфидные с варьирующими соотношениями сфалерита и пирита, в нижнем сфалерит-пиритовом слойке видны кварц-кальцитовые стяжения с пиритом и сфалеритом, штупф полированный, уменьшено в 1,5 раза; *в* — ритмично-слоистая сфалеритовая руда, шлиф полированный, увеличено в 36 раз (снизу вверх); 1 — существенно кремнистый прослой; 2 — кремнистый прослой с глобулярным пиритом и сфалеритом; 3, 4 — кремнистые прослой с глобулярным пиритом, сфалеритом и незначительным количеством барита; 5 — барит-сфалеритовый прослой

вании их в период осадкообразования, синхронно с вмещающими породами. И таким образом, эти руды следует рассматривать как закономерный член разреза вулканогенно-осадочной продуктивной толщи.

С первым этапом рудоотложения связано формирование цинковых и свинцово-цинковых руд, в которых ведущими минералами являются гло-

булярный пирит, сфалерит и в значительно меньшей степени галенит. Эти руды особенно характерны для месторождения Жайрем. Им присущи слоистые и ритмично-слоистые текстуры. Е. А. Соколова и Л. Н. Ботвинкина (1965), а затем Ф. Ф. Таранушич и В. И. Щибрик (1972), Ф. Ф. Таранушич и др. (1972) описали ритмиты во вмещающих породах, в том числе так называемые пиритовые ритмиты.

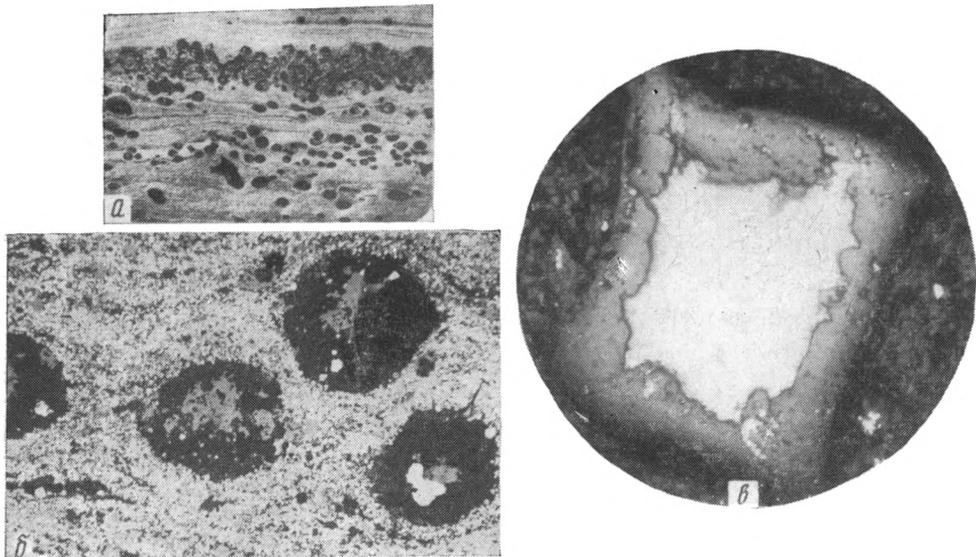
Это слои глобулярного пирита, сближенные в разрезе (фиг. 1, а). Содержание пирита от слоя к слою варьирует в широких пределах, достигая в отдельных из них 80—85%. Нашими исследованиями установлено на месторождении наличие рудных ритмитов, развитых преимущественно в тех же горизонтах, что и пиритовые. Цинковые и свинцово-цинковые руды представляют собой пакеты, в которых чередуются прослои сульфидов и темной глинисто-кремнисто-карбонатной породы (фиг. 1, б). Иногда в строении ритмитов участвует барит (фиг. 1, в).

Характерна тонкая горизонтальная слоистость с ритмичной повторяемостью слоев единиц; форма прослоев прямолинейная, прослои расположены параллельно друг другу, границы их непрерывные, резкие, но иногда наблюдается постепенный переход одних прослоев в другие. В некоторых пирит-сфалеритовых и особенно существенно сфалеритовых прослоях слоистость скрытая, заметная лишь под микроскопом. Рудные прослои обладают внутренней слоистостью, обусловленной чередованием слоев с различным соотношением пирита, сфалерита и нерудного материала. Содержание галенита в сульфидных слоях невелико. Тонкие слои разного состава образуют серии, или пачки, мощностью от нескольких миллиметров до 2 см и более, внутри которых слои закономерно сменяют друг друга. Неравномерный характер слоистости объясняется, вероятно, неравномерным пульсационным поступлением рудоносных гидротерм в придонную область бассейна осадконакопления.

Если в пиритовых и сфалеритовых слоях ритмитов слоистость нарушена, то в смешанных сфалерит-пиритовых слоях часто появляются мелкие стяжения округлой, овальной и реже причудливой форм, нарушающие внутреннюю слоистость. Нередко отдельные слои переполнены ими (фиг. 2, а). В породных слоях ритмитов стяжения отсутствуют. Наибольшее количество стяжений приходится на долю слоев, в которых общее количество сульфидов 80—90%, а соотношение пирита и сфалерита 10:1—20:1. Границы стяжений в большинстве случаев отчетливые. Стяжения сложены кварцем и кальцитом со сфалеритом, реже в них встречается кристаллическизернистый пирит (фиг. 2, б). Хорошо видно, как они облекаются сульфидными слоями, что указывает на их образование в стадию диагенеза, когда осадок еще не был полностью литифицирован.

Сульфидсодержащие стяжения вне рудных ритмитов также распространены. Изредка в отдельных сравнительно мощных кремнисто-карбонатных прослоях, чередующихся с интервалами рудных ритмитов, встречаются крупные сфалеритовые конкреции. Более обычны карбонатные и кварц-карбонатные конкреции с пиритом или с пиритом и пирротинном, реже они сложены одним пиритом. В последнем случае стяжения представляют собой сгустки в 5—10 мм в поперечнике, не имеющие резких границ.

Стяжения пирит-карбонатного и пирит-кварц-карбонатного состава по форме и размерам мало отличаются от карбонатных конкреций во вмещающих породах, описанных ранее (Таранушич, Щибрик, 1971). В большинстве это овальные, несколько вытянутые по слоистости вмещающих пород образования, достигающие 50—60 мм по длинной оси. Слагающие их минералы (кальцит, кварц, пирит и пирротин) более крупнозернисты, чем во вмещающих породах. Сульфид располагается преимущественно в краях конкреций, а карбонат слагает значительно большие по объему центральные части.



Фиг. 2. Диагенетические образования в рудах, шлифы полированные

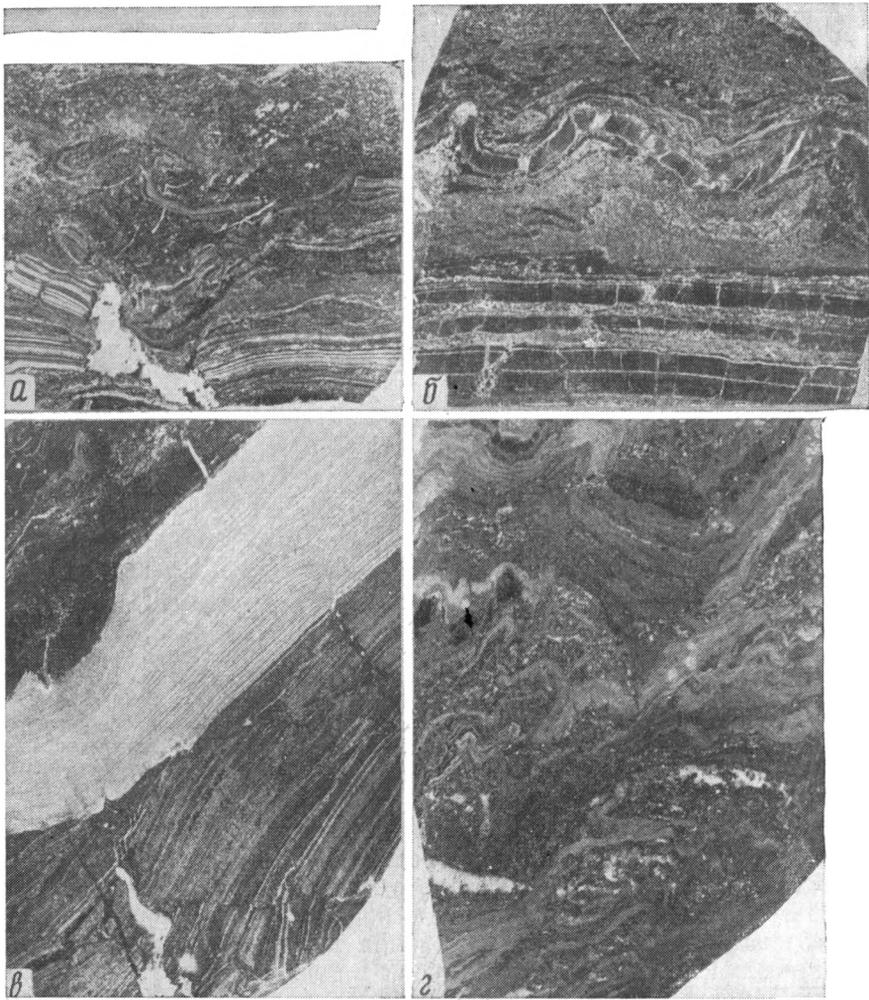
a — сфалерит-пиритовая руда (прослои в ритмите), видна внутренняя слоистость, обусловленная чередованием слоев с различным соотношением сфалерита и пирита, выделяются темные кварц-кальцитовые конкреции со сфалеритом и пиритом, натуральная величина, месторождение Жайрем; *б* — тот же образец, кварц-кальцитовые конкреции со сфалеритом (серое) и пиритом (белое), видно, как конкреции раздвигают сульфидные слои, увеличено в 39 раз, месторождение Жайрем; *в* — включение кварц-галенитового состава в глинисто-известковистом алевролите, мелкие белые вкрапления в породе — пирит, увеличено в 135 раз, месторождение Ушкатын I

Иногда внутри конкреций удается наблюдать реликты первичной слоистости: слои из вмещающей породы прослеживаются в конкрецию. В одних случаях мощность их при этом не изменяется, а в других — уменьшается при переходе слойка из основной массы породы в конкрецию. Это свидетельствует об образовании конкреции в неуплотненном осадке и раздвигании ею слоев породы в процессе роста. Значительно большие размеры конкреций в безрудных породах, чем в сульфидных слойках рудных ритмитов, вероятно, объясняются более свободной миграцией вещества, главным образом карбонатов, в породных прослоях в сравнении с сульфидными.

На месторождениях Жайрем и Ушкатын I в черных, богатых органическим веществом известково-глинистых алевролитах рудной пачки, содержащих редкую вкрапленность пирита, встречены своеобразные вкрапления галенита. Это равномерно распределенные в массе породы «кубики» с размером ребра 0,3—0,5 мм. Примерно на 3—5 см² алевролита приходится два—три таких включения. Вмещающая порода вокруг них совершенно не изменена, здесь отсутствуют трещины или прожилки, которые можно было бы рассматривать в качестве проводничков. В полированных шлифах сечения включений близки к квадрату, ромбу или треугольнику с вогнутыми ограничениями. Под микроскопом видно, что эти образования с периферии сложены кварцем, а в центральных частях галенитом, иногда с небольшим количеством сфалерита.

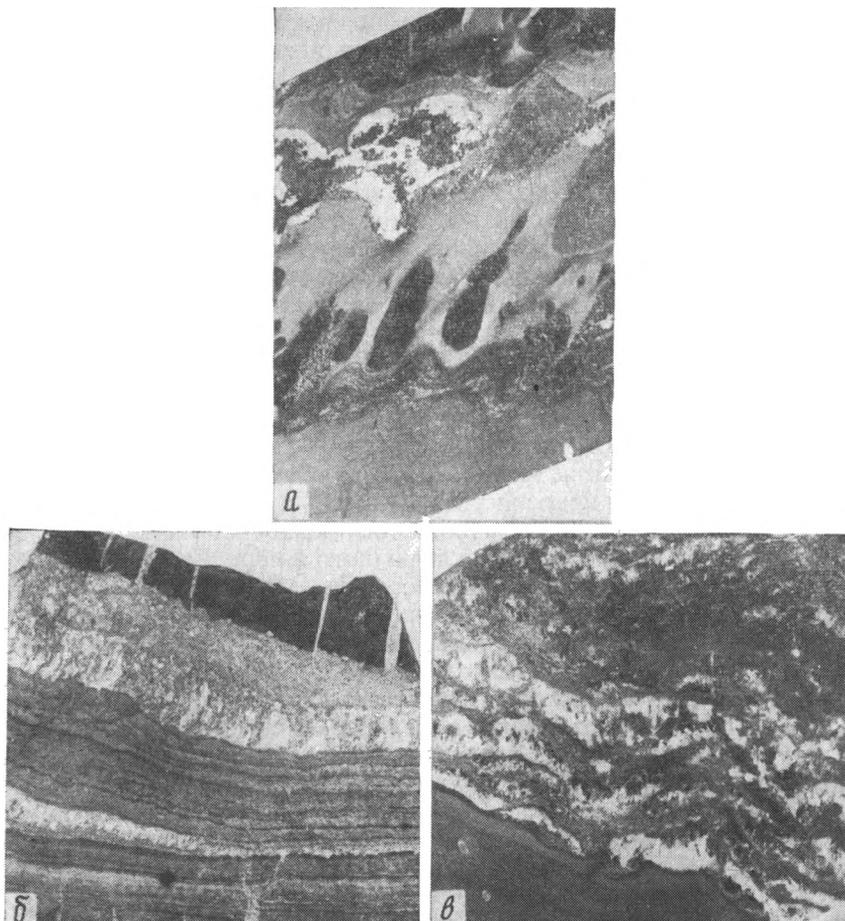
Галенит всегда корродирует кварц (фиг 2, *в*).

Все особенности таких включений говорят о том, что это позднедиагенетические образования. Вероятно, при обезвоживании осадка происходило «стягивание» воды к каким-то равномерно распределенным центрам, и по границам сфер влияния этих центров как результат опережающего оттока растворителя образовались промежуточные, заполненные остаточным минеральным веществом. Форма таких промежуточных,



Фиг. 3. Оползневые нарушения в рудах, штUFFы полированные, натуральная величина
a — явления проседания в слоистой цинковой руде, состоящей из чередующихся слоев кремнисто-глинисто-карбонатного состава (темное) и пирита или пирита со сфалеритом, в нижней части снимка слои при проседании деформированы слабо, разбиты на удлиненные пластины, выше видно ступенчатое смещение пакета слоев, разбитого на мелкие фрагменты, еще выше — слоистость нарушена в результате взмучивания осадка, месторождение Жайрем; *б* — оползневая деформация в слоистой сфалерит-пиритовой руде, чередуются глинисто-кремнисто-карбонатные (черное) и сфалерит-пиритовые слои, в одном из породных слоев в средней части снимка виден размыв, в верхней части снимка — подводно-оползневые складки, не затрагивающие нижних слоев, по трещинкам отрыва в породных слоях белый кальцит, месторождение Жайрем; *в* — слоистая пиритовая руда с явлениями подводного оползания, в нижней и верхней частях снимка — чередование слоев пирита (светлое) и глинисто-кремнисто-карбонатной породы (черное), в средней части — мощный прослой пирита, обладающий внутренней слоистостью, в то время как пакеты из чередующихся породных и пиритовых слоев разбиты трещинами, залеченными кальцитом и кварцем, в слое пирита трещины отсутствуют, видно лишь слабое изгибание слоев, соскальзывание происходило по границам пиритового прослоя, месторождение Атабай-Дугулу; *г* — сложная оползневая деформация слоистой пиритовой руды, белые участки — кальцит, месторождение Жайрем

по-видимому, обусловлена формой «обезвоженного» пространства, образовавшегося при соприкосновении сфер, связанных с явлениями поверхностного натяжения. Центром сферических поверхностей были, вероятно, микроцентры стягивания седиментационных вод.



Фиг. 4. Минерализованные полости отслоения в пиритовых ритмитах, штуфы полированные, натуральная величина, месторождение Жайрем

a — сложная по форме оползневая деформация, чередуются слои кремнисто-карбонатного (серое) и пиритового (серое неравномерной окраски, зернистые) состава, карбонатные конкреции в породе деформированы в процессе оползания, оползание произошло по пиритовым прослоям, внизу снимка — полости отслоения, выполненные кальцитом с пиритом и сфалеритом, еще ниже тонкослойная порода, почти не затронутая деформацией; *б* — полости отслоения, выполненные поперечно-шестоватым кварц-кальцитовым агрегатом с галенитом и сфалеритом; *в* — серия параллельных полостей отслоения, выполненных кварц-кальцитовыми агрегатами поперечно-шестоватого строения с галенитом, сфалеритом и пиритом

Сравнительно широко в рудах месторождения Жайрем и некоторых других распространены текстуры, образованные в связи с подводными оползнями, взмучиванием осадков, взламыванием корок и проседанием (фиг. 3, *a*).

В результате подводного оползания слабо литифицированных осадков образовались участки со сложной деформацией: складки в отдельных пачках слоев среди параллельно-слоистых осадков (фиг. 3, *б*), сложные сочетания мелких разрывных и пликативных форм (фиг. 3, *в, г*). Соскальзывание происходило по границе породных и сульфидных, в большинстве пиритовых слоев или непосредственно по этим слоям, которые играли роль смазки. В последнем случае сульфидные прослои всегда оказываются более деформированными, чем породные.

В ряде случаев оползневые деформации испытывают уже образовавшиеся в осадке конкреции, при этом они приобретают форму, подобную показанной на фиг. 4, *a*.

В связи с оползнями в рудах часто фиксируются минерализованные полости отслоения. При формировании месторождений в толщах, характеризующихся чередованием различных по своим физическим свойствам пород, полости отслоения различных масштабов, возникающие по границам толщ, горизонтов, слоев и слоев различного состава и компетентности, играют большую роль в локализации оруденения. Однако полости отслоения представляют собой не только первоначальные рудокализующие структуры, но, возникая на разных этапах формирования месторождения, существенно влияют на перераспределение вещества, усложняя картину рудоотложения.

Здесь не рассматривается минерализация крупных структур такого типа, которые, безусловно, контролировали размещение гидротермально-метасоматического оруденения. Речь идет о небольших по размерам минерализованных полостях отслоения, тесно ассоциирующих с гидротермально-осадочными рудами. Такие полости обильны на месторождении Жайрем, несколько менее распространены на месторождении Ушка-тын I и некоторых других объектах.

Процесс формирования полости в пиритовых и сфалерит-пиритовых ритмитах начинается с разрыва сплошности осадочной пачки слоев. Разрыв обычно возникает по границе сульфидного и породного слоев, реже внутри сульфидного слоя. С момента, когда такой разрыв наметился, в его полость начинали поступать растворы, отлагающие свой минеральный груз. Можно выделить два основных типа заполнения полостей.

Первый, наиболее простой, характеризуется меньшей скоростью приоткрывания полости, чем скорость роста кристаллов залечивающих ее минералов. При этом возникают поперечно-шестоватые агрегаты второго рода (Григорьев, 1961). В случае одиночных полостей образуются изолированные минеральные агрегаты (фиг. 4, б). Однако в пиритовых и сфалерит-пиритовых ритмитах с многочисленными сближенными слоями сульфидов нередко возникает целая серия субпараллельных полостей отслоения, залеченных минеральными агрегатами поперечно-шестоватого строения (фиг. 4, в). В минеральном заполнении полостей преобладают кальцит и кварц, в небольшом количестве присутствует сфалерит и реже галенит.

Второй тип заполнения обусловлен приоткрыванием полости со скоростью, значительно превышающей ее зарастание. Быстрое раскрытие ведет к столь же быстрому всасыванию растворов (Барабанов, 1961) и появлению множества центров кристаллизации. Возникают мелкозернистые и колломорфно-зональные агрегаты. Наряду с последовательным выпадением минералов в полостях такого типа распространено их близко одновременное отложение, в результате чего образуются тесные взаимопрорастания, появляются эмульсионные структуры, морфологически неотличимые от структур распада твердых растворов. В залечивании полостей отслоения кроме кварца, кальцита, сфалерита (превалирует) и галенита принимает участие пирит и в ничтожном количестве халькопирит. Характерно преобладание сульфидов, в то время как жильные минералы, доминирующие в полостях первого типа, здесь играют подчиненную роль.

При меняющейся скорости раскрытия полости формируются промежуточные агрегаты. Часто вначале полость образуется по первому типу, но затем скорость приоткрывания резко возрастает и центральные части ее заполняются минеральным веществом по схеме второго типа.

Сопоставление вещественного состава выполнения полостей и включающих их гидротермально-осадочных руд указывает на элементную и минеральную общность тех и других. Однако количественные соотношения минералов в окружающей среде и полостях различны. Минеральные агрегаты полостей в сравнении с вмещающими рудами заметно богаче сфалеритом и беднее пиритом; в них почти всегда, хотя и в малых

количествах, присутствует галенит, а иногда и халькопирит, редко обнаруживаемые в ритмитах. В то же время свинец в десятых, а медь в сотых долях процента постоянно устанавливаются в ритмитах. Причины таких соотношений, по-видимому, заключаются в следующем. В то время как сульфиды железа и цинка были уже сформированы, свинец, медь и, возможно, частично цинк накапливались в иловых растворах. Надо учитывать также десорбцию вещества из тонкозернистых карбонатов, глинистой массы, геля кремнезема и др. (Страхов, 1953). Относительная бедность минеральных агрегатов полостей отслоения сульфидами железа, вероятно, объясняется большой устойчивостью глобулярного пирита, в результате чего в диагенезе и общем метаморфизме он сохраняется в своем первоначальном виде, в то время как сульфиды цинка и свинца подвергаются переотложению.

Приуроченность минерализованных полостей к участкам развития бесспорно оползневых явлений, частая ассоциация их с брекчиями оползания, отсутствие в этих участках следов пластического течения вещества и изменений вмещающих пород заставляют связывать их формирование с подводными оползнями. Такого же типа образования более распространены в связи со слабым общим метаморфизмом в процессе складчатости в замках микроскладок, в участках флексурных перегибов и т. п. В условиях Атасуйского рудного района, где в ходе разведки месторождения накоплен большой материал, доказывающий конседиментационность основных складчатых деформаций (Рожнов, 1967, и др.), провести границу между собственно диагенетическими и метаморфическими преобразованиями особенно трудно. В этих условиях скорее следует говорить о тесной взаимосвязи диагенеза и метаморфизма и сближении их во времени.

Как показали экспериментальные исследования, увеличение давления повышает подвижность и растворяющую способность седиментационной воды (Соколов, Симоненко, 1971). По мере погружения осадочной толщи возрастает статическое давление и создаются все более благоприятные условия для растворения и миграции вещества в отжимаемых растворах. В случае конседиментационной складчатости, особенно в участках подводных оползней, развивается тангенциальное давление, и это значительно ускоряет течение диагенетических преобразований.

В участках интенсивного проявления гидротермального метасоматоза описанные текстуры не сохраняются. В рудах, не испытавших заметного воздействия гидротермальных растворов, но подвергшихся сравнительно сильному динамометаморфизму, их основные черты легко распознаются.

ВЫВОДЫ

1. Тектурные особенности пластовых руд некоторых стратиформных свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана свидетельствуют о накоплении рудного вещества в процессе седиментации.

2. В формировании руд I этапа заметная роль принадлежит явлениям диагенеза и деформациям, связанным с подводными оползнями.

3. Сравнительно спокойные условия осаждения материала, приводившие к образованию рудных ритмитов (Ботвинкина, 1966₂), сменялись кратковременными периодами моретрясений, сопровождавшимися подводными оползнями, мутьевыми потоками, в результате чего развились сложные деформации рудных осадков, корки взламывания, местные размывы, полости отслоения и т. п.

4. Перераспределение рудного вещества при диагенезе привело к возникновению своеобразных текстур и усложнило общую картину возрастных соотношений минералов, что необходимо учитывать при анализе процессов рудообразования.

5. Конседиментационная складчатость способствовала развитию этих явлений, ускоряла процессы диагенеза и сближала во времени диагенез, эпигенез и динамометаморфизм.

Полученные результаты хорошо согласуются с данными литологических исследований рудовмещающих толщ Атасуйского района (Соколова, 1958; Соколова, Ботвинкина, 1965; Таранушич и др., 1972, и др.)

ЛИТЕРАТУРА

- Барабанов В. Ф.* Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
- Ботвинкина Л. Н.* Ритмит — особый текстурный тип породы смешанного состава.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- Ботвинкина Л. Н., Соколова Е. А.* О двух способах формирования вулканогенно-осадочных пород.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 5.
- Григорьев Д. П.* Онтогенез минералов. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Каюпова М. М., Митряева Н. М.* К минералогии Атасуйских месторождений.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1968, № 1.
- Митряева Н. М., Рожнов А. А., Муратова Д. Н., Дегтярева А. Н.* Месторождение Жайрем.— В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 3. Алма-Ата, «Наука», 1967.
- Рожнов А. А.* О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения западной части Джайльминской мульды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Соколов В. Л., Симоненко В. Ф.* К вопросу об изучении на моделях процесса отжата седиментационных вод.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
- Соколова Е. А.* Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джайльминской мульде.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 5.
- Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н.* Опыт фашиального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане). Тр. ГИН АН СССР, М., 1965, вып. 14.
- Страхов Н. М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Таранушич Ф. Ф., Щибрик В. И.* Цикличность в вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации месторождения Западный Жайрем в Центральном Казахстане.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.
- Таранушич Ф. Ф., Рожнов А. А., Лыткин В. А., Щибрик В. И., Бузмаков Е. И.* О флишовой ритмичности рудовмещающих отложений Жайремского месторождения (Центральный Казахстан).— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Шерба Г. Н.* Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 3.

Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР
Алма-Ата

Дата поступления
20.IV.1973

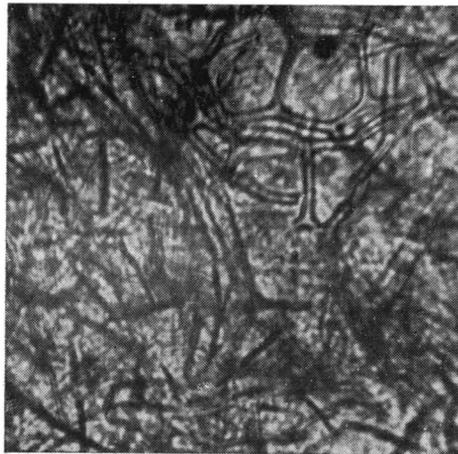
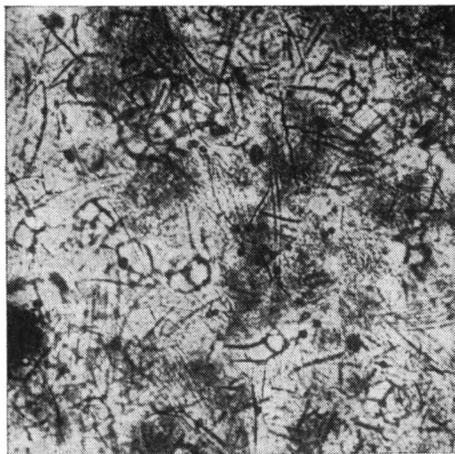
УДК 552.55

СИЛИКОФЛАГЕЛЛИТ — НОВЫЙ ТИП ОПАЛОВЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

У. Г. ДИСТАНОВ, З. И. ГЛЕЗЕР

Силикофлагеллаты — кремневые жгутиковые водоросли — типичные представители планктонной флоры. В современных морях и океанах они распространены широко, однако не играют заметной роли в процессах осадкообразования и количественно подавляются другими организмами с кремневым скелетом — диатомеями, радиоляриями, губками. Обитали силикофлагеллаты и в морских бассейнах мезокайнозоя. При этом, как свидетельствует анализ распространения ископаемых остатков, развитие их во времени было неравномерным. В наиболее ранний, меловой, этап своей эволюции, кремневые жгутиковые водоросли массового развития

не имели. Скудные и довольно однообразные по видовому составу комплексы их описаны из верхнемеловых отложений восточного склона Урала, Калифорнии, Западной Европы и др. Несколько возросла количественная роль их в палеоцен-эоцене. Скелеты-силикофлагеллат постоянно присутствуют в диатомитах и кремнистых глинах галицкой и ирбитской свит Урала и Зауралья, сызранской и камышинской свит Поволжья, тасаранской свиты Приаралья и т. д. (Жузе, 1949, 1955; Прошкина-Лавренко, 1959; Глезер, 1963, 1966, и др.). Однако и здесь породообразующая роль их была невелика; они обычно подавляются в породе кремневыми створками диатомовых водорослей или спикулами губок.



Микрофотографии силикофлагеллата см. Шибик, Краснодарский край: сармат
а — $\times 320$; б — $\times 900$

В эоцене и миоцене развитие силикофлагеллат достигло максимума. Полученные к настоящему времени материалы свидетельствуют о том, что в отдельных случаях эти формы играли ведущую роль в процессах осадконакопления. Так, А. И. Прошкина-Лавренко (1959) при изучении современных и древних силикофлагеллат Черноморского бассейна отметила, что в некоторых третичных диатомитах они преобладают над диатомеями. Такие породы, по ее мнению, более правильно было бы назвать силикофлагеллитами.

А. И. Кротов и К. Г. Шибкова (1961) в качестве одного из характерных признаков верхнеэоценовой флоры восточного склона Урала установили высокое содержание в диатомитах скелетов силикофлагеллат и эбрийей, которые нередко находятся в равном соотношении с диатомеями или даже преобладают над ними. Л. Еркович (Jercović, 1965) скелеты силикофлагеллат в изобилии встретил в диатомитах нижнего сармата Югославии. По данным Ихикава Вотуру и др. (Ichikawa Woturu а. о., 1964), они характерны для миоценовых диатомитов Центральной Японии. М. Г. Филиреску (Filipescu, 1968) указывает на широкое развитие кремнистых сланцев и глин с силикофлагеллатами, спикулами губок, радиоляриями в отложениях миоцена (тортона) Карпат и Предкарпатья. Он отметил разности, сложенные преимущественно силикофлагеллатами (Silicoflagellitite).

Характерны силикофлагеллаты и для верхнемиоценовых отложений Западного Предкавказья, где среди кремнисто-глинистых образований наблюдаются слои и линзы, изобилующие их скелетами. Очень интересна в этом отношении порода, описанная нами из нижнесарматских отложений района ст. Шибик Краснодарского края. Залегает она в виде слоя

мощностью 2—4 м, имеет коричнево-серую окраску, небольшой объемный вес (0,9—1,2), микрополосчатость (местами микроплитчатость), связанную с наличием тонких (менее 0,5 мм) более светлых мажущих слоев. Химический состав ее следующий, %: SiO₂ — 62,37; Al₂O₃ — 10,64; TiO₂ — 0,49; Fe₂O₃ — 4,87; CaO — 4,62; MgO — 1,27; Na₂O — 0,59; K₂O — 1,60; S_{сумьфид} — 0,38; П. п. п. — 7,78.

Под микроскопом устанавливается, что данная порода состоит преимущественно (65—70%) из скелетов кремнистых организмов, среди которых ведущая роль принадлежит силикофлагеллатам (фигура). Содержание их обычно 40—60% от основной массы; преобладающий размер створок и их обломков, шипов — 0,02—0,04 мм. Более характерны они для светлых, мажущих прослоек, где образуют своеобразную «сетчатую» («войлочную») микротекстуру. Относятся силикофлагеллаты преимущественно к родам *Distephanus* и *Dictyocha*. В видовом отношении доминирующая роль принадлежит *Distephanus speculum* (Ehr.) Haeck. var. *speculum*, *D. crux* (Ehr.) Haeck., *D. speculum* var. *pentagonus*, *D. japonicus* Schulz., *Dictyocha fibula* Ehr. var. *fibula*, *D. fibula* var. *pentagona* Lemm. (определения З. И. Глезер).

В отдельных прослойках силикофлагеллаты количественно подавляются скелетами диатомей, спикулами губок. Характерно также широкое развитие скелетных остатков эбриидей: *Ebria tripartita* (Schumann) Lemm. и др., которые образуют участками массовые скопления. Однако в целом в пределах данного слоя силикофлагеллаты играют основную роль в сложении породы.

Таким образом, в миоценовую эпоху силикофлагеллаты играли в отдельных случаях ведущую роль в формировании кремнистых осадков. В связи с этим нам кажется вполне правомочным относить их также к породообразующим организмам и в группе кремнистых пород, сложенных органогенным кремнеземом, выделять самостоятельный петрографический тип — силикофлагеллит.

ЛИТЕРАТУРА

- Глезер З. И. Класс *Silicoflagellatae*. В кн.: Основы палеонтологии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Глезер З. И. Кремневые жгутиковые водоросли (силикофлагеллаты).— В кн.: Флора споровых растений СССР, т. VII. М.—Л., «Наука», 1966.
- Жузе А. П. Новые диатомовые и кремниевые жгутиковые водоросли верхнемелового возраста из глинистых песков бассейна р. Б. Актай (восточный склон Северного Урала).— Ботан. матер. Отд. спор. раст. Ботан. ин-та АН СССР, т. 6, вып. 1—6. М.—Л., 1949.
- Жузе А. П. Кремневые жгутиковые водоросли палеогенового возраста.— Ботан. матер. Отд. спор. раст. Ботан. ин-та АН СССР, т. 10, М.—Л., 1955.
- Кротов А. И., Шибкова К. Г. Комплексы диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей в верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях восточного склона Урала и Зауралья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 9. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Прошкина-Лавренко А. И. Современные и ископаемые силикофлагеллаты и эбриидей Черноморского бассейна.— Тр. Ботан. ин-та АН СССР, сер. 2, вып. 12. Л., 1959.
- Filipescu M. G. Dépôts siliceux organiques dans les Carpates et les Subcarpates, considerations sur les conditions de développement des organismes siliceux.— Rev. roumaine geol., geofisique geograf. ser. geologie, 1968, m. 12, 1.
- Ichikawa Wataru, Fuji Norio, Bachmann A. Fossil Diatoms, pollen grains and spores, Silicoflagellates and Archaeomonads in the miocene Hojuji diatomaceous mudstone Noto peninsula, central Japan.— Sci. Repts. Kanazawa Univ., 1964, v. 9, N 1.
- Jercović L. Sur quelques silicoflagellidés de Yougoslavie.— Rev. micropaleontol., 1965, v. 8, N 3.

СОСТАВ ГРУБООБЛОМОЧНОГО АЛЛЮВИЯ РЕК АНАБАРСКОГО РАЙОНА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ

Б. И. ПРОКОПЧУК, В. А. СКОСЫРЕВ

При изучении аллювиальных отложений рек Анабарского района Якутии нами составлена карта петрографического состава обломочного материала (фиг. 1). На ней выделено 20 петрографических провинций. Эта карта в совокупности с другими данными помогла в ряде случаев восстановить палеогеографическую обстановку отдельных эпох образования россыпей нашего района. Для ее построения были использованы данные ситовых анализов проб, расположенных равномерно на площади и охватывающих основные водотоки и мелкие притоки. Содержания типов пород в каждой пробе определялись по трем фракциям размером 1—3,3—5 и более 5 см. Породы, неопределимые в полевых условиях, изучались в шлифах. Окатанность обломков определялась по методу А. В. Хабакова. Результаты изучения обломочного материала наносились на карту в виде круговых диаграмм. Данные по бассейнам рек Анабар, Уджа и Эбелях получены авторами работы, для остальных участков использованы материалы сотрудников ЯТГУ, НИИГА и ВАГТ.

На фиг. 1 приводится упрощенная схема карты петрографических провинций. Выходы архейских пород Анабарского щита, нефелиновые сиениты и траппы использовались в качестве марирующих при определении направлений сноса. Карта дополняется таблицей. На фиг. 1 видно, что наибольшие содержания обломков пород архея наблюдаются в руслах рек, где коренные их выходы размываются в настоящее время. Крупные реки района — Большая и Малая Куонапка и др. — транспортируют эти обломки на значительные расстояния (более 300 км). В мелких реках содержание их быстро убывает, и на расстоянии 10—15 км от источников сноса они встречаются в единичных экземплярах. Гальки кристаллических пород Анабарского щита в аллювии р. Оленек, которая в настоящее время их не размывает, указывают на то, что в нижнечетвертичное время притоки этой реки дренировали территорию Анабарской антеклизы. Об этом говорит и уменьшение содержаний архейских пород от верхних террас к более низким. Находки обломков кристаллических пород севернее щита только в аллювии глубоко врезанной долины р. Анабар и отсутствие их в мелких притоках показывают, что положение долины этой реки в плане на протяжении четвертичного времени почти не менялось. Гальки архейских пород в аллювии р. Попигай и геоморфологические данные указывают на то, что р. Большая Куонапка через долину р. Старая впадала в р. Попигай. Редкие гальки пород архея в бассейне р. Уджа связаны с размывом юрских пород, содержащих такие гальки.

Обломки нефелиновых сиенитов встречаются в основном в аллювии рек севернее и восточнее Уджинского поднятия (фиг. 2). Они известны и в составе развитых здесь юрских терригенных толщ. Следовательно, размыв Уджинского поднятия происходил уже в юрское время.

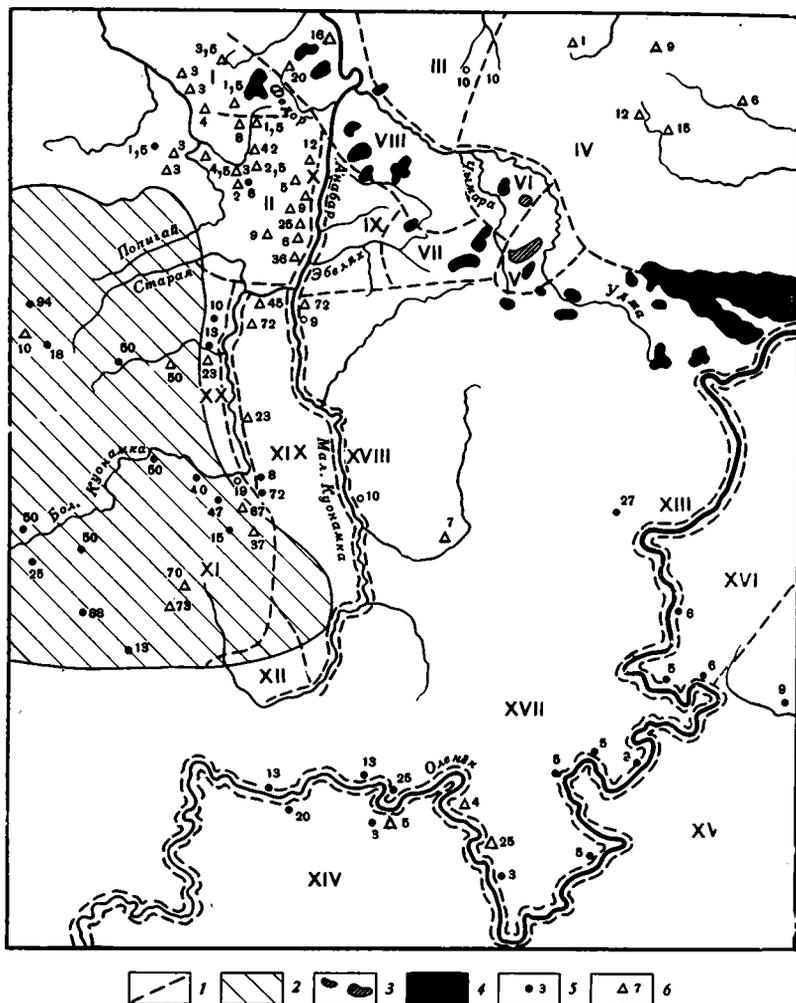
Наличие среди обломочного материала пород трапповой формации, характерных разновидностей пород кембрия и протерозоя использовалось для определения направлений сноса на локальных участках.

Изучение состава обломочного материала одной из алмазоносных россыпей Анабарского района, коренные источники которой не известны, позволило установить, за счет каких отложений эта россыпь образовалась. Для решения данного вопроса было проведено более 500 ситовых анализов с точным подсчетом всех петрографических разновидностей пород

Среднее содержание состава обломков пород в четвертичных отложениях по провинциям, % от общего числа обломков

№ провинции	Доломиты	Известняки	Карбонатные породы	Кремнистые породы	Кварц	Кварцит	Песчаники	Кварцевый песчаник	Кварцито-песчаник	Кремний	Халцедон	Битуминозные известняки	Горючие сланцы	Окремленные известняки	Гранитоиды	Гнейсы, гранито-гнейсы	Архейские кристаллические породы	Долериты	Нефелиновые сиениты	Кварцевые порфиры, порфириты	Туфы основных пород	Эпидиотсодержащие породы	Прочие породы
I	15,9	—	—	—	1,0	5,7	2,8	—	8,0	7,7	—	—	—	—	—	2,4	—	47,6	—	—	5,1	—	3,8
II	51,0	4,6	1,4	1,0	1,3	2,4	5,3	—	10,4	5,6	—	—	—	—	—	2,4	0,3	13,4	—	—	1,4	—	0,5
III	1,6	4,8	—	47,7	4,6	12,5	6,75	—	1,9	8,9	2,1	—	—	—	—	—	7,4	—	2,75	—	—	—	
IV	1,3	6,7	—	30,0	8,9	11,9	13,2	0,3	0,2	11,4	4,8	—	1,2	—	0,3	1,8	0,2	4,5	1,8	1,3	0,2	—	—
V	0,9	17,5	6,1	25,5	3,7	1,3	10,2	—	—	10,4	4,4	15,2	—	—	—	—	1,7	—	—	3,1	—	—	—
VI	—	3,7	2,1	—	0,8	12,2	11,7	—	—	38,3	3,4	15,4	—	—	—	—	—	—	12,4	—	—	—	—
VII	5,5	19,1	3,6	29,5	1,6	3,2	0,07	0,2	—	21,9	0,3	—	—	—	—	—	—	15,0	0,4	—	—	—	—
VIII	4,3	15,6	—	3,7	6,7	5,4	5,4	—	0,8	16,6	0,006	—	—	2,4	—	0,5	0,5	32,0	1,0	0,1	0,6	—	—
IX	40,5	29,4	2,4	5,6	2,9	10,7	2,1	—	—	4,7	—	—	0,4	—	—	—	—	0,3	1,4	—	—	0,3	—
X	4,5	52,9	—	6,8	—	3,4	2,1	—	—	4,6	—	—	1,4	—	—	10,2	—	2,3	—	—	—	—	—
XI	6,4	4,6	0,5	1,4	1,2	1,2	5,7	—	—	—	—	—	—	—	21,9	10,7	39,9	3,8	—	1,2	1,5	0,4	—
XII	21,1	41,6	14,7	—	—	—	—	—	—	4,2	—	—	15,0	—	2,2	—	—	—	—	1,2	—	—	—
XIII	0,3	79,2	0,3	2,4	1,9	3,6	1,1	—	0,6	1,3	0,07	0,2	—	0,5	2,5	2,7	0,4	2,7	0,6	1,8	—	—	—
XIV	—	84,9	11,5	1,0	—	1,2	—	—	—	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
XV	—	73,6	0,9	4,0	1,0	3,5	2,0	—	—	6,4	0,2	—	1,4	—	4,6	—	0,4	2,0	—	—	—	—	—
XVI	—	39,2	15,0	8,3	2,0	1,5	2,8	—	—	11,2	—	—	1,0	4,2	—	—	13,5	1,3	—	—	—	—	—
XVII	0,9	36,5	27,9	8,5	0,4	3,5	5,5	—	0,6	5,0	—	—	0,9	0,4	4,2	0,1	2,8	0,9	0,1	1,8	—	—	—
XVIII	—	73,3	—	—	1,8	1,9	6,8	—	0,1	0,7	—	0,7	5,4	—	2,1	—	—	7,2	—	—	—	—	—
XIX	22,1	42,3	7,0	1,7	1,0	2,6	1,3	—	—	0,6	1,1	—	1,8	—	0,9	7,6	4,1	1,3	—	4,6	—	—	—
XX	5,5	50,8	25,9	—	0,6	2,7	2,1	—	—	4,75	—	—	—	—	1,5	0,96	3,25	1,0	—	0,92	—	—	—

Номера провинций соответствуют номерам на карте.



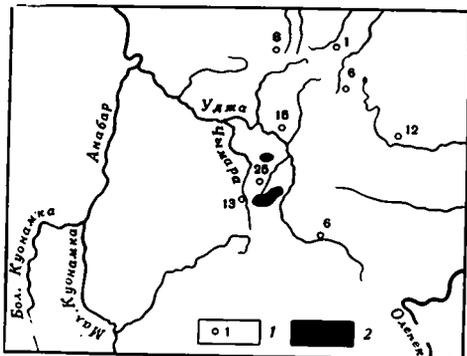
Фиг. 1. Схема петрографических провинций грубообломочного материала четвертичных отложений Анабарского района и распространения в них обломков гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев архея, % от общего количества обломков

1 — условные границы провинций; 2 — архей; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — траппы; содержание обломков: 5 — гранита, 6 — гнейсов и кристаллических сланцев; римские цифры на схеме — номера провинций: I — Доруохская доломит-песчаник-долеритовая, II — Хара-Масская существенно карбонатная, III — Чюзмпэ-Юрэгинская песчаник-кремневая, IV — Билир-Буурская песчаник-кварцит-кремневая, V — Онгкучахская сиенит-карбонат-кремневая, VI — Чымаринская песчаник-кремневая, VII — Хадыгинская карбонат-долерит-кремневая, VIII — Кюррюктюрская песчаник-долеритовая, IX — Эбеляхская кремнисто-доломитовая, X — Анабарская кварцит-гранит-карбонатная, XI — Джелилиндинская гранит-гнейсовая, XII — Куренахская кремнисто-карбонатная, XIII — Оленёкская гранит-кварцит-долерит-карбонатная, XIV — Силигирская карбонатная, XV — Моторчунская кремнево-карбонатная, XVI — Мерчимденская кремнево-долерит-карбонатная, XVII — Укуит-Некекитская кремнь-кварцит-карбонатная, XVIII — Малокуонапская гранит-гнейс-карбонатная, XIX — Дьюкэн-Небайбытская существенно карбонатная, XX — Большекуонапская гранит-гнейс-кварцит-карбонатная

крупных фракций. Эти исследования показали, что грубообломочный материал в основном представлен местными доломитами анабарской свиты среднего кембрия (70—90%) и кремнистыми породами. Часть кремней поступала в аллювий из прожилков и конкреций, рассеянных среди близлежащих кембрийских доломитов. Происхождение остальной части кремней удалось установить при просмотре более 300 шлифов. В 67 шлифах были обнаружены онколиты *Osagia tenuilamellata* Reitt., катагра-

фии группы *Vermiculites* и водоросли, указывающие на синийский возраст кремней. Встречены единичные гальки кремней с водорослями нижнего кембрия, похожими на *Renalcis jacuticus* Corde и песчаники с водорослями рода *Ungdarella* (определение К. Б. Кордэ), характерные для отложений карбона.

Отсутствие галек кристаллических пород из Куонапского кимберлитового района говорит о том, что сноса оттуда не было. Не поступал



Фиг. 2. Схема распространения обломков нефелиновых сиенитов в четвертичных отложениях

1 — места находок и содержания обломков нефелиновых сиенитов, % от общего количества обломков, 2 — площадь современных выходов нефелиновых сиенитов

и др., 1966), а еще не открытые докарбоновые кимберлиты. Они, по всей вероятности, располагаются на южной окраине Уджинского поднятия, о чем свидетельствует наличие грубообломочного материала из этого района в конгломератах карбона.

Анализ грубообломочного аллювия позволил оценить степень его разноса реками различных размеров. Выделено четыре типа рек, различных по размерам и расходам водных потоков, для которых характерны свои особенности переноса грубообломочного материала.

Тип I — очень крупные транзитные реки, для которых характерны большие расходы (порядка 5000—10 000 м³/сек) и постоянный мощный водоток. К этому типу можно отнести р. Оленёк, ширина ее долины 1—4 км, форма трапецеидальная, ширина русла 0,2—1,3 км (Чистяков, 1964). Грубообломочный местный материал аллювия этой реки смешивается с транзитным. Влияние боковых притоков на привнос материала почти не сказывается, и поэтому в аллювии рек этого типа богатых россыпей образоваться не может.

Тип II — реки с расходами водотоков 300—500 м³/сек. Это реки Малая и Большая Куонапка и Анабар в своих верхних и средних течениях. Ширина долин рек этого типа 2—5 км, русел — 50—200 м, уклон русел 10 см/км, скорости течения в межень 0,5—1 м/сек, в паводок — до 3—4 м/сек. Мощный водоток обеспечивает перенос грубообломочного материала на большие расстояния. Это хорошо определяется по распространению обломков кристаллических пород Анабарского щита. Валуну этих пород встречены на расстоянии более 300 км от места их размыва, а гальки и гравий отмечаются еще дальше. Влияние пород боковых притоков сказывается на небольшие расстояния (3—5 км), а затем происходит нивелировка за счет транзитного материала.

Алмазные россыпи могут образоваться за счет обогащения аллювия тяжелой фракцией и выноса легких составляющих на участках с энергичными эрозионными процессами: в областях, испыты-

грубообломочный материал также с северной части Уджинского поднятия, на что указывает отсутствие в россыпи галек нефелиновых сиенитов. Несмотря на широкое развитие пород трапповой формации в северной части района, галек траппов в описываемой россыпи не обнаружено, что также свидетельствует об отсутствии сноса с севера. Сопоставление состава грубообломочного материала россыпи с составом из других терригенных толщ показало, что россыпь образовалась за счет размы-

ва местных отложений мелового и карбонового возраста (Прокопчук и др., 1970) и ее коренные источники — не кимберлиты Куонапского района, возраст которых триас-нижнеюрский (Панкратов

и др., 1966), а еще не открытые докарбоновые кимберлиты. Они,

по всей вероятности, располагаются на южной окраине Уджинского поднятия, о чем свидетельствует наличие грубообломочного материала из этого района в конгломератах карбона.

Анализ грубообломочного аллювия позволил оценить степень его разноса реками различных размеров. Выделено четыре типа рек, различных по размерам и расходам водных потоков, для которых характерны свои особенности переноса грубообломочного материала.

Тип I — очень крупные транзитные реки, для которых характерны большие расходы (порядка 5000—10 000 м³/сек) и постоянный мощный водоток. К этому типу можно отнести р. Оленёк, ширина ее долины 1—4 км, форма трапецеидальная, ширина русла 0,2—1,3 км (Чистяков, 1964). Грубообломочный местный материал аллювия этой реки смешивается с транзитным. Влияние боковых притоков на привнос материала почти не сказывается, и поэтому в аллювии рек этого типа богатых россыпей образоваться не может.

Алмазные россыпи могут образоваться за счет обогащения аллювия тяжелой фракцией и выноса легких составляющих на участках с энергичными эрозионными процессами: в областях, испыты-

вающих поднятия. Примером этому может служить отрезок русла р. Анабар между устьями рек Малая Куонапка и Федор, который располагается в пределах Эбеляхского блока, испытывающего в настоящее время энергичный подъем (Прокопчук, 1969). О том, что обогащение этого отрезка алмазами происходит не за счет привноса алмазов р. Эбелях, а за счет обогащения аллювия на месте, говорят повышенные содержания алмазов на участках русла выше устья р. Эбелях сразу же после вхождения р. Анабар в пределы Эбеляхского блока (Прокопчук, 1969).

Тип III — реки Эбелях, Чымара и др., длиной 50—150 км. Форма долины р. Эбелях ящикообразная, русло глубоко врезано. Ширина русла в межень 10—30 м на плесах и 2—8 м на перекатах, в половодье увеличивается до 50—60 м. Скорости течения воды на плесах в межень 0,4—0,6 м/сек, на перекатах 1,7—1,9 м/сек. Средний уклон продольного профиля 0,0010. Расходы рек этого типа в среднем 5—20 м³/сек. Грубообломочный материал в них переносится на незначительные расстояния. Это хорошо видно на примере р. Чымара, где основная масса галек долеритов концентрируется в 5—8 км от источников размыва, а в 15—20 км встречаются лишь единичные гальки этих пород. Боковые притоки рек этого типа оказывают уже большее влияние на состав аллювия главной реки и ее алмазоносность. Кроме того, на содержание алмазов большое влияние оказывает и морфология долины. В частности, разные содержания алмазов отмечены на плесах, перекатах, прямолинейных и криволинейных участках долин. Поэтому для образования богатой россыпи в долинах рек этого типа нужно, чтобы алмазы поступали из большинства ее притоков.

Тип IV — мелкие реки с маломощными и временными потоками. Для них характерен перенос основной массы обломочного материала на незначительные расстояния: десятки и сотни метров. Это хорошо видно при размыве даек траппов в бассейне р. Чымара. Поэтому установление повышенной алмазоносности в аллювии рек этого типа должно заставить искать их первоисточники поблизости.

Таким образом, изучение петрографического состава обломков и выявление основных особенностей переноса грубообломочного материала реками разных типов показало, что наиболее оптимальны для образования алмазоносных россыпей реки III типа. Реки II типа благоприятны для образования россыпей, если они протекают в пределах активных поднятий.

ЛИТЕРАТУРА

- Панкратов А. А., Черный Е. Д., Крючков А. И. Некоторые особенности проявления кимберлитов в пределах Анабарского района (тез. докл. совещ. по геологии алмазных месторождений). Пермь, Пермское кн. изд-во, 1966.
- Прокопчук Б. И. Об условиях, необходимых для образования богатых аллювиальных россыпей алмазов в Западной Якутии (на примере Эбеляхской русловой россыпи).— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6.
- Прокопчук Б. И., Сочнева Э. Г., Скосырев В. А. Первая находка реликтов отложений карбонového возраста в бассейне р. Анабар (Западная Якутия).— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 6.
- Чистяков Г. Е. Водные ресурсы рек Якутии. М., «Наука», 1964.

ЦНИГРИ
Москва

Дата поступления
18.VI.1970

О РОЛИ ПОДЗЕМНЫХ РАССОЛОВ В ПИТАНИИ КАЛИЕНОСНЫХ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Е. Ф. СТАНКЕВИЧ

В настоящее время общепризнано, что питание калиеносных солеродных бассейнов происходило в основном за счет вод Мирового океана, в которых содержание калия было более или менее постоянным (М. Г. Валяшко, Н. М. Страхов, М. П. Фивег и др.). Многие исследователи при изучении отдельных соленосных толщ в отложениях разного возраста и различных регионов пришли к выводу, что в питании некоторых солеродных бассейнов (неогенового в Предкарпатье, нижнепермского на юго-востоке Русской платформы, девонского Припятской впадины и др.) заметную роль играли воды континентального стока. В последнее же время среди геологов стали распространяться представления о том, что большое значение, если не основное, в питании солеродных, в том числе и калиеносных бассейнов, имели подземные воды, изливавшиеся на поверхность. Основной довод при этом — «ни одна из предложенных диаграмм физико-химического равновесия в точности не соответствует последовательности выпадения отдельных минералов и их количеству в разрезе соленосных образований» (Созанский, 1971, стр. 152).

По мнению А. Е. Ходькова, при формировании многоярусных калийных залежей Предкарпатья в результате разгрузки постседиментационных вод и рассолов с антиклинальных поднятий образовались синклиналильные компенсационные котловины, в которых накапливались соли (Ходьков, 1959, стр. 484). В другой работе он уточняет, что исходные растворы для миоценовых соленосных отложений Предкарпатья обязаны разгрузке подземных рассолов выщелачивания более древних (нижневоротыщенских, юрских) соляных залежей (Ходьков, Ходькова, 1966, стр. 104). Позднее он подробно останавливается на гидрохимическом режиме солеродного бассейна и порядке выпадения солей и снова приходит к выводу, что «на стадии осадконакопления в поверхностных солеродных бассейнах Предкарпатья роль подземных вод и рассолов, разгружающихся из нижерасположенных толщ, была велика» (Ходьков, 1971, стр. 78). По мнению В. Н. Утробина, основная масса солей в солеродных бассейнах Предкарпатья «накапливалась не за счет вод морей и океана, а главным образом вследствие изливания высокоминерализованных рассолов по разломам из глубоких горизонтов земной коры» (Утробин, 1971, стр. 32). В. Н. Созанский (1971₂) также считает, что соль в солеродных бассейнах выносилась из глубин земли по крупным разломам. В качестве примера он ссылается на высокотемпературные рассолы впадин Красного моря и своеобразный солевой состав Мертвого моря. О питании солеродных бассейнов подземными рассолами хлоркальциевого типа говорил А. И. Азизов на симпозиуме «Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые» осенью 1971 г.

В какой же степени все эти высказывания подтверждаются фактическими данными? К сожалению, перечисленные авторы оперируют только понятиями и схемами, стремясь доказать, что наблюдаемый в соленосных и калиеносных отложениях порядок выпадения солей не соответствует принятым схемам, диаграммам и порядку выпадения солей, установленному экспериментами. При этом совершенно упускается из вида вопрос об источнике калия.

Работами Узильо, Н. С. Курнакова, М. Г. Валяшко и др. (Валяшко, 1962) было установлено, что при испарении морской воды основная часть калия выпадает в эвтонике. В связи с тем что в солеродных калиеносных

бассейнах в маточном растворе накапливаются хлориды натрия, калия и магния, большое значение имеет отношение Na/K . Выпадение совместно галита и сильвина начинается в зависимости от температуры воды при $\text{Na/K} = 1,8-1,4$, а сильвина — при $0,6-0,4$ (хлористый магний обладает большей растворимостью и садится позже). Поэтому для осуществления накопления солей калия с промышленным содержанием важно, чтобы отношение Na/K в питающих солеродных бассейнах было возможно более низким.

В морских водах обычно $\text{Na/K} = 28$, в речных — в среднем 2,7. Таким образом, последние относительно более обогащены калием, чем морские. Подземные же воды, особенно сильноминерализованные, очень обеднены калием по сравнению с морскими.

Статистическая обработка результатов химических анализов подземных вод Татарии, в которых был определен калий, показала следующее. В рассолах из терригенных отложений девона (минерализация более 235 г/л) Na/K в среднем составляет 40 (по 80 анализам), из карбона (минерализация обычно более 130 г/л) — 40 (11 анализов), из нижней перми (минерализация 0,5—9 г/л) — 27 (12 проб), из верхней перми (минерализация обычно менее 0,5 г/л) — 10 (76 проб). В почвенных водах значение этого коэффициента еще меньше: 1—5, возрастая в воде торфяника до 8. Таким образом, воды, более обогащенные калием относительно натрия, имеют заметно меньшую минерализацию, чем рассолы, которым приписывается чуть ли не основное значение в питании солеродных калиеносных бассейнов.

В результате обработки данных химического состава глубинных рассольных вод Среднерусского седиментационного бассейна, приведенных Ю. В. Мухиным (1970), выяснено, что Na/K в среднем равно 111, причем эта величина увеличивается с ростом минерализации. Из 68 проб только в четырех это отношение было меньше 30. Na/K в рассолах и соленых водах мезозоя Терско-Кумской нефтеносной зоны (использованы данные В. Н. Корценштейна и др., 1970) по 110 пробам составляет 44, а по Терско-Сунженской нефтеносной зоне по 72 пробам — 46. В Ангарском артезианском бассейне (по данным Е. В. Пиннекера, 1966) величина Na/K для соленых вод — 524 (25 проб), слабых рассолов — 360 (21 проба), крепких рассолов — 299 (15 проб), весьма крепких рассолов — 10 (22 пробы), предельно насыщенных рассолов — 0,4 (4 пробы).

Весьма крепкие и предельно насыщенные рассолы — маточные рассолы нижекембрийского солеродного бассейна; запасы их очень ограничены, а распространены они локально. Просмотр материалов по другим районам не дает принципиально ничего нового. Относительное содержание калия в высокоминерализованных подземных водах много меньше, чем в морской воде. Таким образом, питание солеродных бассейнов или должно вести к разубоживанию калием морских вод и тем самым ухудшать, а скорее делать невозможным накопление калийных залежей промышленного значения. Относительное содержание калия в маломинерализованных водах зоны водообмена выше, чем в глубинных рассолах, но меньше, чем в водах поверхностного стока.

Разбирая вопрос о калиенности подземных вод, необходимо учитывать данные В. И. Гуревича (1963), полученные им при ревизионном обследовании содержания калия в водах Северо-Двинского артезианского бассейна. Он пришел к выводу, что содержание калия в подземных водах из-за методических недостатков химических определений сильно завышалось. Вероятно, этот вывод следует распространять и на другие районы.

Сторонники ювенильного происхождения вод, питавших солеродные бассейны, вероятно, не согласятся с полученными выводами, так как ювенильные воды должны иметь повышенное содержание калия. Однако для подтверждения они не потрудились собрать сколько-нибудь представи-

тельный материал о калиеносности восходящих рассолов. Детальное же изучение имеющихся материалов показывает, что даже рассолы из районов с повышенной вулканической активностью по содержанию калия не отличаются от вод, распространенных в других областях. К тому же относительное значение восходящих ювенильных глубинных вод, по последним данным, очень ограничено (Германов и др., 1972) и не могло обеспечивать питание более или менее обширных водных бассейнов.

Отношение Na/K в рассольных водах вулканических областей, как уже было сказано, практически того же порядка, что и у вод платформенных областей. В азотных термах СССР, по данным 63 химических анализов (Барабанов, Дислер, 1968), оно равно 46. На дне впадины Дискавери в Красном море, где обнаружены высокотемпературные рассолы, о которых упоминает В. Н. Созанский (1971₂) отношение Na/K, определенное по данным А. О. Шлейхера (1964), с глубиной изменяется следующим образом:

Глубина, м	1925	1970	2010	2055	2105	2140	2145
Na/K	27	27	40	43	43	43	43

Излившиеся подземные рассолы сильно обеднены калием по сравнению с морской водой. На дне Атлантического океана в грунтовых растворах в скв. Мохол (станция Гваделупа, 28°51' с. ш., 117°30' з. д., глубина моря — 3566 м) (Бруевич, 1968), отношение Na/K=27, т. е. такое же, как в морской воде. Последняя и была здесь захоронена.

Относительное обогащение калием наблюдается в ультракислых водах вулканических областей. Так, отношение Na/K в пяти fumarолах вулкана Эбеко (Сидоров, 1967) составляет 1,0 (минерализация 18,3—38,9 г/л, рН 0,33—1,30), в искусственных конденсатах газов (пять проб) — 2,6 (минерализация 2,6—12,9 г/л, рН 0,80—1,42), в весьма кислых термах (семь проб) — 3,7 (минерализация 1,6—19,9 г/л, рН 1,08—2,33). В конденсатах газов андезитового купола Суелич вулкана Шевелуч (Башарина, 1961) это отношение равно 4—14 (рН 0,85—2,0), в конденсатах газов из базальтовой лавы побочного кратера вулкана Белянкина 3—4, а в пробе, отобранной при самой низкой температуре (102°С) калий не обнаружен. При контакте кислых вод с дацитом, по данным С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко (1960), отношение Na/K менялось с изменением рН следующим образом:

Дацит рН	2	3	4	5	6	
Na/K	1,9	4,4	6,9	6,0	34	только натрий

При взаимодействии кислой природной воды (с рН 2,2—2,37) с базальтом происходит уменьшение содержания калия вплоть до полного исчезновения его и увеличение содержания натрия. Таким образом, приведенные данные также свидетельствуют, что воды вулканического происхождения не могут являться источником калия для солеродных бассейнов. Удельный вес кислых газов и ультракислых вод в общем балансе вод, даже отдельных вулканов, незначителен. К тому же при взаимодействии этих сильно нагретых газов и вод с вмещающими породами они быстро теряют калий и обогащаются натрием.

Здесь же, очевидно, следует разобрать вопрос о подземном питании Мертвого моря. Считается, что «Соли Мертвого моря, по-видимому, экзогенного происхождения, хотя некоторая роль принадлежит родникам. Однако вполне возможно, что во впадину Мертвого моря по тектоническим трещинам проникают и глубинные рассолы» (Марков, 1969, стр. 80). Некоторые гидрогеологи полагают, что роль тектонических вод в питании Мертвого моря может превышать 20—25%.

Химический состав вод Мертвого моря очень своеобразен. Основным компонентом является хлористый магний, содержание которого — более половины всех солей. Верхний слой воды наиболее опреснен. С глубиной его минерализация увеличивается. В поверхностном слое Na/K=7,2, на

глубине 120 м — 6,2, на глубине 300 м — 3,3—4,6. С увеличением глубины содержание магния увеличивается.

Если допустить, что в питании Мертвого моря глубинные рассолы принимают заметное участие, то становится сразу же необъяснимым увеличение с глубиной относительного и абсолютного содержания магния и калия. Подземные рассолы такого состава встречаются очень редко; подвижность их сильно ограничена. Это захороненные маточные рассолы солеродных бассейнов. Таким образом, предположение о значительной разгрузке рассолов маловероятно. Правильнее считать в соответствии с данными Д. Нива и К. О. Эмери (Марков, 1969), что основная нижняя соленая водная масса Мертвого моря образовалась в период усыхания (максимум 4—5 тыс. лет назад). С последующим увлажнением уровень моря поднялся на 40 м. За это время образовался верхний относительно менее соленый водный слой.

Отношение Na/K в воде р. Иордан (около Эрихона), основного источника водного питания Мертвого моря, составляет 16. Оно больше, чем в воде Мертвого моря. Можно предположить, что в Мертвом море уже произошло обогащение вод калием за счет выпадения солей натрия в более засушливый период. Кроме того, до уничтожения растительности, являющейся основным фактором, способствующим усилению поступления калия в природные воды, относительное значение калия в водах р. Иордан и других рек было заметно выше.

Особенно сильно природные воды были обогащены калием в эпоху существования оз. Лизан, когда наблюдались сильное увлажнение и пышная растительность. Таким образом, обогащение вод Мертвого моря — следствие двух процессов: питания Мертвого моря поверхностными водами, относительно богатыми калием (особенно во время существования оз. Лизан) и выпадения значительных масс хлористого натрия в последнюю эпоху усыхания. С этим же, вероятно, связано и повышенное содержание магния. Питание же подземными рассолами могло способствовать только обеднению вод Мертвого моря калием. Поэтому приводить Мертвое море в качестве примера заметной разгрузки глубинных рассолов вряд ли целесообразно.

В заключение остается сказать, что все имеющиеся данные о содержании калия и натрия в глубинных рассолах свидетельствуют о несостоятельности точек зрения А. Е. Ходькова, В. Н. Созанского, В. Н. Утробина и А. И. Азизова. Вопрос же о питании калиеносных солеродных бассейнов должен быть рассмотрен в самостоятельной статье.

ЛИТЕРАТУРА

- Барabanов Л. Н., Дислер В. Н. Азотные термы СССР. М., «Геоминвод» ЦНИИКиФ, 1968.
- Башарина Л. А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов.— Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, М., 1961, вып. 19.
- Бруевич С. В. Об устойчивости химического состава океанской воды в постпротерозойское время.— Океанология, 1968, т. VIII, вып. 6.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Германов А. И., Мазрицкий Б. Ф., Питьева К. Е., Поляков В. А., Селецкий Ю. Б., Швец В. М. Проблема глубинного происхождения термальных подземных вод в свете современной информации о верхней гидросфере.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8.
- Гуревич В. И. Калий в водах Северо-Двинского артезианского бассейна.— Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1963, т. 101.
- Корценштейн В. Н., Кирьяшкин В. М., Филин А. С., Фомин Ю. Д. Новые данные по гидрогеологии мезозойских водоносных комплексов Восточного Предкарпатья.— Тр. ВНИИГаз, М., 1970, вып. 33/41.
- Мухин Ю. В. Основные результаты глубинных гидрогеологических исследований в Среднерусском седиментационном бассейне в связи с оценкой перспектив его газонефтеносности.— Тр. ВНИИГаз, М., 1970, вып. 33/41.
- Набоко С. И., Сильниченко В. Г. К вопросу о метаморфизме гидротермальных раство-

- ров и вулканогенных пород при их взаимодействии.— Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, М., 1960, вып. 18.
- Пиннекер Е. В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966.
- Сидоров С. С.* Условия формирования и геохимические особенности весьма кислых термальных вод Курильских островов.— В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967.
- Созанский В. Н.* Геологические аспекты галогенеза.— В сб.: Проблема неорганического происхождения нефти. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Созанский В. Н.* Современное состояние проблемы галогенеза.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, «Наукова думка» 1971.
- Утробин В. Н.* Галогенные формации моласс Предкарпатского краевого прогиба.— В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Ходьков А. Е.* К вопросу о роли разгрузки подземных вод в формировании калийных месторождений Предкарпатья.— Тр. ВНИИГ, Л., 1959, вып. 35.
- Ходьков А. Е.* О роли разгрузки постседиментационных вод в образовании карналлитовых пород Предкарпатья. Вестн. Ленингр. ун-та, 1971, № 18.
- Ходьков А. Е., Ходькова С. В.* О значении миграции подземных рассолов во вторичном минералообразовании (на калийных месторождениях советского Предкарпатья).— В сб.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Л., Изд-во ЛГУ, 1966.
- Шпейхер А. О.* Аномально-высокое значение температуры и солености природных вод Красного моря.— Океанология, 1964, т. VIII, вып. 4.

ВНИИГЕОЛНЕРУД
Казань

Дата поступления
13.XI.1972

УДК 553.94(470.21)

О САПРОПЕЛЕВЫХ УГЛЯХ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НОВООСКОЛЬСКОГО РАЙОНА КМА

**Н. М. НИКИТИН, А. П. ДЬЯЧЕНКО, В. Я. ЛЕГЕДЗА,
А. Н. ШЕЛЕХОВ, М. Ф. ЗАВАРЗИНА**

На территории КМА каменноугольные отложения распространены главным образом в южной и юго-западной частях. Северная граница их развития проходит через населенные пункты Крупец, Обоянь, Ездочное, Алексеевка, продолжаясь к юго-востоку в направлении городов Россошь и Богучар. В Новооскольском районе КМА мощность осадков карбона до 200 м, северо-западнее их сменяют более молодые отложения.

Стратиграфия каменноугольных отложений КМА описана Л. С. Богуновой и др. (1962), В. Н. Преображенской (1957) и др.

В пределах Новооскольского района КМА осадки карбона относятся к отложениям турнейского и визейского ярусов нижнего отдела каменноугольной системы. Их стратиграфия кратко приведена по Л. С. Богуновой и др. (1962).

Турнейские отложения залегают на осадках девона или непосредственно на докембрийских породах. В нижней части они представлены зеленовато-желтыми и грязно-серыми доломитами озерского и хованского горизонтов нижнетурнейского подъяруса. Их перекрывают песчано-алевритистые серые глины, кверху иногда переходящие в песчаники и алевриты. Песчано-глинистые породы постепенно переходят в известняки, последние часто переслаиваются со светло-зелеными глинами. Мощность турнейских отложений не превышает 25—35 м.

Отложения визейского яруса в пределах КМА содержат все горизонты, известные в Подмосковном угольном бассейне. Они представлены песчано-глинисто-известковистыми осадками бобриковского, тульского, алексинского, михайловского и других горизонтов.

На территории Новооскольского района среди отложений визейского яруса достоверно выделяются лишь осадки бобриковского горизонта. Остальные отложения визейского яруса не расчленены.

Бобриковские отложения залегают на осадках турнейского яруса. Представлены они песчано-глинистыми породами, содержащими пласты и линзы бурого угля. Обобщенные результаты изучения угленосности нижнекаменноугольных отложений территорий КМА изложены в работе А. Б. Гуревича (1958). Он отмечает, что в Новооскольском районе среди песчано-глинистых осадков установлено до четырех угольных пластов мощностью 0,03—0,45 м. Угли бурые, гумусовые, весьма низкого качества.

В 1968—1970 гг. сотрудники Тульского отделения ЦНИГРИ на территории Новооскольского района среди песчано-глинистых осадков бобриковского горизонта в скважинах 1048, 1062, 1072 и др. установили прослой сапропелевых углей, картировавшиеся ранее как углистая глина.

Макроскопически уголь темно-серый со слабым оливковым оттенком, крепкий. Излом остроугольный, иногда раковистый. Крупные штуфы угля хорошо раскалываются на отдельные тонкие пластинки, последние легко загораются от спички и горят коптящим пламенем с выделением запаха жженой резины. В виде тонких прожилков (до 1 мм) в угле встречаются витрен и скопления водорослей.

Под микроскопом основная масса угля коричневая, комковатого строения. В составе угля установлено много водорослей, в основном *Pilla*, реже *Cladicothallus* и *Reinschia*. Сохранность водорослей плохая, большая часть их разложена. Встречаются также обрывки кутикулы.

Среди спор отмечено много видов *Tremotozontriletes Naum* карбонового возраста. По составу уголь может быть отнесен к слабоглинистому полубогхеду.

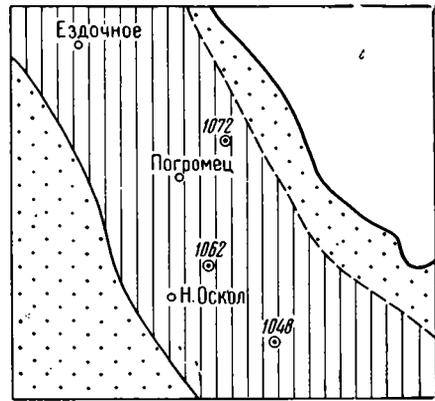
Полный технический анализ и элементарный состав угля (скв. 1072, глубина залегания 237,5—239,85 м, мощность — 2,35 м, влажность 6,36 %), %

В абсолютно сухом топливе										В горючей массе						
A ^g	S _{об}	S ^c	S _к ^c	S _{опр} ^c	VCS	Q ^c /6	H ^c	C ^c	(O+N+H) ^c	S _к ^r	S _{опр} ^r	V ^r	Q ^r /6	H ^r	C ^r	(O+N+H) ^r
14,19	1,80	0,14	0,94	0,72	56,87	70,78	7,18	65,81	12,82	1,10	0,84	66,27	8248	8,37	76,70	14,93

Анализ выполнен в химической лаборатории Тульской комплексной геологоразведочной экспедиции.

Мощность прослоев угля, по имеющимся данным, от 0,8 м (скв. 1048) до 2,35 м (скв. 1072). Угольный пласт преимущественно простого строения, реже разделен на две пачки маломощным (до 0,05 м) прослойком белой сухаристой глины. Глубина залегания пластов угля от 235—240 м в северной части Новооскольского района до 265—270 м в южной.

Площадь распространения сапропелевых углей в пределах Новооскольского района превышает 250 км² (фигура) и ограничивается на се-



Карта распространения отложений карбона в пределах Новооскольского района КМА

1 — площадь распространения каменноугольных отложений; 2 — предполагаемая площадь распространения сапропелевых углей; 3 — скважины, вскрывшие прослой сапропелевого угля

вере территории границей современного распространения каменноугольных отложений. Это дает основание считать, что сапропелевые угли могут быть установлены и за пределами Новооскольского района: северо-западнее и юго-восточнее.

Наличие в угле упомянутых выше водорослей и спор, а также состав угля в целом свидетельствуют, что накопление исследуемых углей происходило в условиях пресноводных водоемов.

Полный технический анализ и элементарный состав пробы угля изучался по скв. 1072 и приведен в таблице, где видно, что он (сапропелит) характеризуется высоким качеством: низким содержанием влажности, зольности и серы, высокими теплотворной способностью, содержанием летучих, водорода и углерода.

Спектральным полуколичественным анализом в угле установлены, %: Cu — 0,003; Pb — 0,06; Zn — 0,001; Be — 0,003; Ti — 0,1; Ba — 0,01; Sr — 0,1; Y — 0,01; La — 0,01; Ce — 0,006.

ЛИТЕРАТУРА

- Богунова Л. С., Вишняков С. Т., Хожанов Н. П.* Стратиграфия каменноугольных отложений КМА.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Гуревич А. Б.* Литология и угленосность нижнекаменноугольных отложений Белгород-Обоянского района.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1958, № 12.
- Преображенская В. Н.* Краткая характеристика стратиграфии осадочной толщи территории КМА.— Тр. межвуз. научн. совещ. по геол. и полезн. ископ. ЦЧО. Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1957.

ЦНИГРИ
Тула

Дата поступления
31.III.1972

УДК 552.163

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

Т. В. НЕМОВА

Породы, регионально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, играют большую роль в строении щитов. На территории СССР они слагают значительную часть стратиграфических разрезов Алданского, Анабарского и Балтийского щитов. Несмотря на широкую распространенность пород гранулитовой фации метаморфизма, относительно их генезиса до настоящего времени нет единого мнения. Различные исследователи, работающие в пределах того или иного региона, и даже различные исследователи одного и того же района часто высказывают противоположные точки зрения на происхождение гнейсов, кристаллических сланцев и гранулитов. Так, в результате исследований Института геологии Арктики, проводимых под руководством Б. В. Ткаченко и М. И. Рабкина (Рабкин, 1959), был установлен факт широкого развития в составе метаморфических толщ Анабарского щита горных пород осадочного происхождения: парагнейсов, кварцитов, кальцифиров, мраморов. Однако в свое время О. О. Баклунд ортоклазовым гнейсам, плагиоклазовым гнейсам и гиперстеновым породам Анабарского щита приписывал изверженное происхождение, сопоставляя их с чарнокит-мангерит-анортозитовым рядом по Розенбушу (Backlund, 1907). А вслед за ним Г. Г. Моор рассматривал анабарские плагиоклаз-кварц-гиперстеновые кристаллические сланцы как первично магматические породы, считая их измененными кварцевыми гиперстеновыми диоритами (Моор, 1940, 1942).

На Алданском щите совместное нахождение в стратиграфических разрезах гнейсов и кристаллических сланцев с такими заведомо первично-осадочными породами, как кварциты, мраморы, кальцифиры, и неод-

нократное тонкое их взаимное переслаивание позволяют считать большинство разновидностей метаморфических пород первично осадочными образованиями. Однако многие исследователи рассматривают гиперстеновые гнейсы и разнообразные кристаллические сланцы как вулканогенные образования (Геология и петрология докембрия Алданского щита, 1966) часть гранулитов — как выветрелые липаритовые туфы.

На Балтийском щите до сих пор гранулитовый комплекс Кольского полуострова, состоящий из амфиболитов, различных кристаллических сланцев и гранулитов, рассматривается как метаморфизованная сложно построенная многофазная интрузия, а отдельные разновидности пород комплекса — как результат магматической и метаморфической дифференциаций (Геология СССР, 1958), хотя в последние годы появляется все больше материалов, подтверждающих первично-осадочное происхождение кристаллических сланцев и гранулитов (Федкова, 1966, 1967; Горощенко, 1971; Беляев, 1971; Сидоренко и др., 1971).

Существование различных представлений о происхождении глубоко-метаморфизованных пород связано с недостаточной изученностью литологических особенностей пород и их геологических взаимоотношений в пределах стратиграфического разреза, что в значительной степени зависит от неправильного, но широко распространенного мнения, что в результате глубокого метаморфизма вследствие перекристаллизации, метаморфической диффузии и дифференциации утрачиваются все характерные признаки осадочных пород. Несомненно, глубоко метаморфизм приводит к тому, что значительно изменяются минеральный состав и внутренняя структура породы, при микроскопическом изучении оказывается затушеванной отчетливая грань между изверженными и осадочными образованиями. Но даже в случае наиболее интенсивной ступени регионального метаморфизма осадочные породы сохраняют такие первично-осадочные признаки, как залегание пород в виде слоев и их последовательная смена в стратиграфическом разрезе, а также текстура породы.

Применение литологических методов исследования к изучению метаморфизованных осадочных пород как одной из важнейших проблем осадочной геологии докембрия было обосновано академиком А. В. Сидоренко в последние годы (Сидоренко, 1963, 1965, 1969; Сидоренко, Лунева, 1961). Принадлежность тех или иных метаморфических образований к парапородам часто устанавливается на основании условий залегания и текстурных признаков. Сохранившиеся в процессе метаморфизма литологические особенности толщ служат надежным и иногда единственным источником информации об условиях их формирования в докембрии. А. В. Сидоренко и О. И. Лунева (1961) на примере изучения метаморфизованных терригенных пород показали, что метаморфизованные парапороды сохраняют такие главнейшие признаки осадочных образований, как слоистость, знаки ряби, структура, первоначальная форма и размеры обломков, исходный минералогический и химический составы.

К настоящему моменту накопился огромный материал по литологическим исследованиям докембрийских толщ, измененных в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Трудности, возникающие при изучении наиболее глубоко метаморфизованных толщ, сложность их расчленения все настойчивее требуют применения специальных литологических исследований. При изучении любых метаморфических комплексов должна быть разработана стратиграфическая схема. Однако лишь петрографического описания и изучения вещественного состава метаморфических пород далеко недостаточно для того, чтобы получить полную картину геологического строения территории. В основу стратиграфических построений должны быть положены помимо данных абсолютной геохронологии общегеологические наблюдения и литологические критерии.

Многочисленные наблюдения показывают, что в случае даже наиболее интенсивного регионального метаморфизма первично-осадочные породы сохраняют четко выраженную стратификацию и слоистость разных масштабов. Л. Н. Ботвинкина (1965) указывала, что из первичных генетических признаков пород при метаморфизме лучше всего сохраняется именно слоистость. При изучении слоистости метаморфизованных осадочных образований следует различать два понимания термина «слоистость». В одном случае слоистость понимается как внутренняя текстура толщи, и такая макрослоистость, по Л. Н. Ботвинкиной, представляет стратификацию. Но каждый пласт породы обладает присущей ему внутренней текстурой, очень часто также слоистой, которая может быть параллельной общему наслению (т. е. горизонтальной) и может быть косой. Итак, собственно слоистость понимается как внутренняя текстура породы, как слоистость внутри одного пласта.

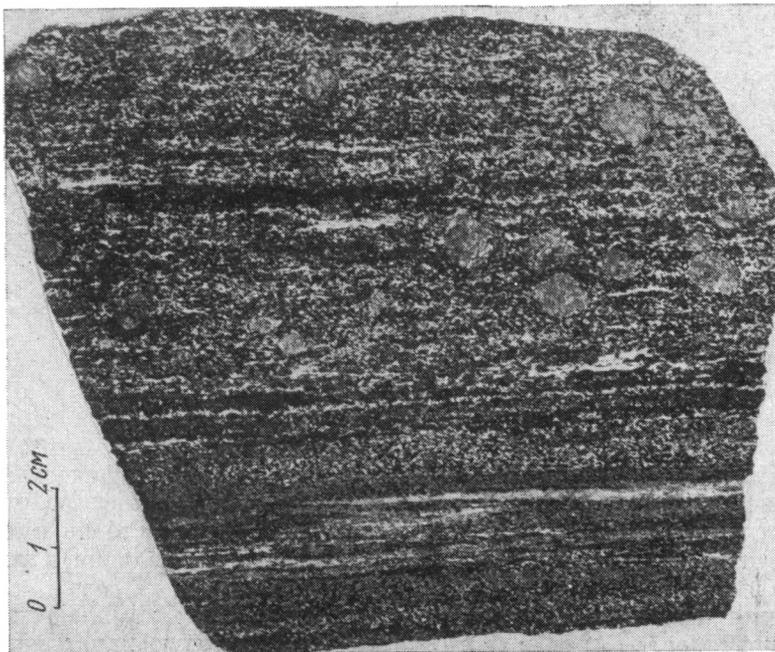
Стратификация метаморфических комплексов выражается в последовательном налегании, а также в неоднократном чередовании пластов различного петрографического состава, образующих пачки и толщи. Отдельные разновидности пород, сменяющие друг друга по вертикали в стратиграфическом разрезе, залегают в виде пластов, имеющих выдержанную мощность, значительно меньшую, чем протяженность пласта. Пласты имеют более или менее однородное строение внутри и ограничиваются ясно выраженными плоскостями насления. Как и все другие осадочные тела, пласты метаморфических парапород хорошо прослеживаются по простирацию.

Установление и изучение стратификации метаморфических комплексов — залог их успешного стратиграфического расчленения. Четко выраженная стратификация наиболее глубоко метаморфизованных пород Алданского щита позволила Н. В. Фроловой еще в 50-х годах утверждать, что архейские образования щита представляют собой первично-осадочные породы, к которым она относил не только мраморы, кальцифиры и диопсидовые гнейсы, но и биотитовые, роговообманковые, гиперстеновые и пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы (Фролова, 1950, 1953, 1955, 1962). Изучение стратификации метаморфических пород Алданского щита привело в последние годы к выработке детальных стратиграфических схем, к установлению фациальных изменений метаморфических толщ по простирацию, отражающих первичную дифференциацию бассейна архейской седиментации (Геология и петрология докембрия, 1966).

При детальном изучении метаморфического комплекса Анабарского щита выявляется четко выраженная стратификация. Плаггиогнейсы, гиперстеновые кристаллические сланцы, гранатовые гранулиты, кварциты и мраморы залегают в виде пластов, имеющих мощность порядка нескольких метров, причем по простирацию пласты прослеживаются на сотни метров и километры. Пласты перечисленных пород образуют пачки, сравнительно однородные по составу (меланократовые двупироксеновые кристаллические сланцы) или чередующихся и различных по составу пород. М. И. Рабкин приводит пример чередования кварцитов с двупироксеновыми плаггиогнейсами и гиперстеновыми гнейсами. Параллельные контакты пластов, их выдержанные мощности по простирацию, отсутствие секущих взаимоотношений он справедливо считает доказательством первично-осадочного происхождения гиперстеновых гнейсов. Гнейсы, кристаллические сланцы и первично-карбонатные породы Анабарского щита подразделены на четыре свиты.

Наши исследования, проведенные на Балтийском щите, показали, что гранулитовый комплекс Кольского полуострова, считавшийся интрузией, обладает всеми признаками стратифицированных толщ. Была установлена стратиграфическая последовательность пород с подразделением гранулитового комплекса на четыре толщи: гнейсо-амфиболитовую, ди-

опсид-амфиболовых плагиосланцев, гиперстеновых кристаллических сланцев, гранат-кварцевых и полевошпатовых гранулитов. Стратиграфические взаимоотношения пород выдержаны и наблюдаются повсеместно в пределах крупной Сальютундро-Колвицкой синклирной структуры. Стратиграфические разрезы отдельных участков хорошо сопоставимы. При изучении глубоко метаморфизованных пород Балтийского щита оказываются вполне возможными и приемлемыми корреляция стратиграфических разрезов и построение схем сопоставления.

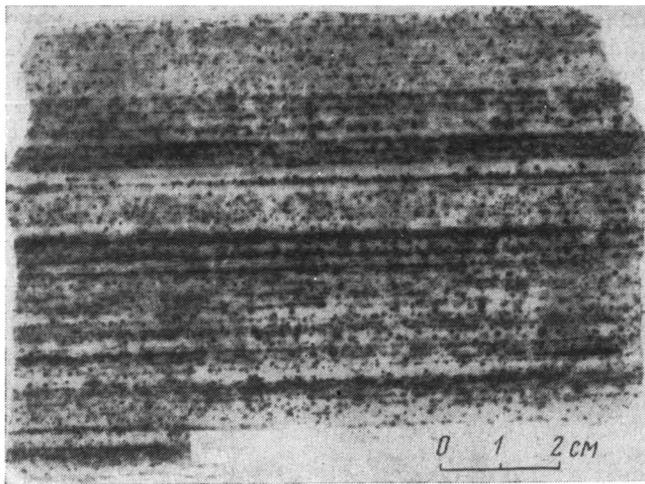


Фиг. 1. Первичная слоистость в амфиболитах Кольского полуострова

Стратификация параметаморфических комплексов дает возможность использовать аэрофотоматериалы для выяснения условий их залегания, расшифровки тектонических структур, выяснения пространственных соотношений метаморфических комплексов с окружающими сериями пород другого возраста и иной степени метаморфизма.

Проведенное нами дешифрирование аэрофотоматериалов показало, что породы гранулитового комплекса Балтийского щита образуют на снимках рисунок, характерный для осадочных слоистых пород. На аэрофотоснимках находят отражение различные окраска и литологический состав тех или иных разновидностей метаморфических пород. Выделенные в разрезе амфиболиты, плагиосланцы и двупироксеновые кристаллические сланцы прослеживаются на аэрофотоснимках по простиранию. Внутри толщ дешифрируются простиранья отдельных пластов. Дешифрирование аэрофотоснимков дает представление о характере залегания пород гранулитового комплекса. В том месте, где на картах Кольского полуострова показана интрузия, метаморфизованная в условиях гранулитовой фации, с помощью аэрофотоматериалов обнаруживается одна из частных синклинальных структур, образованная породами гранулитового комплекса. Не менее убедительно выглядят линии тектонических смещений внутри метаморфических толщ.

Прекрасные примеры дешифрирования складчатых структур и разрывных нарушений в метаморфических породах Анабарского щита при-



Фиг. 2. Первичная слоистость в двупироксеновых кристаллических сланцах Кольского полуострова

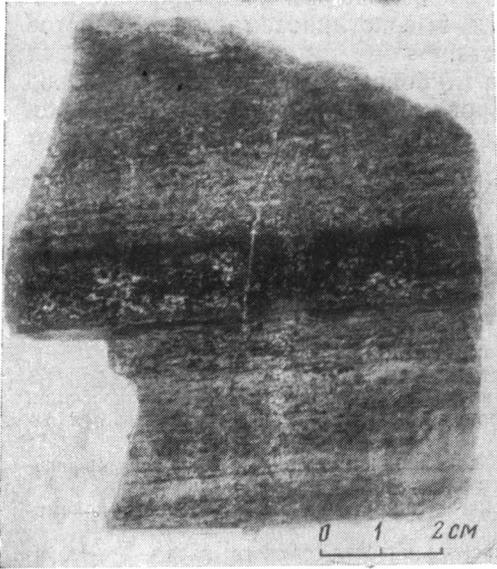
водит М. И. Рабкин. Он описывает крупную антиклинальную складку в гиперстеновых гнейсах, сложную S-образную структуру, в строении которой принимают участие переслаивающиеся амфиболовые и биотитовые гнейсы, амфиболиты и кварциты.

Таким образом, мнение о том, что структура метаморфических толщ в отличие от таковой толщ неметаморфизованных крайне плохо дешифрируется на снимках вследствие того, что первые часто не имеют ни делимости по поверхностям наслонения, ни резкого различия в устойчивости к выветриванию и эрозии, несостоятельно.

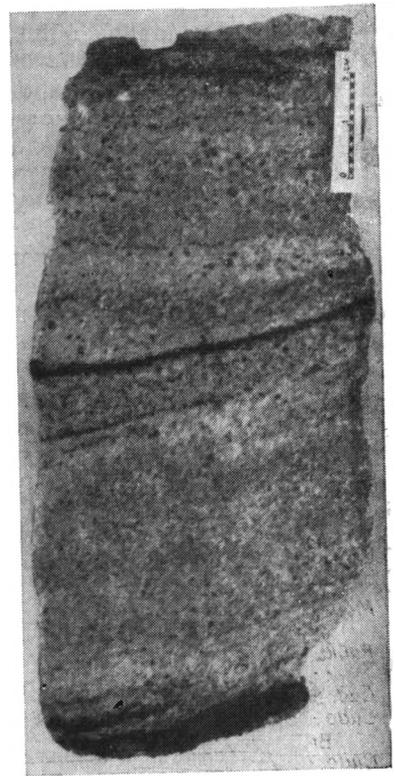
Помимо общей стратификации метаморфических комплексов почти все разновидности пород в них сохраняют реликтовую параллельную и косую слоистости. Прогрессивный региональный метаморфизм, протекавший изохимически, не затушевал, а подчас еще более подчеркнул первично-осадочные текстуры. Тонкая горизонтальная слоистость наблюдается в амфиболитах (фиг. 1), диопсид-амфиболовых плаггиосланцах, двупироксеновых и гиперстеновых кристаллических сланцах (фиг. 2), гранат-кварцевых и биотитовых гранулитах (фиг. 3). В пределах Балтийского щита косая слоистость потокового типа описана в плаггиосланцах (фиг. 4), пироксеновых кристаллических сланцах (фиг. 5) и гранулитах. Перекрестная мелкая разнонаправленная косая слоистость характеризует отдельные прослои гранат-биотитовых гранулитов.

Многие исследователи Алданского щита отмечают тонкую горизонтальную слоистость в тех или иных разновидностях метаморфических пород, и лишь в отдельных случаях описывается реликтовая косая слоистость. Так, В. И. Кицул и К. А. Лазебник наблюдали косую слоистость в амфиболовых плаггиогнейсах по р. Унгре. М. И. Рабкин описывает тончайшую реликтовую слоистость в плаггиогнейсах и пироксеновых амфиболитах Анабарского щита, когда чередуются прослои тех и других мощностью несколько сантиметров. Довольно скудные сведения о реликтовых текстурах метаморфических пород Алданского и Анабарского щитов объясняются отсутствием специальных литологических исследований и свидетельствуют о необходимости их проведения.

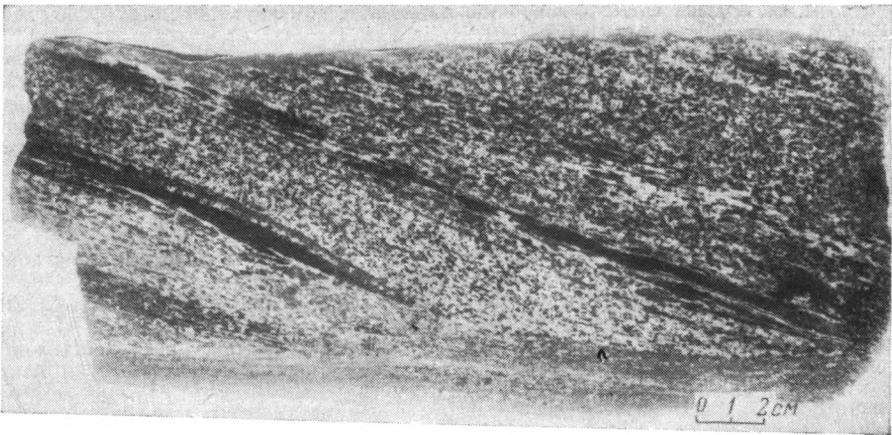
Для метаморфических пород необходимо проводить совместное изучение химизма и текстурных признаков. Только такое сочетание дает материал для реконструкции первичного состава пород и условий их образования. На основе изучения химизма и текстурных признаков по-



Фиг. 3. Первичная слоистость в гранулитах Кольского полуострова



Фиг. 4. Реликтовая косая слоистость в плагиосланцах Кольского полуострова



Фиг. 5. Реликтовая косая слоистость в пироксеновых кристаллических сланцах Кольского полуострова

род гранулитового комплекса Балтийского щита мы пришли к следующим выводам. Амфиболитовые толщи могли возникать за счет метаморфизма терригенно-глинистых осадков, богатых железом и содержащих примесь карбонатного материала, в условиях небольших замкнутых континентальных водоемов жаркого климата. Толщи плагиосланцев, по-видимому, возникали за счет метаморфизма глинистых осадков, богатых натрием и кальцием и содержащих примесь сульфатных минералов, от-

лагавшихся в условиях обширных лагун жаркого климата при ограниченном поступлении терригенного материала в бассейн седиментации. Исходным материалом пироксеновых кристаллических сланцев могли служить терригенно-глинистые и мергелистые, богатые железом, титаном, редкими землями и щелочами осадки, накапливающиеся в условиях жаркого и влажного климатов в неглубоких водоемах в спокойной тектонической обстановке. Гранулиты образовались при метаморфизме песчано-алевроитовых пород, содержащих высокоглиноземистое глинистое вещество и прослой биогенного графита.

Правильное истолкование генезиса глубокометаморфизованных пород необходимо для успешного прогнозирования и поисков полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова.— В сб.: Проблемы вулканизма Балтийского щита, М., «Наука», 1971.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1965, вып. 119.
- Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Геология СССР, т. XXVII, Мурманская область, ч. 1. М., Гостехиздат, 1958.
- Горощенко Г. Л. Некоторые особенности минералогии пород гранулитовой формации Кольского полуострова в связи с их происхождением.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. 1971.
- Моор Г. Г. Чернокитовая серия Анабарского докембрия и сходные с нею метаморфические образования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 6.
- Моор Г. Г. О первичной природе метаморфических образований Анабарского докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1942, № 3.
- Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита.— Тр. Научно-исследовательского ин-та геол. Арктики, Л., 1959, т. 87.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геология, 1963, № 4.
- Сидоренко А. В. Изучение докембрия — важнейшая задача современной геологии.— Вестн. АН СССР, 1965, № 10.
- Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 186, № 1.
- Сидоренко А. В., Лулева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сидоренко А. В., Лулева О. И., Немова Т. В. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1971, № 5, т. 198.
- Федкова Т. А. О некоторых признаках первично-осадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова.— В сб.: Древнейшие осадочно-вулкано-генные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1966.
- Федкова Т. А. К вопросу о природе пород толщи гранатовых амфиболитов в районе Сальных Тундр Кольского полуострова.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, 1967, вып. 2.
- Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов).— Природа, 1950, № 9.
- Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1.
- Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— Тр. Вост. Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., Иркутск, 1962, вып. 5.
- Backlund H. Über ein Gneissmassiv im nordlichen Sibirien.— Тр. Геологического музея Академии наук, т. 1, вып. 5, 1907.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
14.XII.1972

О ПОНЯТИЯХ СОРТИРОВАННОСТИ И ОДНОРОДНОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В. И. БЕЛКИН, И. В. РЯЗАНОВ

При фациальном анализе осадочных пород широко используется понятие сортированности, количественной мерой которой является коэффициент сортированности S_0 , предложенный в 1932 г. П. Д. Траском и определяемый по кумулятивной гранулометрической кривой как частное от деления крайних диаметров зерен, по отношению к которым соответственно 25 и 75% зерен, слагающих осадок, являются более крупными:

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}},$$

где Q_3 и Q_1 — квантили распределения весовых выходов фракций.

Минимальная величина коэффициента сортированности $S_{\min} = 1$ отвечает идеально отсортированной породе, содержащей зерна одного гранулометрического класса. Предельно несортированной породе должна соответствовать максимальная величина коэффициента сортированности $S_0 = S_{\max}$. Все разнообразие типов кластических пород обязано укладываться в границы между экстремальными значениями $S_{\min} < S_0 < S_{\max}$, характеризующими разновидности осадочных пород, отличающиеся по степени сортированности. Рассмотрим вопрос о верхней границе $S_0 = S_{\max}$.

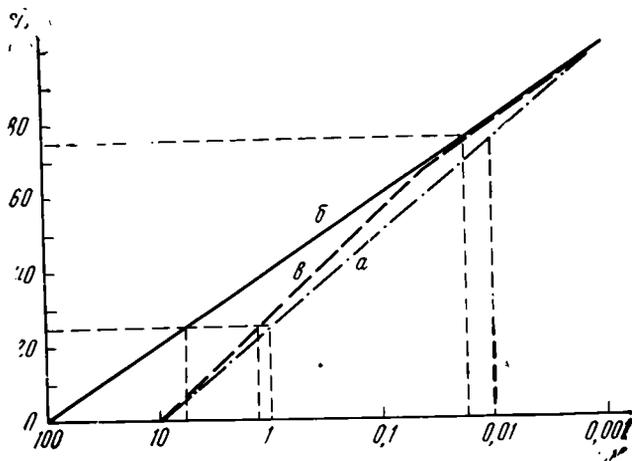
Из определения сортированности как меры однообразия зерен по размеру (Рухин, 1961) или равнозернистости (Кобранова, 1962) следует, что наихудшей сортировкой обладает порода, весовые выходы которой во всех гранулометрических классах равны. Действительно, в этом случае в осадке реализуется предельно возможное разнообразие фракций, причем ни одна из фракций не является преобладающей. Согласно теории вероятности (Вентцель, 1962), распределение размеров зерен осадка с наихудшей сортировкой подчиняется закону равномерной плотности.

Гистограмма такой породы будет представлять прямую, параллельную оси абсцисс, рассматриваемой как ось закономерного увеличения крупности зерен и уменьшения дисперсности осадка. Ход кумулятивной кривой в известной мере определяется протяженностью классовых интервалов гранулометрической шкалы. Так как изменение размера зерен дается обычно в логарифмическом масштабе, равномерность гранулометрической шкалы обеспечивается постоянством отношений конечных размеров фракций. Пример равномерной шкалы — распространения за рубежом классификационная схема Ц. К. Уэнтворта, в основу которой положена геометрическая прогрессия со знаменателем 2. Именно эта шкала и была первоначально использована П. Д. Траском при выводе коэффициента сортировки S_0 .

Другой пример равномерной шкалы — десятичная схема классификации, применяемая в отечественной литературе по литологии. При использовании этой схемы кумулятивная кривая породы, содержащей в равной мере все фракции от гравийных (10 мм) до глинистых (0,001 мм) включительно, описывается уравнением статистической функции распределения закона равномерной плотности:

$$F(\log d) = \frac{\log d - \log d_{\min}}{\log d_{\max} - \log d_{\min}}, \quad d_{\min} < d < d_{\max},$$

где d_{\min} и d_{\max} — минимальный (0,001 мм) и максимальный (10 мм) раз-



Фиг. 1. Кумулятивные графики предельно плохо отсортированной породы при равномерном распределении фракций для интервала гранулометрического ряда, мм: а — 0,001—10,0; б — 0,001—100,0; в — при неравномерном (фактическом) распределении фракций в интервале гранулометрического ряда 0,001—10,0 мм

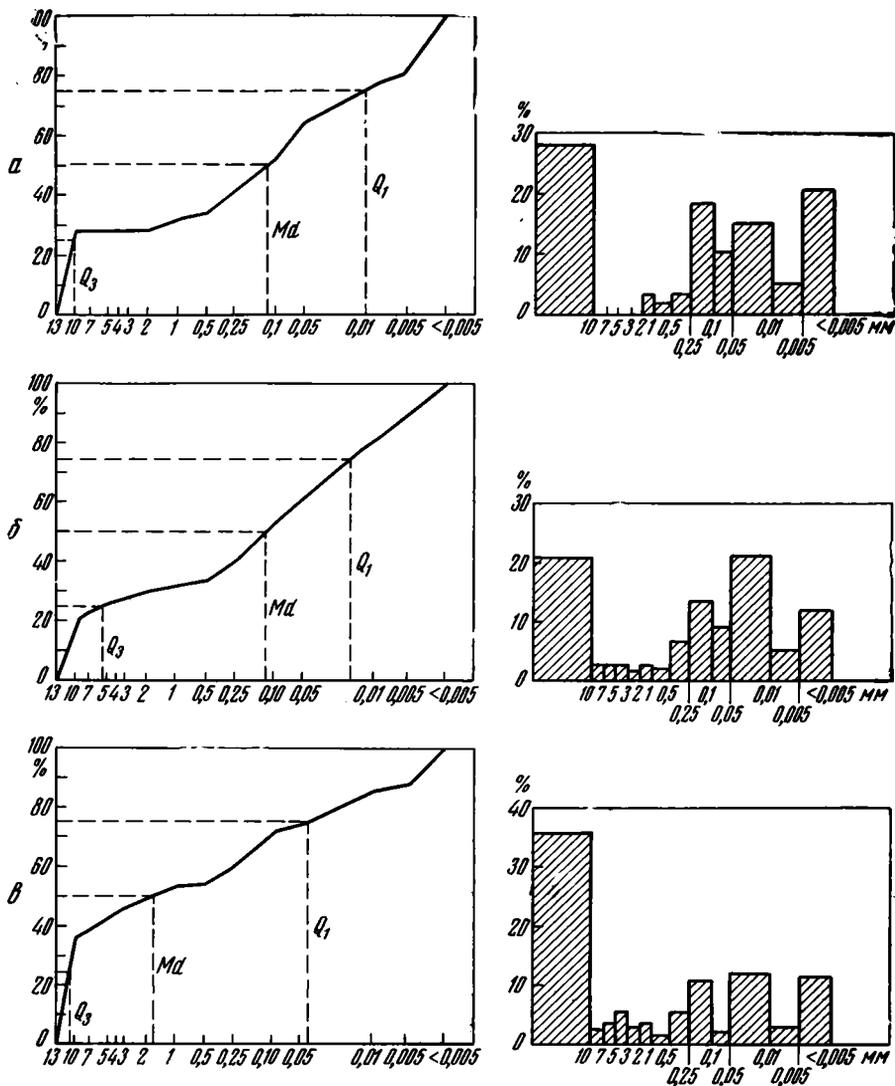
меры зерен. График кумулятивной кривой представляется отрезком прямой (фиг. 1, а), по которому отсчитываются квартильное отношение $\frac{Q_3^I}{Q_1^I} = 100$ и коэффициент сортировки $S_{\max} = 10$.

Если построить кумулятивный график механического состава с учетом галечной фракции (100 мм), Q_3^{II}/Q_1^{II} возрастает до 400, S_{\max} до 20 (фиг. 1, б). Последняя величина и будет максимальным, теоретически возможным значением коэффициента сортировки при условии равномерности гранулометрической шкалы.

Обычно используемая в СССР классификационная схема не является равномерной и в полном виде гораздо меньше отвечает геометрической прогрессии, чем шкала Уэнтворта. Так, конечный размер зерен фракции среднезернистого песка (0,25—0,50 мм) превосходит конечный размер зерен следующей (в сторону уменьшения размеров) фракции (0,10—0,25 мм) вдвое. Последняя превосходит следующую по конечному размеру зерен фракцию уже в 2,5 раза и т. д. Особенно значительны различия отношений размеров фракций в глинистой части гранулометрического ряда.

Вследствие указанных различий величина коэффициента сортировки претерпевает серьезные изменения в зависимости от положения преобладающих фракций в гранулометрическом ряду. Если использовать для построения кумулятивного графика действительные фракции породы, получаемые при комбинированном гранулометрическом анализе (0,001—0,005; 0,005—0,01; 0,01—0,05; 0,05—0,1; 0,1—0,25; 0,25—0,50; 0,50—1,0; 1,0—2,0; 2,0—5,0; 5,0—10,0 мм), то в точке с абсциссой, отвечающей диаметру 0,05 мм, приблизительно линейный кумулятивный график (фиг. 1, в) изогнется и будет выполаживаться, изменяя Q_3/Q_1 при предельно плохой сортировке до 64, а S_{\max} до 8. Таким образом, максимальная, теоретически возможная величина коэффициента сортировки (S_{\max}), полученная из кумулятивной кривой, построенной по результатам комбинированного гранулометрического анализа, не может быть более 8.

Этот вывод, представляющийся несомненным, совершенно не согласуется с литературными данными и фактическим материалом. В литературе, например, встречаются упоминания о коэффициенте сортировки



Фиг. 2. Кумулятивные кривые и гистограммы пород, обладающих $S_0 > 10$; образец из скважины; глубина, м; S_0 ; Q_3/Q_1
 а — ВК-475, 30, 60; 29; 833. б — ВК-475; 1,30; 15,1; 226,8. в — ВК-483; 36,0; 15,15; 230

$S_0 = 23$ (Страхов, 1960). На фиг. 2 приведены гистограммы и кумулятивные кривые пород, обладающих $S_0 > 10$.

Рассмотрим один из наиболее ярких примеров превышения фактического значения коэффициента сортировки ($S_0 = 29$, $Q_3/Q_1 = 833$) под максимально возможным значением (фиг. 2, а). Содержание фракций в рассматриваемом случае резко неравномерно, что легко усмотреть из соответствующей гистограммы (фиг. 2, а). Таким образом, сортировка данной породы значительно лучше, чем у гипотетического образца с одинаковым содержанием всех фракций: здесь все же прослеживается преобладание некоторых фракций материала по крупности, т. е. сортировка.

При сопоставлении кумулятивного графика анализируемого образца с кумулятивным графиком предельно несортированного осадка, построенным при условии равного содержания фракций, обнаруживается резкое в первом случае возрастание интерквартильной широты (расстояния между квантилями на гранулометрической шкале), определяющее

рост коэффициента сортировки. Очевидно, что наибольшему значению S_0 должна соответствовать максимальная интерквартильная ширина.

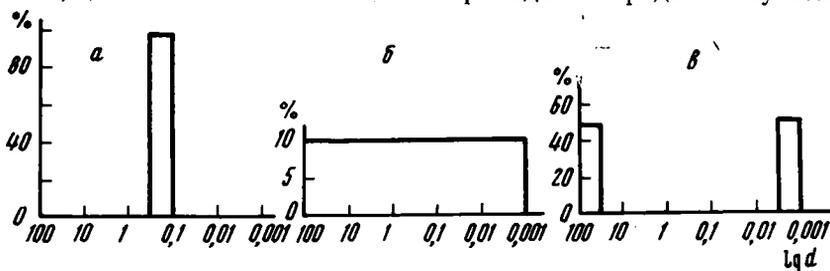
Предельный «разнос квартилей» получается, если вся порода сложена поровну (по 50%) лишь двумя фракциями, приуроченными к противоположным краям рассматриваемого отрезка гранулометрического ряда. Можно показать, что для идеальной «модели двух фракций» $Q_3/Q_1=545,4$, а $S_0=73,8$, что значительно превосходит максимальное, теоретически возможное значение $S_{max}=8$. Литологически двухфракционная порода могла бы представлять собой пудинговый крупнозернистый гравийник с заполнителем из однородной тяжелой глины. Порода была бы резко неоднородной, но плохо отсортированной или несортированной ее назвать нельзя. Напротив, для каждой из фракций здесь отмечалась бы идеальная сортировка, предполагающая интенсивное воздействие сортирующего агента. Отличие от хорошо отсортированной породы могло состоять в том, что в данном случае заметно воздействие двух самостоятельных агентов сортировки. В качестве примера реальных пород, сходных с рассмотренной моделью породы идеально неоднородной, можно привести пляжевые галечники, заиленные тонкодисперсными глинами из размываемой по соседству коры выветривания, или пелагические глины, засоряемые гравийно-галечным материалом, вытаявающим из плавающих льдов.

Расчет коэффициента сортировки для двухфракционной модели, приводящий к парадоксальному результату, обнаруживает коренное принципиальное различие между понятиями сортировки и однородности. Эта противоположность давно ощущалась в инженерной геологии, так как неоднородность и несортированность диаметрально противоположным образом сказываются на прочности горных пород. В подтверждение можно напомнить о принятом в инженерной геологии коэффициенте неоднородности, тождественном по смыслу и близком по определению коэффициенту П. Д. Траска (Ломтадзе, 1970). Однако статистическое проявление противоположности понятий сортированности и однородности выясняется здесь впервые.

Представим на гистограммах три предельных положения механического состава пород (фиг. 3). Первое из положений (фиг. 3, а) отвечает совершенно однородной и хорошо отсортированной породе, в которой присутствует единственная фракция, а дисперсия размера зерен равна нулю. Легко видеть, что в этом предельном положении понятия сортированности и однородности совпадают. С ростом дисперсии сортировка и однородность уменьшаются. Это уменьшение имеет место до тех пор, пока кривая распределения не приобретет вид закона равномерной плотности (фиг. 3, б). В этом случае дисперсия окажется равной:

$$D = \frac{(\log d_{max} - \log d_{min})^2}{12}$$

а величина S_0 , полученная из кумулятивной кривой при вышеуказанных условиях, достигнет 8. Тем самым мы приходим к предельному положению



Фиг. 3. Гистограмма фракционного состава пород
а — предельно сортированной и предельно однородной, б — предельно неотсортированной; в — предельно неоднородной

нию, при котором сортировка полностью отсутствует, но предел неоднородности не достигнут. До сих пор при литологических исследованиях рассматривалось изменение сортировки и однородности именно от первого положения ко второму, т. е. только в связи с ростом дисперсии размера зерен одновершинного распределения, где изменение обоих параметров идентично по знаку. Следствием ограниченности подобного анализа явились представления о тождестве понятий сортировки и однородности.

Увеличение квартальных отношений за пределами «идеально плохой сортировки» показывает резкое расхождение параметров сортировки и однородности. Сортировка здесь начинает определенно улучшаться, тогда как однородность уменьшается. Уменьшение однородности достигает предела, когда в составе породы останутся лишь крайние фракции гранулометрического ряда (фиг. 3, в). Дисперсия такой модели максимальна и равна:

$$D = \frac{(\log d_{\max} - \log d_{\min})^2}{2}.$$

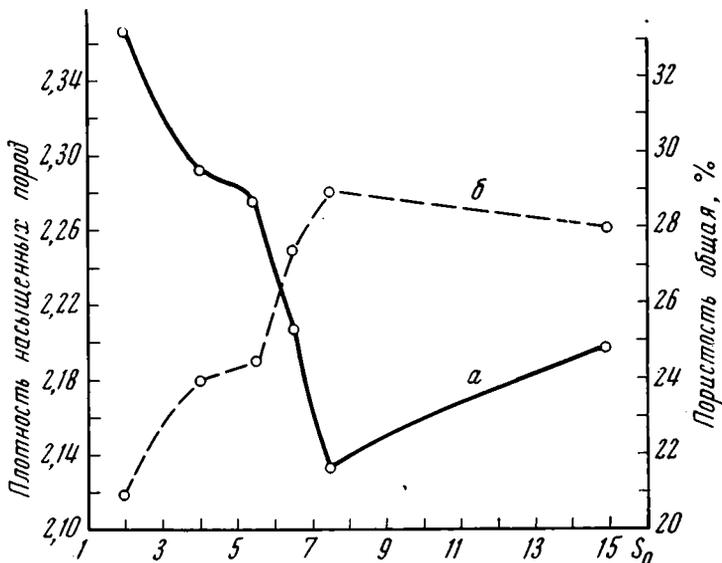
Легко показать, что бимодальное (двухвершинное) распределение, к которому мы приходим в данном случае, действительно означает предельное уменьшение однородности, тогда как появление на гистограмме третьей и последующих вершин способно лишь увеличить однородность при одновременном ухудшении сортировки. Более того, состояние предельной несортированности можно рассматривать в качестве примера полимодального распределения, когда число мод равно числу фракций гранулометрического ряда.

В свете изложенного становится вполне ясным вывод о том, что коэффициент S_0 следует сохранить в качестве меры однородности, а не сортированности осадка. То же верно для некоторых других тождественных по смыслу количественных мер, рекомендованных ранее в качестве мер сортированности, например дисперсии, стандартного отклонения от среднегеометрического размера зерен, определяемого по методу моментов (Рухин, 1961), и коэффициента отсортированности (Кобранова, 1962), равного

$$S_0 = \frac{d_{\text{cp}} - \sum_{i=1}^n (d_i - d_{\text{cp}}) P_i}{d_{\text{cp}}},$$

где d_{cp} — средний размер зерен, P_i — весовой выход фракций в гранулометрических классах. В то же время логическое содержание понятия сортированности как равнозернистости и однообразия зерен по размеру вполне удачно определяет его смысл, противопоставляя состоянию «все зерна равны и однообразны» альтернативу «все зерна неравны и разнообразны». Трудности с определением смысла гранулометрической однородности можно преодолеть, если в понятие однородности включить представления о степени дифференциации зерен по размеру: выше неоднократно подчеркивалось, что степень различия зерен по размеру максимальна в случае предельно неоднородной породы.

Применимость характеристик рассеяния относительно среднего размера зерен (дисперсия, стандартное отклонение, квартильное отношение и др.) для описания однородности фракционного состава осадочных пород обнаруживает специфичность проблемы мер в приложении к задаче анализа данных гранулометрии. При анализе статистических мер в геохимии (Вистеллиус, 1964) установлено, в частности, что дисперсия «является приемлемой мерой для симметричных распределений с вершиной, расположенной в середине интервала колебаний случайной величины». При появлении двухвершинности дисперсия растет и по мере смещения вершин к краям распределения, а непосредственный смысл



Фиг. 4. Зависимость общей пористости (а) и плотности (б) насыщенных водой рыхлых четвертичных пород Печорского бассейна от коэффициента сортировки (S_0)

дисперсий «теряет ясность». Одной из причин, объясняющей специфичность проблемы мер в гранулометрии, является неслучайность в строгом смысле и природная обусловленность фракционного состава пород. Отсюда вытекает требование физической содержательности используемых мер.

В настоящей статье вопрос о количественной мере сортированности не обсуждается. Можно предположить, что удобной мерой сортированности могут стать энтропия, информация (Буряковский, 1968) и информационный коэффициент А. В. Вистелиуса (Вистелиус, 1964), оценивающие количественно характер распределения безотносительно к характеристикам положения последнего (мода, медиана, центр распределения).

Практическое различие между гранулометрической отсортированностью и однородностью осадков наиболее четко прослеживается при сравнении этих параметров с физическими свойствами пород. До сих пор считается общепринятым, что с улучшением сортировки увеличивается пористость и соответственно уменьшается плотность породы. Однако, как показало сопоставление данных по коэффициентам сортировки и физическим свойствам 452 образцов рыхлых четвертичных пород Печорского бассейна¹, закономерное увеличение плотности и уменьшение пористости с ростом величины S_0 наблюдается только до значений $S_0 = 7-8$. При переходе к большим значениям указанная тенденция исчезает и даже сменяется на обратную (фиг. 4).

Отсюда следует, что увеличение плотности и уменьшение пористости ограничиваются тем же пределом, что и ухудшение отсортированности — предельно плохая сортировка, как указывалось выше, имеет место при значении $S_0 = 8$.

Этот факт до сих пор ускользал от внимания исследователей, очевидно, в силу того, что объектами исследования были преимущественно пористые коллекторы, для которых характерны значения $S_0 = 1-3$.

Теперь становится ясным, что увеличение плотности породы и соответствующие изменения других ее свойств оказываются связанными не

¹ Использованы данные именно по четвертичным отложениям, чтобы исключить влияние катагенетических преобразований на плотность и пористость пород, а также в силу очень широкого диапазона изменчивости величин S_0 в указанных породах.

с уменьшением однородности, мерой которой в действительности и является «коэффициент сортировки» П. Д. Траска, а с изменением отсортированности, т. е. дифференцированности материала. При этом максимальная плотность оказывается приуроченной к минимально отсортированным породам.

Мера влияния плохой отсортированности (недифференцированности) материала пород на плотность их легко может быть усмотрена из следующего примера. Суглинки среднеплейстоценовой роговской свиты Печорского бассейна, практически не испытывавшие в своей геологической истории существенных статических нагрузок, но обладающие отсортированностью, близкой к предельно плохой ($S_0=6-8$), имеют такую же плотность (2,25—2,30), как и верхнепермские породы западной окраины Печорского бассейна, испытывавшие погружение до 1500 м.

В то же время рост S_0 до величин >8 не связан с дальнейшим уплотнением породы.

Весьма различно, даже противоположно, влияние отсортированности и однородности на прочностные свойства пород. Анализ обширного фактического материала по прочностным свойствам пермских пород Интинского угольного месторождения Печорского бассейна показал, что наибольшим среди них пределом прочности на одноосное сжатие (500—600 кг/см²) обладают породы с максимально «пологими», но одномодальными кривыми распределения, с $S_0=4-5$ (пермские породы с $15 > S_0 > 5$ не были встречены в Печорском бассейне). Существенно меньшие пределы прочности (300—400 кг/см²) оказались у лучше отсортированных пород с «крутыми» одномодальными кривыми распределения с $S_0=1,5-3,5$. Но наименьшие пределы прочности (100—150 кг/см²) оказались у предельно неоднородных разностей (пудинговых конгломератов) с $S_0 > 15$.

Из приведенных примеров, количество которых легко можно было бы увеличить, ясно видно существенное практическое значение разделения понятий гранулометрической отсортированности и однородности.

Это разделение понятий ставит ряд новых вопросов и требует пересмотра сложившихся представлений. Заслуживает особого внимания прослеживаемая связь отсортированности и однородности с факторами осадочного переноса. Как известно, в настоящее время удается объяснить в терминах осадочной сортировки появление простых законов распределения по размеру типа логнормального (Миддлтон, 1968).

Анализ химического выветривания скальных пород приводит к закону дробления Розина (Миддлтон, 1968). Однако простые модели выветривания, переноса и осадочной сортировки оказываются недостаточными для объяснения возникновения бимодальных и тем более полимодальных распределений.

Вызывает также интерес изучение классификационного значения сортировки и однородности. Решению вышеперечисленных проблем должен быть предпослан вывод новых количественных мер гранулометрической отсортированности и однородности.

ЛИТЕРАТУРА

- Буряковский Л. А. Энтропия как мера неоднородности горных пород.— Сов. геол., 1968, № 3.
- Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., Физматгиз, 1962.
- Вистелиус А. В. Задачи геохимии и информационные меры.— Сов. геол., 1964, № 12.
- Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1962.
- Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. «Недра», 1970.
- Миддлтон Г. В. Возникновение логнормального распределения частот в осадках.— В кн.: Вопросы математической геологии. М., «Наука», 1968.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.

МЕТОДИКА

УДК 552.12 : 552.5

**О ВОЗМОЖНОМ ВАРИАНТЕ КЛАССИФИКАЦИИ
ЧЕТЫРЕХКОМПОНЕНТНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД**

В. И. СИРОТИН

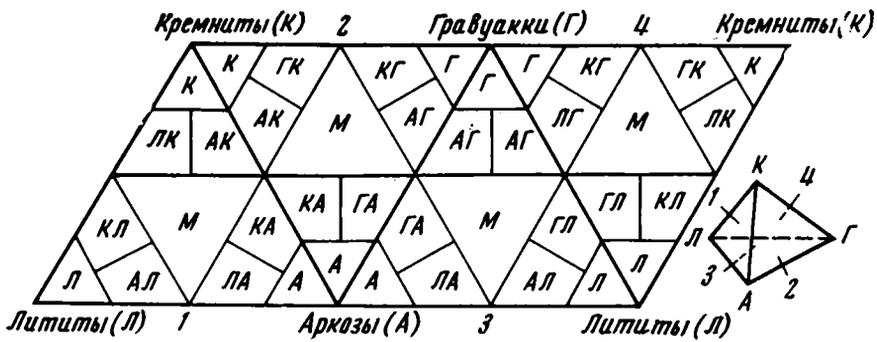
Классификационные диаграммы осадочных пород, в том числе смешанных (глинисто-карбонатных, глинисто-песчаных, глинисто-песчано-карбонатных, глинисто-карбонатно-соляных и др.), построены на основе треугольных диаграмм, в которых выделяются двух- и трехкомпонентные породы (Вишняков, 1933; Рухин, 1956, 1969; Коссовская, 1962; Шутов, 1965, и др.).

Достоинство таких диаграмм совершенно очевидно: они просты, наглядны, универсальны. Вместе с тем, рассчитанные на трехкомпонентные системы, эти диаграммы не всегда полно отражают многокомпонентность пород. Так, в осадочных толщах часто встречаются четырех- и более компонентные породы, для которых треугольные диаграммы непригодны. В таких случаях приходится обращаться к диаграммам в виде тетраэдров, например в классификации Ф. Дж. Петтиджона (Шутов, 1965), наиболее полно отражающим разнообразие четырехкомпонентных пород, к их проекциям на плоскость, к выборочным сечениям тетраэдра или представлять диаграмму в виде системы треугольников (развернутый тетраэдр). Однако тетраэдр — фигура объемная, и использовать ее в качестве классификационной диаграммы очень трудно, особенно при выделении семейств пород, нанесении точек анализа и т. д. Выборочные сечения тетраэдра абстрагируются от многих реальных типов четырехкомпонентных пород. Такие же ограничения имеют квадратные проекции тетраэдра на плоскость и фигура развернутого тетраэдра. Для классификационных диаграмм четырехкомпонентных пород целесообразно применить диаграмму в виде комбинации четырех равносторонних треугольников и трех квадратов, которую мы впервые использовали для классификации бокситов КМА.

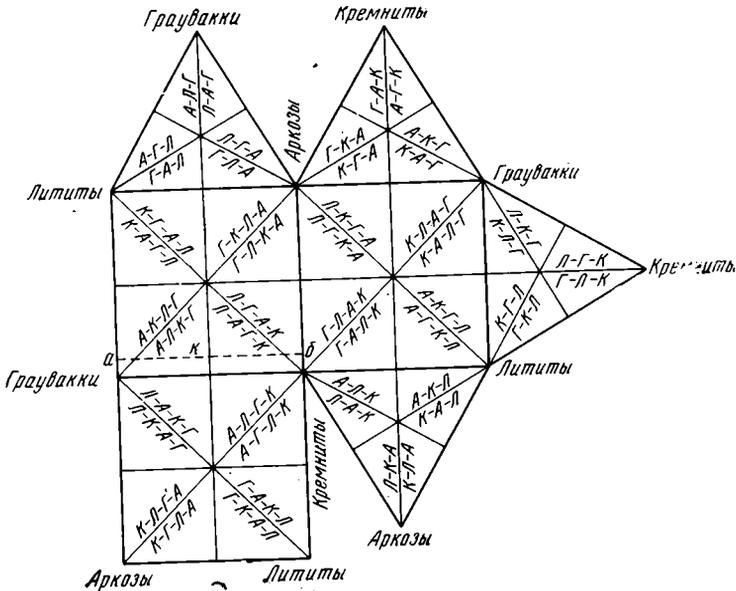
Ниже предлагается вариант этой диаграммы для классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу. В основу предлагаемой классификации положены принципы и требования, сформулированные Г. Н. Бровковым и А. Е. Могилевым (1965):

«1. Классификация должна быть единой для алевро-псаммитовых и псефитовых пород, так как алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты находятся в тесных парагенетических связях друг с другом в разрезах осадочных толщ и связаны непрерывными взаимными переходами.

2. Унификация принципов систематики и номенклатуры пород должна быть максимальной, чтобы свести к минимуму возможность различ-



Фиг. 1. Типизация семейств терригенных трехкомпонентных пород смешанного состава, по Г. Н. Бровкову и А. Е. Могилеву (1965)



Фиг. 2. Типизация терригенных четырехкомпонентных пород на основе относительного количественного содержания компонентов

ного наименования однотипных пород, названия пород должны быть рациональными.

3. В классификации должны быть отражены основные источники обломочного материала.

4. Классификация должна быть универсальной, приемлемой к отложениям различных регионов, возраста и состава...»

Эти принципы авторов отражены ими на классификационной диаграмме (фиг. 1) в виде системы четырех равносторонних треугольников (развернутого тетраэдра). На диаграмме выделяются четыре основных семейства — кремниты, аркозы, граувакки, лититы — и гибридное семейство миктитов.

Семейство кремнитов (кварцелитов) состоит из обломков кварца, кремнистых пород, кварцитов, составляющих не менее 50% объема пород. Источники: кварцсодержащие и обогащенные кварцем осадочные, метаморфические и изверженные породы, а также породы коры выветривания. Три вершины равносторонних треугольников диаграммы соответствуют 100% кремнитового материала.

Семейство аркозов состоит из обломков полевых шпатов, кварца, гранитов, фельзитов, порфиров, гнейсов, полевошпат-сланцев,

составляющих не менее 50% объема породы. Источники — гранитоиды, кислые разности эффузивов, кварц-полевошпат-слюдяные метаморфические породы. Три вершины треугольников диаграммы соответствуют 100% аркозового материала.

Семейство граувакков состоит из обломков средних и основных плагиоклазов, обломков мафических пород и минералов (диабазов, порфиоров, габбро, базальтов, амфиболитов, хлоритовых, эпидот-хлоритовых и других сланцев и т. д.), составляющих не менее 50% объема породы. Источники — основные и средние изверженные породы, зеленокаменные сланцы. Три вершины треугольников диаграммы соответствуют 100% грауваккового материала.

Семейство лититов состоит из обломков аргиллитов, известняков, алевролитов, гипсов, доломитов, филлитовых сланцев и др., составляющих не менее 50% объема породы. Источники — осадочные породы различных петрографических типов, в том числе слабометаморфизованные продукты местных перемылов. Три вершины треугольников диаграммы соответствуют 100% лититового материала.

Состав миктитов весьма разнообразен и включает обломочный материал четырех вышеуказанных семейств, однако содержание компонентов любого семейства меньше 50%.

Теперь рассмотрим классификационную диаграмму в применении к терригенным породам — четырехкомпонентной системе: кремниты — аркозы — граувакки — лититы (фиг. 2). Каждый угол квадрата соответствует 100% кремнитового, аркозового, грауваккового или лититового материала.

Порядок расположения компонентов в каждом квадрате индивидуален и не дублирует себя в соседних квадратах. Каждый квадрат имеет одну общую сторону с соседним квадратом и все три квадрата — одну общую угловую точку. Для обоснования модели «трех квадратов» необходимо обратиться к началам математической комбинаторики. Количество типов пород данной четырехкомпонентной системы определяется числом перестановок из четырех: $P_4 = 4! = 4 \cdot 3 \cdot 2 \cdot 1 = 24$ типа. Каждый тип породы занимает $1/8$ часть площади квадрата, являющейся прямоугольным треугольником с равными катетами; треугольники образованы в результате пересечения диагоналей и линий, соединяющих середины противоположных сторон квадратов (фиг. 2). Так как каждый квадрат вмещает восемь типов пород, то этим обстоятельством и определяется общее количество квадратов — три. Больше количество квадратов вызвало бы повторение, а меньше — недостаток типов на диаграмме. Каждый треугольник имеет свою номенклатуру, отражающую количественное соотношение компонентов, например индекс $L - G - A - K$ означает, что в данном типе породы всегда преобладает обломочный материал семейства кремнитов (K), на втором месте находится обломочный материал семейства аркозов (A), затем семейства граувакков (G) и, наконец, — лититов (L), т. е. в самом наименовании породы отражается относительная количественная характеристика слагающих ее компонентов.

Стороны квадратов соответствуют двухкомпонентной породе, как и в треугольных диаграммах, т. е. вдоль них наблюдается увеличение одного компонента от 0 до 100% при одновременном уменьшении другого от 100% до 0. Состав любой точки внутри квадратов определяется следующим образом. Как известно, в аналитической геометрии на плоскости имеется задача: деление отрезка в данном отношении; в этой задаче требуется найти координаты x и y точки k , делящей отрезок ab в отношении $ak; kb = M_1 : M_2$ (фиг. 2).

Решение с помощью формул

$$x = \frac{M_2 x_1 + M_1 x_2}{M_1 + M_2} \quad \text{и} \quad y = \frac{M_2 y_1 + M_1 y_2}{M_1 + M_2} .$$

Для нашей диаграммы используется лишь одна из двух формул (решение задачи упрощается), так как для каждого компонента одна из координат (x_1 или x_2 , y_1 или y_2) всегда равна 0.

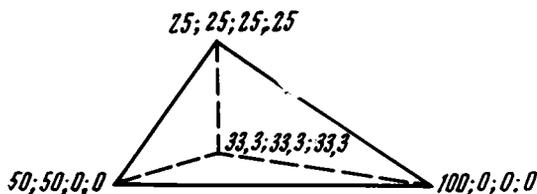
Задача реализуется следующим образом: через точку k , состав которой необходимо найти, проводится прямая, параллельная любой стороне квадрата, до пересечения с двумя противоположными сторонами, находим графически по диаграмме содержание в точках пересечения всех четырех компонентов (x_1 и x_2 или y_1 и y_2); решаем четырежды уравнение отдельно для каждого компонента (фиг. 2). Ради простоты расчетов $M_1 + M_2$ (длина стороны квадрата) принимается равной 10.

Диаграмма содержит симметричные точки, например по углам квадратов три точки, соответствующие 100% обломков семейства лититов, две аналогичные точки для семейства аркозов, три точки (по центрам квадратов) с равным содержанием компонентов всех четырех семейств (по 25%). Все остальные точки индивидуализированы и не повторяют друг друга. По диагональным линиям квадратов наблюдается равенство двух компонентов друг другу, два других не равны первым и между собой. Линии, соединяющие середины противоположных сторон квадратов, характеризуются попарным равенством компонентов. Несмотря на то что за любой точкой внутри квадрата стоит четырехкомпонентная порода, на диаграмме можно выделить зоны преимущественно мономинеральных пород, тяготеющие к углам квадратов; зоны преимущественно двухкомпонентных пород, протягивающиеся вдоль сторон квадратов; зоны преимущественно трех- и четырехкомпонентных пород, занимающие центральные части квадратов. Во всех направлениях от периферии к центру квадратов наблюдается выравнивание в содержании всех четырех компонентов, в противоположных направлениях резко возрастает содержание одного (мономинеральность) или двух компонентов.

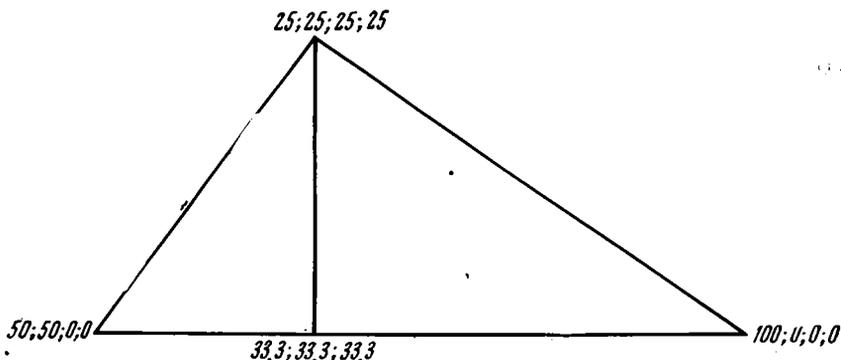
Насаженные на стороны квадратов четыре равносторонних треугольника представляют трехкомпонентные породы; кремниты — граувакки — аркозы; кремниты — аркозы — лититы; кремниты — граувакки — лититы; аркозы — граувакки — лититы, т. е. развертку поверхности тетраэдра; диаграмма в таком виде становится более полной для четырехкомпонентных пород, так как наряду с монокомпонентными она включает всевозможные комбинации двух-, трех- и четырехкомпонентных пород. Число типов пород в каждом треугольнике равно $3! = 3 \cdot 2 \cdot 1 = 6$; в четырех треугольниках, следовательно, будет заключено 24 типа, столько же, сколько в трех квадратах. Поля этих трехкомпонентных типов пород образованы в результате пересечения медиан и имеют единую с полями квадратов номенклатуру. Например, индекс $K - Г - А$ (фиг. 2) означает тип породы, в котором в количественном отношении преобладает аркозовый, а затем идут граувакковый и кремнитовый материалы.

Рассмотрим теперь, что представляет классификационная диаграмма с геометрической точки зрения. Если в тетраэдре провести все шесть плоскостей симметрии, то он разделится на 24 равновеликих четырехгранника; углы этих четырехгранников характеризуются следующим содержанием компонентов: 1) 100% одного компонента; 2) по 50% два компонента; 3) по 33,3% три компонента, 4) по 25% четыре компонента.

Предлагаемая классификационная диаграмма представляет собой развертку на плоскости двух граней (треугольников) малых четырехгранников: 1) грани с содержанием по углам 100% одного компонента, два компонента по 50%, три компонента по 33,3%; 2) грани с содержанием по углам 100% одного компонента, два компонента по 50%, четыре компонента по 25%. Сумма первых граней дает развертку поверхности тетраэдра (четыре равносторонних треугольника диаграммы), сумма вторых граней при соответствующей проекции на плоскость развертывается в фигуру трех квадратов, которая представляет «некоторое содержимое» тетраэдра, множество точек, скрытое под его «скорлупой»



Фиг. 3. Четырехгранник, являющийся $1/24$ частью тетраэдра, — объемная модель четырехкомпонентного типа каждый из 24 четырехгранников «отдает» в классификационную фигуру (фиг. 2, 5) по две грани



Фиг. 4. Развертка двух других граней четырехгранника фиг. 3.

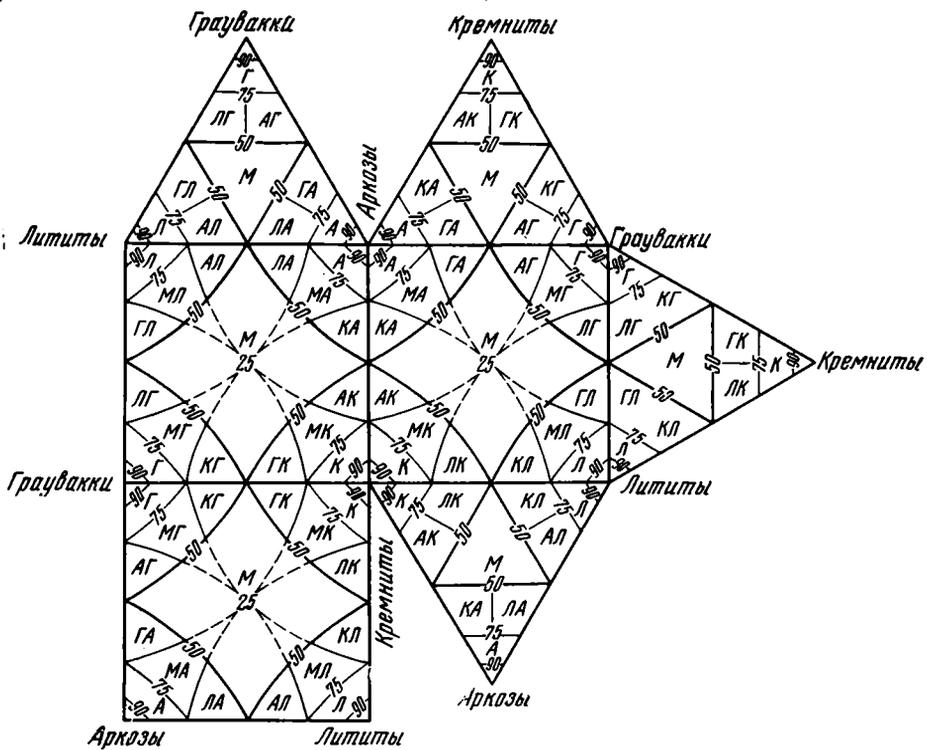
и принадлежащее определенным его сечениям. Например, в тетраэдре тип $L - \Gamma - A - K$ занимает объем в виде четырехгранника (фиг. 3), в котором содержание кремнистого материала 25—100%, аркозового — 25—50%, грауваккового 0—33,3%, лититового — 0—25%.

Такая развертка, конечно, не представляет всего объема тетраэдра, однако с известной погрешностью любую точку внутри него можно свести (спроектировать) на площадь одного из 24 треугольников, которые в сумме образуют фигуру «трех квадратов». Наконец, предлагаемую диаграмму можно дополнить треугольником (фиг. 4), который представляет развертку двух других граней малых четырехгранников тетраэдра; при этом «внутренняя» развертка тетраэдра станет полной, выражающей с еще меньшей погрешностью его содержимое (объем). Однако к такому дополнению нужно прибегать только в крайнем случае, например при пересчете химических анализов пород на минералогический состав.

На диаграмме можно, используя решение той же задачи из аналитической геометрии, провести необходимое количество изолиний содержания компонент; для нашего случая показаны изолинии 90, 75, 50 и 25% для всех четырех компонентов (фиг. 5).

Все дальнейшие построения внутри диаграммы основаны на существующих представлениях о группах и семействах пород. На диаграмме по степени однородности выделены следующие группы пород: 1) монокомпонентные (мономикты) с содержанием одного компонента более 90%; 2) олигомикты с содержанием одного компонента 90—75%; 3) мезомикты с содержанием одного компонента 75—50%; 4) полимикты с содержанием любого компонента меньше 50%. По общности вещественного состава выделены также семейства кремнистов, аркозов, граувакков, лититов, которые характеризуются содержанием соответствующего компонента от 50 до 100%. Все другие породы отнесены к категориям смешанных (семейство миктитов), они занимают центральные части треугольников и квадратов и характеризуются тем, что содержание ни одного из компонентов не превышает 50%, т. е. группа полимиктов пространственно совпадает с семейством миктитов.

Таким образом, на нашей диаграмме выделяются типы, группы и семейства пород. Среди последних можно выделять подсемейства (фиг. 5).



Фиг. 5. Типизация терригенных четырехкомпонентных пород смешанного состава с учетом существующих представлений об их группах, семействах и подсемействах

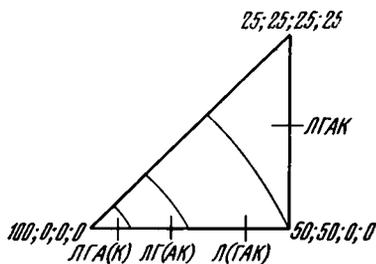
1) $K+AK+GK+LK+MK$ — семейство кремнитов; подсемейства: K — собственно кремниты, GK — граувакковые кремниты, AK — аркозовые кремниты, LK — лититовые кремниты, MK — миктитовые кремниты. 2) $A+KA+GA+LA+MA$ — семейство аркозов; подсемейства: A — собственно аркозы; KA — кремнитовые (кварцевые) аркозы, GA — граувакковые аркозы, LA — лититовые аркозы, MA — миктитовые аркозы. 3) $G+AG+KG+LG+MG$ — семейство граувакк, подсемейства: G — собственно граувакки, KG — кварцевые граувакки, AG — аркозовые граувакки, LG — лититовые граувакки, MG — миктитовые граувакки. 4) $L+AL+GL+KL+ML$ — семейство лититов; подсемейства: L — собственно лититы, KL — кремнитовые лититы, AL — аркозовые лититы, GL — граувакковые лититы, ML — миктитовые лититы. 5) M — семейство миктитов, разделение на подсемейства не дается ради простоты чертежа. Контуры семейств и подсемейств и их номенклатура в треугольниках диаграммы, по Г. Н. Бровкову и А. Е. Могилеву (1965). Внутри классификационной диаграммы показаны изолинии содержания (90, 75, 50 и 25%) компонентов. Жирные линии — границы семейств и ооконтуривают группу полимиктов; тонкие линии — границы подсемейств групп мономиктов, олигомиктов и мезомиктов; пунктир — изолинии (25%) внутри семейства миктитов, не являющиеся границами классификационных единиц терригенных пород

Выделенные классификационные единицы не находятся в отношении друг к другу как часть к общему, а представляют варианты классификации по разному признаку, и лишь подсемейства являются частью семейств.

Выделенные 24 типа (или 12 попарно объединенных) представляют фон, на котором выделяются семейства, подсемейства и группы пород. Каждый четырехкомпонентный тип дополняется соответствующим трехкомпонентным (в треугольниках), например граувакко-аркозо-литито-кремнитовый — аркозо-литито-кремнитовым, первый соответствует определенной площади внутри тетраэдра, а второй — определенной площади на его поверхности.

Каждый тип состоит из частей групп (подгрупп) и семейств (подсемейств). Предлагается единая индексация внутри каждого типа (фиг. 6), например тип граувакко-аркозо-литито-кремнитовый $G-A-L-K$, поли-

миктовая часть этого типа ГАЛК, мезомиктовая Г(АЛК), олигомиктовая ГА(ЛК) и мономиктовая ГАЛ(К). Единая номенклатура принимается и для трехкомпонентного аналога: тип в целом А-Л-К, полимиктовая часть АЛК, мезомиктовая (АЛК), олигомиктовая А(ЛК) и мономиктовая АЛ(К). Скобки в индексах несут определенную смысловую нагрузку: во-первых, они означают заметное или явное преобладание в породе компонентов, заключенных в них; во-вторых, содержание одного из компонентов более 50%.



Фиг. 6. Пример индексации внутри четырехкомпонентного типа

Взаимоотношение семейств с подсемействами или группами и подгруппами пород на примере кремнитов показано в таблице.

Аналогичную типизацию можно провести и для других семейств. Классификационная диаграмма имеет и определенный генетический смысл, так как семейства терригенных пород контролируются составом пород областей сноса, тектоническим режимом района и степенью химического преобразования материала. Кроме того, в самой общей форме можно считать, что в направлении полей кремнитов должна возрастать в глинистых прослоях или в основной массе (цементе) роль каолинита, в направлении полей граувакк — роль гидрослюд, в направлении полей аркоз — роль бейделлита и монтмориллонита. Менее определена минеральная форма глин в направлении полей лититов; здесь она, видимо, целиком контролируется составом глин областей сноса.

Классификационная диаграмма будет представлять собой в известной степени абстракцию до ее апробации на конкретном регионе. Поскольку основной задачей статьи является изложение лишь принципа классификации, то в ней сознательно обойдены некоторые дискуссионные вопросы систематики терригенных пород, например об объемах и содержании терминов «граувакка» и «аркоз», о «бытии» или «небытии» пу-

Типизация семейства кремнитов

Подсемейства	Группы	Индексы подгрупп		Состав компонентов, %			
		четырёхкомпонентных	трехкомпонентных	кремнитовые	аркозовые	граувакковые	лититовые
Собственно кремниты К	Мономикты	АГЛ(К)+АЛГ(К)+ЛГА(К)+ЛГА(К)	ЛА(К)+АЛ(К)+ГЛ(К)+ЛГ(К)+АГ(К)+ГА(К)	>75	<25	<25	<25
	Олигомикты	АГ(ЛК)+АЛ(ГК)+Л(АК)+Л(ЛК)+Л(ГК)+Л(ЛК)+Л(ГК)+Л(ЛК)+Л(ГК)+Л(ЛК)+Л(ГК)+Л(ЛК)	Л(АК)+А(ЛК)+Г(ЛК)+Л(ГК)+А(ГК)+Г(АК)				
Лититовые кремниты ЛК	Мезомикты	А(ГЛК)+Г(АЛК)	(АЛК)+(ГЛК)	50—75	<25	<25	25—50
Аркозовые кремниты АК	»	Л(ГАК)+Г(ЛАК)	(ЛАК)+(ГАК)	50—75	25—50	<25	<25
Граувакковые кремниты ГК	»	А(ЛГК)+Л(АГК)	Л(ГК)+А(ГК)	50—75	<25	25—50	<25
Миктитовые кремниты МК*	»	А(ГЛК)+А(ЛГК)+Л(АГК)+Л(ЛГК)+Л(АК)+Л(ЛК)+Л(ГК)+Л(ЛК)+Л(ГК)+Л(ЛК)+Л(ГК)+Л(ЛК)	—	50—75	<25	<25	<25

* Миктитовые кремниты, аркозы, граувакки, лититы существуют только для четырехкомпонентных пород, т. е. внутри тетраэдра; для трехкомпонентных пород, т. е. на поверхности тетраэдра, «вырождаются».

стого поля в аркозом семействе и т. д. Изложенный принцип может быть использован для классификации некоторых осадочных четырехкомпонентных пород, например терригенных пород, с выделением в качестве четвертого компонента основной глинистой массы («matrix» Ф. Дж. Петиджона), глин, карбонатов и смешанных групп осадочных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Бровков Г. Н., Могилев А. Е.* К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Вишняков С. Г.* Карбонатные породы и полевые исследования их пригодности для известкования почв. Л., ОНТИ, 1933.
- Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллюйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 63.
- Рухин Л. Б.* К вопросу о классификации обломочных частиц и слагаемых ими пород.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1956, № 24.
- Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., «Недра», 1969.
- Шутов В. Д.* Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.

Госуниверситет
Воронеж

Дата поступления
4.1.1972

УДК 552.1 : 53

ЦЕЛЕВАЯ ФАКТОГРАФИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИОННО-ПОИСКОВАЯ СИСТЕМА «ЛИТОЛОГИЯ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД»

*В. И. ГОРОЯН, А. А. ГУСЕЙНОВ, Л. А. КОЦЕРУБА,
С. Н. ТЕСАКОВ, В. А. АРАКЕЛЯН*

В комплексе методических разработок по изучению закономерностей формирования и размещения залежей углеводородов в последние годы все большее место занимают вопросы автоматизации обработки первичной фактической информации (Аронов и др., 1972; Быков, Холин, 1965; Элланский и др., 1972). Во ВНИГНИ разрабатывается целевая система сбора, хранения, поиска и обработки информации по результатам комплексного исследования коллекторов и пластовых жидкостей, призванная обеспечить решение широкого круга задач. К их числу относятся: 1 — получение различных корреляций при минимальной затрате времени, 2 — сопоставление различных способов усреднения величин, 3 — сопоставление и обобщение результатов исследований коллекторов и пластовых углеводородных систем методами промысловой геофизики, гидродинамики и лабораторными; 4 — подготовка кондиций и расчетных параметров для подсчета запасов нефти и газа; 5 — изучение локальных и региональных закономерностей изменений литолого-физических свойств, 6 — подготовка данных для составления проектов и анализа разработки залежей.

Разработаны следующие системы записи и хранения информации: 1 — литология и коллекторские свойства пород; 2 — состав и свойства пластовой нефти; 3 — состав и свойства нефти в нормальных условиях; 4 — состав и свойства газа; 5 — состав и свойства конденсатного газа; 6 — промыслово-геофизическая характеристика продуктивных пластов; 7 — результаты гидродинамических исследований.

В настоящем сообщении рассматривается в качестве примера система записи первичной информации о результатах детальных исследований свойств пород-коллекторов, предусматривающей помимо основных определений (гранулометрический состав, количество и состав цемен-

тирующего материала, емкостная фильтрационная и другие литолого-физические характеристики) изучение свойств пород под давлением, выполнение комплекса измерений геофизического характера, получение поровой характеристики и других данных.

Система записи и хранения информации по коллекторам состоит из серии перфокарт различных рангов—этапов сбора информации и ее обобщения. Информацию, полученную в результате исследования единичных образцов, вносят в первичные перфокарты двух типов: для массовых и детальных исследований. Следующий этап систематизации заключается в обобщении данных по каждому интервалу опробования, при этом используют также результаты геофизических и гидродинамических исследований. Перфокарты на интервал опробования имеют различные модификации в зависимости от их направленности, например карты для подсчета запасов и др. Третий этап систематизации направлен на обобщение и усреднение литолого-физических характеристик коллекторов данной залежи.

В качестве носителей информации используются перфокарты с двухрядной краевой перфорацией форматов К-5.

Использование перфокартных форм документации позволяет обеспечить: 1) единообразие записи результатов определений в различных лабораториях по содержанию и форме; 2) возможность передачи всей информации в память ЭВМ непосредственно с первичных лабораторных документов; 3) возможность быстрого многоаспектного поиска и первичной обработки информации в стенах лаборатории без обращения к сложным техническим средствам.

Кроме форм перфокарт-бланков при работе используют: 1) таблицы (классификации) значений каждого адресного и качественного параметра; каждому значению параметра в таблице присвоен цифровой кодový символ; 2) таблицы классов (интервалов) значений некоторых количественных параметров; каждому классу значений параметра в таблице присвоен цифровой кодový символ; эти таблицы применяются только при кодировании значений количественных параметров на ручных перфокартах; 3) кодовую карту (фиг. 1), которая служит руководством для кодирования информации в кодовой зоне ручных перфокарт и при поиске данных; 4) правила записи результатов исследования образцов на перфокарте; 5) правила считывания с перфокарт и перфорации информации при передаче ее в память ЭВМ; 6) правила кодирования данных в кодовой зоне ручной перфокарты; 7) правила поиска информации в массиве ручных перфокарт.

Приведем лишь основные положения из общей инструкции по работе с предлагаемой системой записи хранения и обработки информации¹.

ЗАПИСЬ ИНФОРМАЦИИ

Форма бланка-перфокарты для записи результатов детальных исследований свойств единичного образца породы-коллектора приведена на фиг. 2, 3.

Для каждого параметра на бланке указаны: его порядковый номер; номер кодового поля, отведенного для данного параметра; наименование показателя (в условных обозначениях); свободная строка для записи значения показателя и (или) цифрового кодового символа значения.

В верхней части лицевой стороны бланка размещено поле для записи адресных показателей — графы 1—7: название месторождения (или поисково-разведочной площади), номер скважины, тектоническое положение, название нефтегазоносной провинции в области (НГП и НГО); стратиграфическая привязка (отдел и ярус, свита или горизонт, продуктивный пласт).

¹ Читатели, предполагающие использовать данную систему в своей работе, могут обратиться к авторам статьи за получением подробной инструкции.



Фиг. 1. Кодовая карта

1.1 МЕСТОРОЖДЕНИЕ		3.2 ТЕКТОНИКА		4.3 НГП и НГО		5.4 СТРАТИГРАФИЯ		7.5 ПРОДУКТ. ПЛАСТ		23.6 ЛИТОЛОГИЯ		24.7			
ФИПС «ЛИТОЛОГИЯ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД (ОБРАЗЦЫ)»										28 НОМЕР СКВАЖИНЫ					
1 1 МЕСТОРОЖДЕНИЕ (П-Р ПЛОЩАДЬ)										2 8					
3 2 ТЕКТОНИКА															
4 3 НГП и НГО															
5 4 ОТДЕЛ. ЯРУС.										6 СВИТА, ГОРИЗОНТ		7 5 ПРОДУКТИВНЫЙ ПЛАСТ			
44-53 № П/К	8 9	ПОЛОЖЕНИЕ СКВАЖИНЫ	34	32	$(\sigma_{np})_{п, см^2}$	54	$P_c, \frac{кг}{см^2}$	77	3.0	S_w	28 НОМЕР СКВАЖИНЫ				
	9 10	Н КР, м	32		$m_{кп}^a, \%$	55	0.005	S_w	78	ρ					
	10	Н ПОД, м	33		$(m_{кп}^a)_{к, \%$	56		ρ	79	S_w					
	11	Н К (Н), м	34		$(m_{кп}^a)_{н, \%$	57	0.010	S_w	80	4.0		ρ			
	12	Н К (К), м	35		α_k	58		ρ	81	5.0		S_w			
	13	БК, м	36	12	$m_{кп}^a, \%$	59	0.025	S_w	82	6.0		ρ			
	14	h ОБР, см	37	13	$(m_{кп}^a)_{н, \%$	60		ρ	83	S_w					
	15	N ВЕД.	38	14	$(m_{кп}^a)_{п, \%$	61	0.050	S_w	84	ρ					
	16	N ЛАБ.	39		α_k	62		ρ	85	31		$\frac{1}{L}$			
	17	Ф ОБР.	40		$m_{кп}^s, \%$	63	0.075	S_w	86	$\rho, \frac{кг}{см^3}$					
	18	Ц	41		$m_{п}^a, \%$	64	$\frac{32}{7.3}$	ρ	87	19		$K(P), мД$			
	19	$\frac{32}{1.3}$ Д; а, мм	42	15	$m_{п}^s, \%$	65	0.100	S_w	88	$K(\frac{1}{\rho}=0) мД$					
	20	$\frac{32}{4.3}$ h _ц , мм	43		$m_{п}^s, \%$	66		ρ	89	б					
	21	$\frac{32}{1.3}$ d, мм	44	33	$S_{он}, \%$	67	0.250	S_w	90	$\frac{32}{8.1}$		$A = \frac{K_L}{K_H}$			
	22	16 ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОИЗВЕДЕНИЯ	45	$\frac{32}{4.1}$	$S_{об}, \%$	68		ρ	91	$P_{эфф}$		$K, мД$	$L, 10^3 \frac{см^3}{м}$	$\rho, см-см$	$M, 10^5 \frac{см^3}{м^2}$
	23	6 ЛИТОЛОГИЯ	46	17	α	69	0.500	S_w	92	50					
	24	7 ТИП КОЛЛЕКТОРА	47	$\frac{32}{4.3}$	Метод d	70		ρ	93	100					
	25	$\delta_m, \frac{г}{см^3}$	48	$\frac{32}{5.1}$	$\rho_b, см-см$	71	0.150	S_w	94	150					
	26	$\delta_{кмп}, \frac{г}{см^3}$	49		$\rho_{вп}, см-см$	72		ρ	95	200					
	27	$\frac{32}{2.1}$ $\delta_p, \frac{г}{см^3}$	50	$\frac{32}{3.3}$	ρ_n	73	1.0	S_w	96	250					
	28	11 $m_o, \%$	51	$\frac{32}{6.1}$	$\sigma_{нв}, \frac{он}{см}$	74		ρ	97	300					
	29	$\frac{32}{2.3}$ $m_s, \%$	52	$\frac{32}{6.3}$	$\sigma_{об}, \frac{он}{см}$	75	2.0	S_w	98	400					
	30	$\frac{32}{3.1}$ $m_{ц}, \%$	53	$\frac{32}{7.1}$	$\rho_d, \frac{кг}{см^2}$	76		ρ	99	$\rho_{кв}$					

Фиг. 2. Лицевая сторона перфокарты-бланка

Тематические показатели, характеризующие литологический состав и коллекторские свойства пород, расположены на лицевой и оборотной сторонах бланка перфокарты в определенной последовательности. При заполнении перфокарты информацией значения адресных и качественных параметров записывают словами. Например, в строке «Месторождение (п.-р. площадь)» записывают собственное название месторождения или площади; в строке «Тип коллектора» записывают название типа коллектора в соответствии с таблицей (классификацией).

Далее по таблице (классификации) значений данного параметра определяют цифровой код символ, присвоенный конкретному значению, определенному для описываемого образца породы. Цифровой код символ записывают рядом со значением параметра.

Для количественных параметров записывают полученное в результате анализа численное значение. При этом следует отметить, что значения некоторых количественных параметров предусмотрено кодировать в кодовой зоне перфокарты. Для них по таблицам классов их значений определяют цифровой код символ, присвоенный данному классу; на перфокарте помимо точного значения параметра рядом в скобках записывают цифровой код символ класса.

В графе 8 записывают положение скважины относительно контуров нефтегазоносности.

Графы 9—16 отведены для записи интервалов залегания продуктивного пласта (пропластка), отбора и выноса керна, глубины взятия образца относительно верха интервала отбора, номеров образца по ведомости и лабораторному журналу.

В графы 17—24 вносят сведения о форме образца, степени сцементированности, диаметре цилиндра или длине стороны куба, высоте цилиндра, внутреннем диаметре цилиндра (для образцов, на которых изучалась радиальная фильтрация), литологическом типе породы и принадлежности его к определенному типу коллектора.

Графы 25—99 отведены для записи результатов лабораторных определений физических свойств гранулярных и каверново-поровых коллекторов: плотности (минералогической и кажущейся минералогической плотности, объемного веса), пористости (открытой, эффективной и абсолютной), закрытой пористости и доли каверн для каверново-поровых коллекторов, содержания остаточной нефти и воды, связанной воды (с указанием метода определения), удельного электрического сопротивления воды и водонасыщенной породы, относительного сопротивления, поверхностного натяжения на границах вода — нефть и воздух — вода, давления начала вытеснения и капиллярного давления при определении содержания воды в процентах от объема пор и удельного электрического сопротивления образца при заданном капиллярном давлении, ориентировки образца относительно слоистости, давления перед образцом, проницаемости, тангенса угла наклона прямой, коэффициента анизотропии (отношение проницаемости, определенной на образце перпендикулярно слоистости к проницаемости, определенной параллельно слоистости), проницаемости, сжимаемости порового объема, удельного электрического сопротивления и времени пробега упругих волн при эффективном и максимальном давлениях обжима.

На оборотной стороне перфокарты в графах 100—119 записывают результаты гранулометрического анализа, определения карбонатности и основные статистические показатели медианный диаметр, коэффициент отсортированности, среднеквадратичное отклонение, асимметрия и эксцесс. Здесь же записывают метод проведения анализа и название породы.

В графы 120—124 вносят общие сведения (площадь шлифа, увеличение микроскопа, тип смолы и др.).

Графы 125—154 отведены для записи результатов подсчетов в шлифе (форма зерен, плотность и близость упаковки, число пор, каналов и зе-

100	20	КАРБОНАТНОСТЬ	125	26	ФОРМА ЗЕРЕН	156	32	32-4	Микрометр	Конформн	175		А
101		CaCO ₃	126	32	П ₂	151			Микрометр	Микрометр	176		Е
102		Ca Mg (CO ₃) ₂	127	37	Б ₂	152					177		S _{max} , мм
103		> 0.5	128	32	Н пор	153					178		В, мм
104		0.5 - 0.25	129	32	И к	154					179		С, мм
105		0.25 - 0.1	130	32	Л ₂	155					180		Т
106		Σ > 0.1	131		КАРАЦ	156					181	29	М ₁ , %
107		0.1 - 0.05	132		ПОЛЕРНЫЕ ШРАТЫ	157					182	90	К ₁ , нд
108		0.05 - 0.01	133		ПЕЧАТКИ ПИЩА	158					183	32	М ₂ , %
109		Σ (0.1 + 0.05)	134		СЛОДА	159					184	18	П _{внт}
110	32	0.01 - 0.005	135		ПРИМЕСИ	160					185		
111		0.005 - 0.001	136		КАРБИДАТИ	161					186		
112	21	Σ < 0.01	137		АРЕМИСТИ	162					187		
113	22	M d, мм	138	27	КАРЦЕЛАНИ	163					188		
114		S ₀	139		РУДИНИ	164					189		
115		σ	140			165					190		
116		A	141			166					191		
117		E	142		ПОПОВИ	167					192		
118		МЕТОД	143		ПРЕИОНИ	168					193		Ж
119		НАЗВАНИЕ	144		АСИТАКОВИ	169					194		0.13a, мб
120		S _{шл} , мм	145	28	БАЗАЛНИ	170					195		q, мм д.б
121		X	146		КОРОЗИОНИ	171					196		г, мм д.б
122	25	ТИП СМОЛ	147		ОСТАТКИ	172					197		т, мм д.б
123	24	ДИНАМИЧ. СМЪ	148		СМЕШАНИ	173					198		У, мм д.б
124	25	ФОТО	149		КАСАТЕЛИ	174					199		Ф, мм д.б
										Организация			
										Дата			
										Заполнил			
										Проверил			

Фиг. 3. Обратная сторона перфокарты-бланка

рен, минеральный состав породообразующих компонентов, состав цемента и тип цементации, контакты).

В графах 155—176 фиксируют результаты статистического изучения распределений размеров зерен и пор.

Графы 177—182 отведены для записи результатов изучения трещинного коллектора (площадь шлифа, ширина, суммарная длина и объемная плотность трещин, трещинная пористость и проницаемость).

В графе 183 записывают результат определения эффективной пористости по шлифу, а в графе 184— коэффициент вытеснения нефти водой.

Графы 193—199 отведены для записи геофизических характеристик (магнитная восприимчивость породы, диффузионно-адсорбционная разность потенциалов, приведенная емкость поглощения, время пробега упругих волн, естественная радиоактивность).

Перфорированная зона на лицевой стороне перфокарты имеет разметку кодовых полей. Непосредственно ниже внутреннего ряда перфорации следует строка для записи кодовых символов значений кодируемого в данном поле показателя. В специально отведенной строке даны номер кодового поля, номер и название кодируемого показателя.

В нижней части оборотной стороны бланка предусмотрены графы для записи названия организации, проводившей исследование образца породы, даты заполнения перфокарты, фамилий сотрудников, заполнивших и проверивших правильность заполнения перфокарты, и дополнительных сведений.

ПЕРЕДАЧА ИНФОРМАЦИИ НА МАШИННЫЕ НОСИТЕЛИ

В случае, когда с ручных перфокарт информацию передают на машинные носители, с перфокарты считывают значения всех параметров: адресных, качественных и количественных. При этом, если программа для ЭВМ может оперировать только с цифровой информацией, с ручной перфокарты считывают значения адресных и качественных параметров в виде цифровых кодовых символов. Если же программа для ЭВМ оперирует с алфавитноцифровой информацией, то с ручной перфокарты считывают собственные значения адресных и качественных параметров в виде слов. Значения количественных параметров на ручной перфокарте могут быть записаны в форме истинного числового значения и в форме кодового символа класса. Последнее используют лишь для кодирования на ручной перфокарте. На машинные носители передают истинное числовое значение параметров.

КОДИРОВАНИЕ ИНФОРМАЦИИ НА РУЧНОЙ ПЕРФОКАРТЕ

Возможность многоаспектного поиска данных и их обработка (построение карт, корреляционных графиков и таблиц, графическое представление распределений и др.) обеспечиваются кодированием значений основных физико-литологических параметров в кодовой зоне ручной перфокарты. В описываемой системе для кодирования важнейших параметров предусмотрено 33 кодовых поля. Поле № 34 отведено для кодирования номера картотеки. Под термином «кодирование» в применении к перфокартам с краевой перфорацией понимают символическую запись значений величин, признаков и других сведений в кодовой зоне перфокарты с помощью вырезов различной конфигурации. В каждой позиции (паре отверстий) возможны три типа вырезов: мелкий, глубокий и шлицевой. Мелкий вырез соответствует цифре 1, глубокий — 2, шлицевой — 3. Отсутствие выреза соответствует 0. В кодовой зоне перфокарты каждому кодируемому показателю отводится кодовое поле (участок перфорации определенного размера: 1, 2, 3 и т. д. пар отверстий). С использованием различных так называемых кодовых ключей на кодовом поле производится кодирование значения показателя. Кодируется, как правило, не истинное значение по-

казателя, а некоторый заранее определенный интервал (класс), к которому принадлежит измеренное значение показателя.

В описываемой системе кодирование осуществляется прямым и отборным ключами. Цифровую информацию, адресные параметры, качественные взаимоисключающие признаки — кодируют отборным ключом, сведения о наличии или отсутствии информации и некоторые качественные признаки — прямым ключом. При кодировании прямым ключом данной паре признаков соответствуют четыре состояния определенной позиции; присутствие одного признака из пары фиксируют мелким вырезом, другого — шлицевым, совместное — глубоким, отсутствие вырезов означает отсутствие сведений об обоих признаках. При кодировании взаимоисключающих признаков прямым ключом одному признаку соответствует одно состояние позиции.

На тех кодовых полях, где кодирование осуществляют с помощью отборного ключа, вырезы перфорационных отверстий производят в соответствии с цифровыми кодовыми символами значений параметров.

Руководством по кодированию и поиску информации в массиве ручных перфокарт служит кодовая карта. Разграфка перфорированной зоны кодовой карты аналогична разграфке на перфокарте-бланке. В текстовой части кодовой карты дана расшифровка кодовых полей. Для каждого поля указаны его номер и название кодируемого показателя. Для каждого показателя приведены перечень его значений (или интервалов значений) и их кодовые символы в соответствии с типом кодового ключа. Исключение составляют адресные показатели, таблицы значений которых нельзя разместить на кодовой карте. Эти таблицы даны в отдельном приложении (в статье не приводятся).

Когда значения всех показателей закодированы в кодовой зоне, перфокарта поступает в картотеку (поисковый массив).

Опыт эксплуатации системы сбора и обработки информации по коллекторам и пластовым углеводородным системам во ВНИГНИ и ряде родственных организаций свидетельствует о ее жизнеспособности и эффективности. Главными ее преимуществами по сравнению с известными (Гольдина, Прозорович 1967; Калинин и др., 1971) являются: 1) комплексный подход к организации сбора фактической информации; 2) полнота информации по коллекторам и пластовым жидкостям, включая промыслово-геофизические и гидродинамические исследования; 3) решение проблемы свертывания информации по этапам исследования и геологическим объектам разного масштаба; 4) реализуемость системы на ЭВМ.

ЛИТЕРАТУРА

- Аронов В. И., Невельская Э. Я., Самарин В. С. Автоматизированная система поисковой и статистической обработки геологической информации на ЭВМ. ОНТИ ВИЭМС, серия математические методы исследований в геологии. М., 1972.
- Быков Р. И., Холин А. И. Оценка возможной нефтегазоносности разведочных площадей с помощью программ распознавания.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1965, № 12.
- Гольдина Н. А., Прозорович Г. Э. Перфокартотека по литологии, геохимии и коллекторским свойствам пород мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 6.
- Калинко М. К., Каледа Г. А., Суханова С. В., Янкевич В. П. Информационно-поисковая система (ИПС) обработки информации по коллекторским свойствам горных пород.— В кн.: Состояние и перспективы изучения коллекторов нефти и газа. М., «Недра», 1971.
- Элланский М. М., Холин А. И., Зверев Г. Н., Петров А. П. Математические методы в нефтегазовой геологии и геофизике. М., «Недра», 1972.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

В ЗАЩИТУ КАРТИРОВАНИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ КАК ВЕДУЩЕГО МЕТОДА В ПОЗНАНИИ ИХ ГЕНЕЗИСА

Е. М. ШМАРИОВИЧ

В. Н. Холодов (1972), критикуя результаты наших исследований, использовал приемы, необычные для научной полемики.

Основное в нашей статье (Шмариович, 1971) — вопрос о взаимоотношениях зон пластовой лимонитизации и обеления на эпигенетическом месторождении в карбонатных породах. Ранее названные зоны были увязаны в один парагенетический ряд В. Н. Холодовым и др. (1961, фиг. 1) путем сопоставления абстрактной схемы, т. е. без приведения какого-либо фактического обоснования.

В результате изучения серии обнажений и обобщения материалов первичной документации многочисленных скважин мы пришли к выводу, что характеризуемые эпигенетические изменения вовсе не укладываются в единую зональность. Оказалось, что зона обеления во всех случаях приурочена к наиболее проницаемым частям разреза водоносного горизонта и наложена на пластовоокисленные породы (Шмариович, 1971, стр. 109—114).

В. Н. Холодов (1972) не опроверг этих фактов. В своей критической статье он, воспользовавшись тем, что фиг. 5 была неточно нами названа зарисовкой (при подготовке этой зарисовки к печати она была уменьшена во много раз, упрощена, и с нее были сняты как принципиально не меняющие картину прихотливые контуры задернованных участков), подменил вопрос о наблюдаемых в обнажениях (28—33, 48, 49, 50, 19, 26 и др.) и в керне многочисленных скважин взаимоотношениях зон обеления и пластовой лимонитизации вопросом о рисовке границ этих зон в промежутках между обнажениями. То обстоятельство, что границы зон проводились нами в таких промежутках путем интерполяции данных, как и принято в геологии, В. Н. Холодов именует «домысливанием» (стр. 119), хотя другого способа увязки изученных разрезов не предлагает.

В другом месте своей критической статьи он утверждает, что изгиб зоны обеления севернее Меридионального разлома, на участке обнажения 26, нарисован нами «по не существующим в природе данным» (стр. 120), так как рудоносный горизонт известняков в этом обнажении, по мнению В. Н. Холодова, отсутствует. А между тем рассматриваемый горизонт в обнажении 26 реально существует, хотя и представлен не известняками, а известковистыми гравелитами. Последние интенсивно обелены и содержат в кровле и подошве реликтовые полосы пластовой лимонитизации, о чем, кстати, говорилось в нашей статье (стр. 114).

Сходным образом построены и другие критические замечания В. Н. Холодова (1972) по поводу нашего фактического материала. То он приписывает нам утверждение о наличии в обнажениях 48, 49 и 26—33 нефтяных битумов и намекает, что мы здесь приняли за битум почвенный гумус (стр. 116—117), хотя названные обнажения находятся

далеко за пределами выделенной нами зоны битуминизации (см. фиг. 7 нашей статьи), то подменяет картировавшиеся нами красноцветные зоны окисления пород «сильным ожелезнением» и таким путем оспаривает пластовый характер последнего (стр. 116—117), то выражает без каких-либо пояснений «просто недоумение» (стр. 121) относительно использованной нами при характеристике Восточной синклинали первичной документации скважин (не будучи, видимо, знаком с этой документацией) и т. д.

В. Н. Холодов (1972) далее утверждает, что мы картировали по поверхностным выходам другую зону обеления, а не ту, что он наблюдал в подземных выработках в погруженной части Центральной синклинали. Эти две зоны обеления характеризуются, по его словам, «совершенно различным поведением железа»: в нашем случае ведущим геохимическим процессом является вынос Fe за пределы зоны, а в случае, изученном В. А. Холодовым и др. (1961), — фиксация Fe в виде сульфидов. Чтобы убедить читателя в существовании этих различий, В. Н. Холодов умалчивает, что породы картировавшейся нами зоны обеления содержат эпигенетический пирит, сохраняющийся иногда даже в поверхностных выходах (стр. 112, 114 нашей статьи); сопоставляет в виде таблицы содержания $Fe_{вал}$ (элемента!) в наших пробах с содержаниями $Fe_2O_3_{вал}$ (окисла!) в своих, таким путем доказывая, что наши зоны беднее железом¹; не замечает, что изученная им зона «отбеливания и пиритизации», согласно данным его же таблицы, выделяется явным дефицитом железа по сравнению со всеми другими рассматриваемыми зонами (среднее содержание $Fe_2O_3_{вал}$ — 0,21% в отбеленных, 0,60% — в пластовоокисленных, 0,47% — в оруденелых, 0,30% — в серых малоизмененных породах), т. е. как раз и представляет собой зону преимущественного выноса железа.

К этому можно лишь добавить, что исследовавшиеся нами пластовые зоны обеления пород прослеживаются от обнажений к близкорасположенным скважинам, а от них — к более удаленным выработкам, распространяясь на глубины в сотни метров и сливаясь воедино с зонами «отбеливания и пиритизации», описанными В. Н. Холодовым и др. (1961). Как-либо разорвать их, следуя рекомендациям В. Н. Холодова (1972), не представляется возможным.

Мы не останавливаемся на несерьезной попытке автора критической статьи связать картировавшиеся нами пластовые зоны эпигенетических изменений с деятельностью наскальных лишайников (стр. 117—122, 124). Здесь важно другое. Противопоставив общие рассуждения и свои наблюдения «за обнажением карбонатных пород» в нескольких произвольно выбранных точках результатам площадных исследований, В. Н. Холодов (1972) выступил, по сути дела, против картирования как ведущего метода познания генезиса эпигенетических изменений. В общем виде это сформулировано им в начале его критической статьи: «...очень важно осознать, что карта лишь тогда представляет надежную основу для раз-

¹ Если привести сравниваемые величины к единому показателю, то для трех зон различия между ними станет несущественной, близкой к точности химического анализа (среднее содержание $Fe_{вал}$ в пробах В. Н. Холодова и наших соответственно 0,21 и 0,175% для «зарудной» зоны, 0,34 и 0,326% для рудной зоны, 0,15 и 0,061% для зоны обеления). Сходимость этих чисел следует признать хорошей, тем более, что общее количество проанализированных проб было незначительным, и пробы отбирались из разных, удаленных друг от друга участков соответствующих зон. Необычно высокое для рассматриваемых известняков среднее содержание $Fe_{вал}$ в красных пластовоокисленных породах, приведенное В. Н. Холодовым, — 0,43% (с колебаниями по 9 пробам 0,04—1,20%!), которое резко отличается не только от нашего числа (0,130% по 17 пробам), но и от чисел, приводимых ранее В. Н. Холодовым и др. (1961), — 0,25—0,10%, вероятно, следствие того, что некоторые его пробы были отобраны в данном случае из ореола эпигенетического ожелезнения. Такой ореол, обрамляющий с внешней стороны зоны восстановления ранее окисленных пород, известен на многих пластово-эпигенетических месторождениях урана.

личных построений, когда она является завершающим этапом всестороннего минералого-геохимического исследования... Прежде чем изучить распространение этого или иного эпигенетического признака на площади, необходимо твердо доказать его принадлежность к завершающей, катагенетической стадии формирования осадочного образования...» (Холодов, 1972, стр. 115).

Нетрудно видеть, что В. Н. Холодов, рекомендуя изучать распространение тех или иных признаков пород на площади лишь после того, как иными методами выяснен их генезис, отводит картированию иллюстративную, подсобную роль.

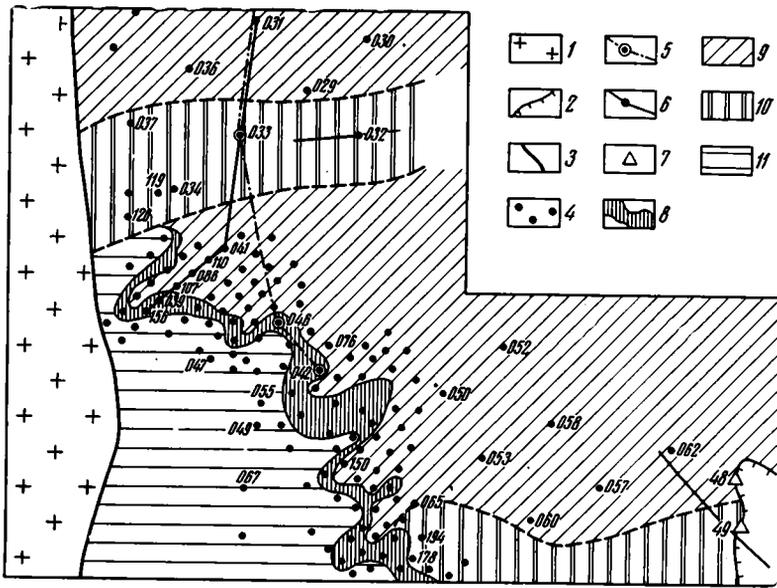
Известно, что большинство геологов, занятых изучением эпигенетических (наложенных) изменений осадочных пород, придерживается принципиально иных позиций, — исходит из того, что только путем картирования, т. е. путем выяснения закономерностей распространения того или иного новообразования можно достоверно решить вопрос о его связи с первичными особенностями пород, структурными, геоморфологическими, гидрогеологическими элементами. Только так можно наметить естественные сообщества эпигенетических новообразований и их парагенетические ряды — зональности, установить их пространственные взаимоотношения, обоснованно разграничить изменения пластового характера от приразломных, приповерхностных и т. д.

Изучение эпигенетических изменений осадочных пород начинается с макроскопического выделения естественных минеральных типов и сопоставления их эталонной коллекции. Затем они исследуются лабораторными методами и получают более точную вещественную характеристику. Однако эти сведения обычно еще не дают возможности определить генезис исследуемых образований. Решающим в его расшифровке является выяснение закономерностей локализации выделенных минеральных типов и их взаимоотношений в пространстве, т. е. картирование. Таким образом, карта — ключ к познанию генезиса геологических явлений, а не только иллюстрация распределения на площади того или иного признака пород, как это представляет себе автор статьи «К проблеме картирования...».

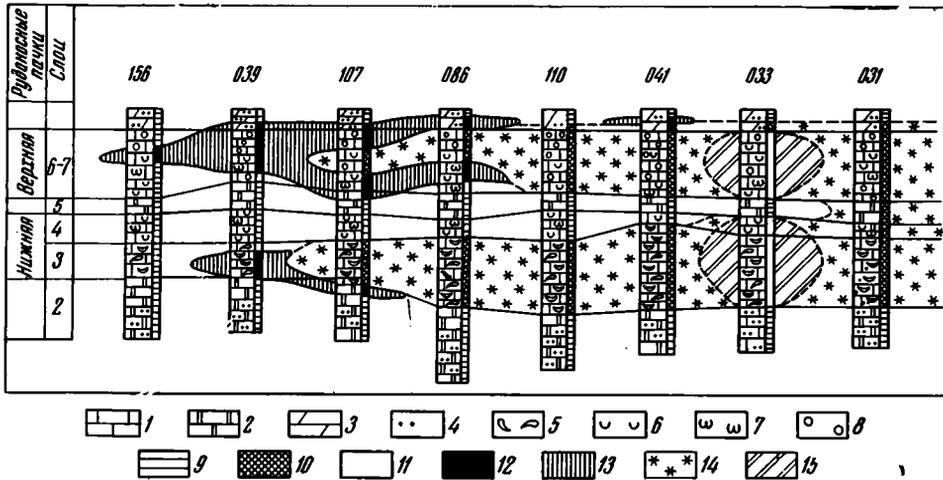
Особенно резко выступает В. Н. Холодов (1972, стр. 122) против картирования древних пластовых эпигенетических изменений по поверхностным выходам пород, ибо «...гипергенные процессы в условиях квесты... все еще изучены недостаточно» (далее следует перечисление всевозможных приповерхностных явлений и соответствующие ссылки). Рекомендацию не проводить картирование эпигенетических новообразований по выходам, пока не станут полностью известны все особенности многочисленных гипергенных процессов, В. Н. Холодов документально подкрепляет своей фрагментарной картой (фиг. 4 его статьи). На ней области неглубокого залегания пород карбонатного горизонта от поверхности нарочито показаны белым пятном как участки, где эпигенетические изменения пластового характера изучению не подлежат.

Однако спрашивается, каким другим методом, кроме картирования признаков, можно разобраться в любом конкретном случае в результатах массы перечисленных В. Н. Холодовым возможных процессов и, следовательно, подойти к выяснению роли каждого из них? Какой же другой способ, кроме определения закономерностей локализации исследуемого новообразования в пространстве, позволит установить — обусловлено ли оно теми либо иными приповерхностными явлениями (т. е. контролируется денудационными поверхностями, эрозионными врезами, распространением почвенных накоплений и т. д.) или же носит, например, пластовый характер?

Выделение и картирование древних наложенных изменений по выходам литифицированных пород ныне успешно проводится большими коллективами геологов. Вместе с использованием данных буровых скважин



Фиг. 1. Карта эпигенетических зон и уранового оруденения в верхней (органогенно-оолитовой) пачке карбонатного горизонта на площади Восточной синклинали
 1 — выходы пород фундамента; 2 — линия выхода подошвы нижнего водоносного горизонта на поверхность; 3 — разломы; 4 — буровые скважины; 5 — профиль скважин, изученных Г. В. Комаровой (северная часть профиля со скважинами 003, 005 и 024 располагается за пределами чертежа); 6 — профиль скважин, изображенный на фиг. 2; 7 — обнажения; 8 — зоны; 9 — уранового оруденения («мешковая» часть), 9 — пластового окисления, 10 — обеления, 11 — серых малоизмененных пород



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов карбонатного (рудноносного) горизонта по линии скважин 156—031

Литонологический состав (левые части колонок): 1 — известняк, 2 — доломит, 3 — мергель, 4 — примесь песка и гравия, 5 — устрицы, 6 — мелкие пеллициды, 7 — гастроподы, 8 — оолиты; цвет пород и рудные интервалы (правые части колонок): 9 — серый, 10 — красный, 11 — белый и светло-серый, 12 — рудные интервалы; эпигенетические зоны (отрисованы путем интерполяции данных между скважинами); 13 — уранового оруденения, 14 — пластового окисления, 15 — обеления

оно положено в основу прогнозирования эпигенетических месторождений в ряде районов. Поэтому нельзя оставлять без внимания попытку В. Н. Холодова представить указанную методику несостоятельной и воспрепятствовать использованию при изучении рудообразующего эпигенеза той информации, которую нам щедро дают естественные обнажения.

Неверная позиция, занятая В. Н. Холодовым в столь ответственном методическом вопросе, не случайна и не нова. Ведь именно пренебреже-

ние картированием определило тот дефект схемы эпигенетической зональности В. Н. Холодова и др. (1961), исправлению которого и была в значительной степени посвящена наша статья.

Наметив на одном из участков Центральной синклинали порядок эпигенетических зон (пластовой лимонитизации — отбеливания и перекристаллизации известняков — уранового оруденения — малоизмененных пород), авторы не проследили эти зоны по площади, не провели их оконтуривание с использованием данных буровых скважин и обнажений и тем самым не выяснили взаимоотношения этих зон. В итоге в единый парагенетический ряд оказались зачисленными соседствующие на данном участке образования разновозрастных и разнонаправленных процессов.

Пример пренебрежения результатами картирования — попытка В. Н. Холодова (1972) распространить свою схему эпигенетической зональности на участок Восточной синклинали (стр. 121). Здесь он ссылается на состоящий из шести редких скважин профиль Г. В. Комаровой, согласно которому скважины 046 и 033 вскрыли обеленные породы вблизи рудной зоны. Однако это указание неточно. Во-первых, скважина 046 пересекла мешковые части роллов в органногенно-оолитовой и устричной пачках, т. е. попала в рудную зону, а не в обеленную. Во-вторых, скважина 033 вместе с неучтенными В. Н. Холодовым скважинами 032, 037, 034, 119 и 120 фиксирует зону обеления, локализованную внутри поля пластоокисленных пород и отделенную последними от рудоносной ролловой полосы (фиг. 1, 2). Эта зона имеет в плане линейную субширотную ориентировку и, возможно, отвечает развитому здесь разрушению (в скв. 032 разрез горизонта тектонически сокращен).

В то же время почти вся рудоносная полоса Восточного участка, как это устанавливается при обобщении данных первичной документации скважин, приурочена к границе между красными пластоокисленными и серыми малоизмененными породами (фиг. 1). Породы зоны обеления непосредственно контактируют с орудененными лишь на юге участка, смыкаясь с однотипными разностями обнажения 49. Таким образом, пластовое окисление и обеление в пространстве между собой явно азональны, и говорить об их принадлежности к единому парагенетическому ряду изменений не приходится.

Рассмотренный пример наглядно демонстрирует, как легко может быть получена ошибочная схема эпигенетической зональности, если она конструируется по данным отдельных, произвольно выбранных сечений, без учета всего имеющегося площадного материала. Это и понятно. Ведь картина, вскрываемая отдельным профилем, определяется его положением относительно системы каких-то, возможно, разновозрастных и разнонаправленных зон, которое всегда может оказаться случайным. Так произошло и с профилем, использованным В. Н. Холодовым.

Сказанное, как нам представляется, ясно показывает недопустимость пренебрежения площадными исследованиями при выяснении каких-либо природных закономерностей и в особенности при разработке схем рудоконтролирующей зональности. Картирование было и остается ведущим методом изучения эпигенетических изменений, в частности, важнейшим инструментом геологического познания вообще.

ЛИТЕРАТУРА

- Холодов В. Н., Лисицин А. К., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
- Холодов В. Н. К проблеме картирования эпигенетических изменений в осадочных породах.— Литол. и полез. ископ., 1972, № 1.
- Шмариович Е. М. К вопросу о рудоконтролирующей эпигенетической зональности на урановых месторождениях в карбонатных породах.— Литол. и полез. ископ., 1971, № 4.

Дата поступления
8.VI.1972



В. С. ЯБЛОКОВ

27 ноября 1973 г. после тяжелой болезни скончался Владимир Сергеевич Яблоков — член КПСС с 1939 г., член редколлегии нашего журнала, известный геолог-угольщик, доктор геолого-минералогических наук, старейший сотрудник Геологического института АН СССР, член бюро Комиссии по осадочным породам, член Международной комиссии по номенклатуре и методике исследования углей и Совета Международной ассоциации седиментологов, вице-президент Общества советско-непальской дружбы.

Ушел из жизни талантливый организатор науки, крупный ученый и человек большого душевного обаяния.

Смерть Владимира Сергеевича — тяжелое и неожиданное горе. Светлый образ В. С. Яблокова — ученого и коммуниста — навсегда сохранится в памяти литологов.

Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

Комиссия по осадочным
породам при ОГГ и Г АН СССР

НА СМЕРТЬ В. С. ЯБЛОКОВА ПАМЯТИ ДРУГА

Современный научный работник, чтобы быть по-настоящему полезным для науки, должен обладать в большей или меньшей степени тремя качествами. Во-первых, способностью к научному исследованию, т. е. открытию нового; во-вторых, быть организатором; в-третьих, уметь чувствовать главное и самое нужное, что следует делать при современном состоянии науки. У разных исследователей эти три качества развиты не в одинаковой степени, и это придает каждому из них индивидуальный, неповторимый облик.

Когда я пытаюсь мысленно определить, в чем же неповторимая индивидуальность Владимира Сергеевича как ученого, прихожу к выводу, что в нем особенно ярко были выражены два последних качества. Он был, несомненно, способным исследователем и отчетливо доказал это своими работами по углю и угленосным отложениям, особенно же своим последним трудом: о перерывах и их значении в геологии. Но еще более ярко были выражены в нем талант организатора и чуткость к тому, что особенно важно в данный момент для той или иной области геологии. Это легко усмотреть, пробежав мысленно его путь.

Я знал его в течение полувека — со студенческих лет. Вначале он был геологом-угольщиком, исследовал угли без особого внимания к вмещающим породам. Но такое ограничение интересов не могло быть длительным. Геолог не мог пройти мимо лито-

логин и фаций вмещающих угли толщ, ибо они помогли понять генезис последних. И когда в зарубежной и советской геологии стали нащупываться методы фациального анализа этих толщ, Владимир Сергеевич ушел с головой в эту работу. Постепенно создавался коллектив энтузиастов этого дела во главе с Ю. А. Жемчужниковым, который усердно разрабатывал фациально-циклический метод изучения угленосных толщ, доводя его до большого совершенства. Это общеизвестные работы по Кузбассу и особенно Донбассу. Сейчас это — общепринятый метод. В успехе этой работы большая роль принадлежит Владимиру Сергеевичу, который был не только активным исследователем, но и человеком, сплачивавшим коллектив и обеспечивавшим его работу.

Еще не закончилась угольная тематика, а жизнь властно поставила другую, еще более серьезную проблему. Я имею в виду дискуссию по проблеме актуализма и сравнительно-литологического метода.

К концу 30-х и началу 40-х годов в литологии накопился уже большой фактический материал, требовавший обобщения и претворения в общую литологическую теорию. Были нащупаны и два принципиально разных пути создания такой теории. Первым был путь построения дедуктивно-умозрительной схемы, которая иллюстрировалась затем некоторым количеством примеров; вторым — построение теории сравнительно-литологическим методом в качестве эмпирического обобщения огромного материала по современному осадкообразованию и древнему литогенезу. Уже вскоре выяснилось, что конкретные теоретические схемы у этих двух направлений исключают друг друга.

Таким образом, дискуссия между направлениями была неизбежна. Она рождалась самым ходом развития науки. Вскоре дискуссия приняла острую форму, ибо был поставлен вопрос о принципиальной правомерности и допустимости актуализма и сравнительно-литологического методов в качестве пути построения литологической теории.

Огромной и непреходящей заслугой В. С. Яблокова я считаю то, что он вместе с рядом других литологов встал на защиту правомерности и плодотворности метода актуализма и способствовал его признанию в качестве такового на I Всесоюзном совещании литологов в ноябре 1952 г.

А потом жизнь поставила новые задачи в литологии. В послевоенные годы количество литологов резко возросло, настоятельно требовалось какое-то общественное их объединение. Ответом на эту потребность явилась организация Комиссии по осадочным породам (1955 г.) и журнала, посвященного литологии (1963 г.). Владимир Сергеевич положил много сил, чтобы появились и комиссия и журнал, а когда они были созданы, потратил уйму труда на то, чтобы наладить их нормальную деятельность. Это была большая, но не заметная постороннему взгляду работа, отнимающая массу времени и сил и мешающая его индивидуальной научной работе. Но он сознательно жертвовал этой работой для того, чтобы выполнять другое дело, нужное и важное, по его убеждению, для советских литологов.

И вот мы подходим к той основной черте деятельности Владимира Сергеевича, которая мне представляется его индивидуальной, неповторимой особенностью. Он ставил организационную работу, нужную для коллектива советских литологов, выше своей личной индивидуальной работы. Он сознательно подчинил свою личную работу той, какую считал необходимой для коллектива советских литологов. Так мог поступить только человек высокой идейности и высоких моральных качеств. Эту последнюю сторону прекрасно чувствовали все, кто хоть в небольшой степени соприкасался с ним. Я же наблюдал ее в течение всего полувека, особенно последние 25 лет, когда мы вместе трудились во время дискуссии, в комиссии и журнале. Это был мужественный, жизнерадостный, доброжелательный человек, полный оптимизма даже в трудных житейских положениях. Он был человеком полностью лишенным каких-либо карьеристских стремлений, постоянно готовым помочь каждому, кто в помощи нуждался. Это был человек постоянно деятельный и занятый делами, не любивший праздно болтовни, но не жалевший времени и сил, когда дело этого требовало.

Каждому человеку свойственны наряду с достоинствами и слабости, были они и у покойного. Но не они определяют облик Владимира Сергеевича как человека и ученого, а та его работа и идейность, о которой говорилось выше.

Для меня Владимир Сергеевич был образцом честного, порядочного в лучшем смысле слова человека, слову которого можно было верить. В моих глазах это высшее человеческое качество. Таким он останется в памяти моей и людей, с ним соприкасавшихся.

Спасибо тебе, дорогой Володя, за все хорошее, что ты сделал для науки и для коллектива, в котором жил!

ГИН АН СССР
Москва

Н. М. Страхов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),

В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHALOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),

V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИИ АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/II-1974 г. Т-01797. Подписано к печати 29/III-1974 г. Тираж 1395 экз.
Зак. 4035. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5. Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,9.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493