



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2-524



# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

6

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

1975

## СОДЕРЖАНИЕ

Г. Ю. Бутузова, Н. А. Лисицына, И. И. Волков, И. Ю. Лубченко. Признаки эскалятивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива	3
А. Г. Коссовская, Е. Б. Гущина, В. А. Дриц, А. Л. Дмитрик, О. С. Ломова, Н. Д. Серебrenникова. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер»	12
В. В. Серова, А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа. Кварц и полевые шпаты в осадках Тихого и Индийского океанов	36
В. Н. Холодов. О роли мантийного вещества в осадочном рудообразовании (опыт геохимико-металлогенического анализа)	50
Т. А. Вознесенская. Литология терригенно-кремнисто-туфовой формации сакмарской Зоны Урала	70
В. А. Великанов. О закономерностях распределения фосфоритовых конкреций в калюсских слоях венда Подолии	84

### Краткие сообщения

К. В. Флерова, Г. П. Гапонцев, Е. П. Болтач, А. А. Шурко. Выявление закономерностей изменения поглощенного комплекса нижнекаменноугольных глинистых пород Днепровско-Донецкой впадины. Методом регрессионного анализа	91
Т. П. Сиван. Калий в поровых растворах и осадочных породах равнинного Крыма и Причерноморья	96
Л. В. Анфимов. Статистическое исследование плотности кварцевых зерен из докембрийских пород Башкирского мегантиклинория на Южном Урале	101
А. А. Байков, А. В. Федулов, В. Н. Шведов. Геология месторождения целестина на Северном Кавказе	105
Ю. О. Гаврилов. О связи морфологии диагенетических конкреций с подводно-оползневыми деформациями	109
С. И. Шуменко. Об особенностях аллотигенных и диагенетических (пепловых) монтмориллонитов	113
В. И. Лебединский, Я. В. Маслякевич, Л. П. Кириченко. Первая находка щелочной бентонитовой глины в Закарпатье	116

### Методика

П. Е. Комиссаров, В. Т. Дубинчук, Н. Г. Беляевская. Методика электронно-микроскопического препарирования тонкодисперсных объектов	120
Ж. С. Лазаревич. Палетка для определения коэффициента сортировки	125

### Критика и дискуссии

И. В. Хворова, Н. А. Богданов. Рецензия на книгу «Пелагические осадки на континентах и под морем»	128
---	-----

### Хроника

Н. Б. Вассоевич, Б. К. Прошляков. Всесоюзный семинар по проблеме «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах»	133
В. Н. Холодов, П. П. Тимофеев. Первый Всесоюзный семинар по геохимическим методам исследования осадочных пород и руд	135
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1974 г.	138

Содержание журнала за 1975 год	140
--------------------------------	-----

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

6

NOVEMBER — DECEMBER

1975

## CONTENTS

G. Yu. Butuzova, N. A. Lisitzina, I. I. Volkov, I. Yu. Lubchenko. Signs of exhalation activity in bottom sediments of the Pacific Ocean south of the Gulf of California	3
A. G. Kossovskaia, E. B. Guschina, V. A. Dritz, A. L. Dmitrik, O. S. Lomova, N. D. Serebrennikova. Mineralogy and genesis of Meso-Cenozoic deposits in the Atlantic Ocean according to the data of Glomar Challenger voyage 2	12
V. V. Serova, A. P. Lisitzin, I. O. Murdmaa. Quartz and feldspars in the sediments of the Pacific and Indian oceans	36
V. N. Kholodov. On the role of the mantle substance in the sedimentary process of ore formation (data of a geochemical-metallogenic analysis)	50
T. A. Voznesenskaia. Lithology of terrigenous-flint-tuffaceous formation of the Sakmarian in the Urals	70
V. A. Velikanov. On a regularity in the distribution of phosphorite concretions in Vendean Kaliusky beds of Podolia	84

### Short Notes

K. V. Flerova, G. P. Gapontzev, E. P. Boltach, A. A. Shurko. On regularities of changing a buried complex of Lower Carboniferous clay rocks in the Dnieper-Donetz depression through the regressive analysis method	91
T. P. Sivan. Potassium in pore solutions and sedimentary rocks of Crimean and Black Sea coastal plains	96
L. V. Anfimov. Statistical density studies of quartz grains from Precambrian rocks of Bashkirsky meganticlinorium	101
A. A. Baikov, A. V. Fedulov, V. N. Shvedov. Geology of one of celestine deposits in Northern Caucasus	105
Yu. O. Gavrilov. On the relations between the morphology of diagenetic concretions and the submarine-slumping deformations	109
S. J. Shumenko. On peculiarities of allothigenic and diagenetic (ashy) montmorillonites	113
V. I. Lebedinsky, Ya. V. Masliakovich, L. P. Kirichenko. First find of an alkaline bentonitic clay in Transcarpathia	116

### Methods of Research

P. E. Komissarov, V. T. Dubinchuk, N. G. Beliaevskaia. Methods of an electron-microscopic preparing finely-dispersed objects	120
K. S. Lazarevich. Palettes for sorting-coefficient determinations	125

### Critique and Discussions

I. V. Khvorova, N. A. Bogdanov. Review of the book «Pelagic sediments: on continents and under the sea»	128
---	-----

### Chronicle

N. B. Vassoevich, B. K. Proshliakov. All-Union seminar on the problem «Oil and gas traps at great depths»	133
V. N. Kholodov, P. P. Timofeev. First All-Union seminar on geochemical methods of studying sedimentary rocks and ores	135
On the progress of the mineral resources industry in the USSR during 1974	138
Index for 1975	140

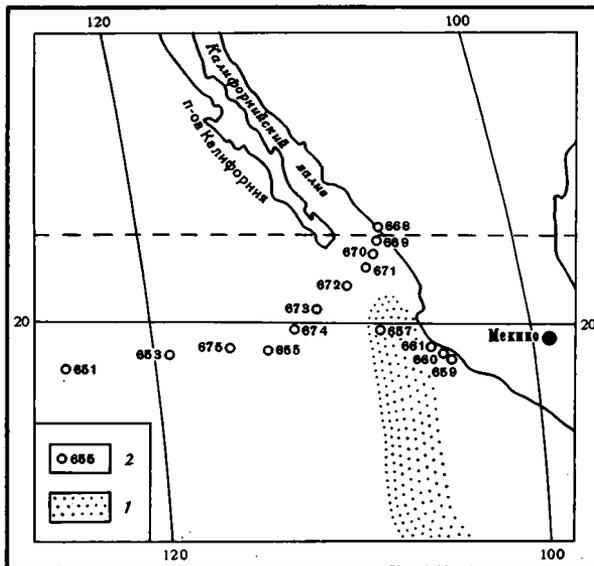
УДК 551.214+551.35(266)

ПРИЗНАКИ ЭКСГАЛЯТИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ  
В ДОННЫХ ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА  
К ЮГУ ОТ КАЛИФОРНИЙСКОГО ЗАЛИВА

Г. Ю. БУТУЗОВА, Н. А. ЛИСИЦЫНА, И. И. ВОЛКОВ,  
И. Ю. ЛУБЧЕНКО

Рассмотрены минералогические и геохимические признаки эксгальвативной деятельности в донных осадках южнее Калифорнийского залива. В толще глин переходного типа присутствуют идиоморфные кристаллы аутигенного барита, сферолиты гипса и микростяжения гидроокислов Fe и Mn; химическим, атомно-абсорбционным и количественным спектральным методами обнаружены повышенные концентрации Fe, Mn, Mo, Ba, As, Pb, Zn, Si. Высокие значения железомарганцевого модуля и присутствие для большинства элементов эксгальвативной составляющей достоверно свидетельствуют о влиянии эндогенного источника вещества на состав изученных осадков.

При изучении отложений восточной котловины Тихого океана по материалам 9-го рейса э/с «Дмитрий Менделеев» в одном из разрезов осадочной толщи на станции 655 обнаружены осадки, существенно отличающиеся по минералогическому и химическому составу от аналогичных пелагических глин переходного типа, развитых в других частях



Фиг. 1. Северное продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия (Вуап, 1967) (1) и изученные станции (2)

океана, и характеризующиеся широким развитием аутигенного барита, гипса, железомарганцовых микростяжений, вкрапленности, необычно высокими содержаниями Fe, Mn и ряда микроэлементов.

Станция 655 (18°56'35" с. ш., 113°33'30" з. д.) находится примерно в 800 км от Мексиканского побережья, вблизи островов Ревилья-Хихедо (фиг. 1). Ее местоположение на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия и отмеченные выше особенности состава осадков послужили причиной детального литологического и геохимического их изучения.

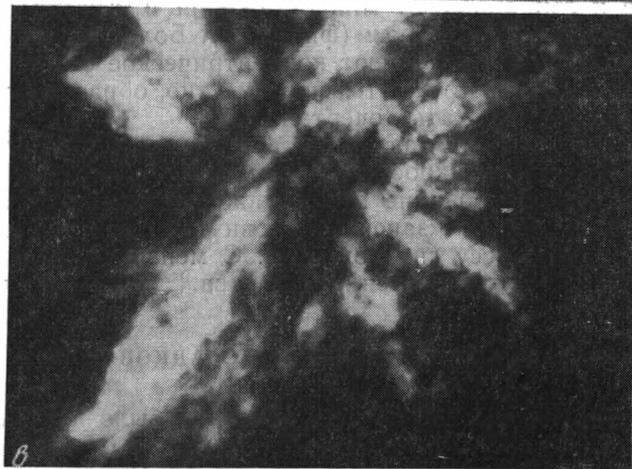
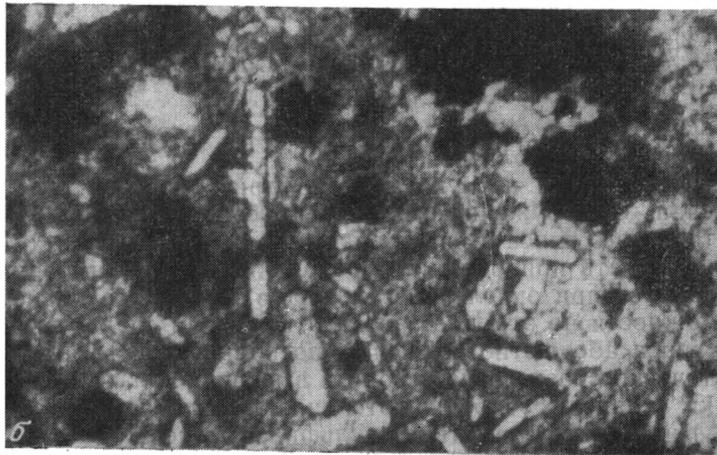
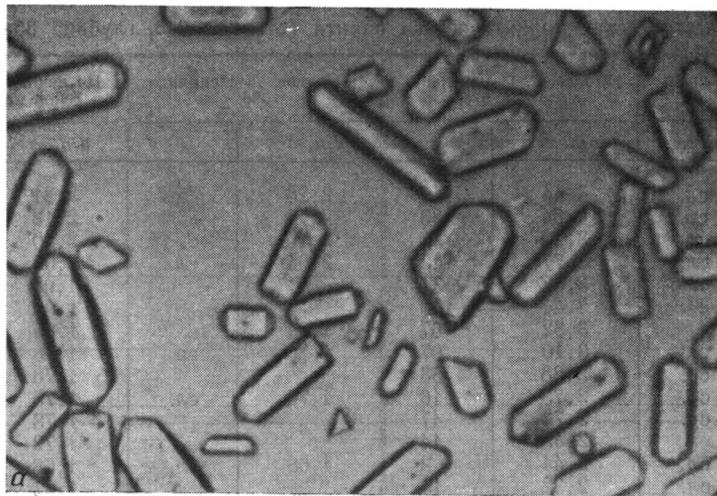
### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОВ СТАНЦИИ 655

Толща осадков мощностью 235 см, пройденная трубкой большого диаметра, сложена глинистыми и алевролитисто-глинистыми окисленными (En +500+600 мв) темными красновато-коричневыми илами. На поверхности осадка наблюдаются обильные Fe-Mn конкреции. Макроскопически эти илы отличаются от типичных глубоководных «красных» глин, сменяющих их в пелагиали. В сторону берега они постепенно переходят в серые и зеленовато-серые восстановленные карбонатно-кремнисто-глинистые осадки гемипелагической зоны, а затем в биогенно-терригенные прибрежные илы. В фациальном профиле от берега к пелагиали осадки станции 655 занимают, таким образом, промежуточное положение между прибрежными гемипелагическими илами и типичными осадками пелагических областей. В отличие от тонких пелагических илов, в разрезе глинистой толщи на станции 655 присутствует значительная примесь терригенного и пирокластического материала (вулканическое стекло, полевой шпат, пироксены, магнетиты, идингсит, кварц, обломки пемзы, базальтов). Источником терригенного материала были базальты островов Ревилья-Хихедо и породы Мексиканского побережья. Глинистая составляющая осадка представлена монтмориллонитом (65—80%) и гидрослюдой (15—25%) с небольшой примесью каолинита и хлорита (5—10%). Состав глинистых минералов в колонке 655 типичен для отложений, развитых вблизи берегов Мексики, однако отдельные горизонты характеризуются необычно высокими содержаниями монтмориллонита (75—80%). С глубины 35 см в осадках обнаружены скопления идиоморфных удлиненных призматических кристаллов, имеющих четкие кристаллографические очертания и преобладающий размер 0,1—0,05 мм (до 0,2 мм) в длину и 0,02—0,01 мм (до 0,07 мм) в ширину (фиг. 2, а, б). Минерал бесцветный, воднопрозрачный, двуосный, положительный; двупреломление низкое;  $N_g=1,647$ ,  $N_p=1,636$ . На основании микроскопического изучения можно сказать, что это барит. Рентгенометрическая его характеристика по значениям  $d/n$  и интенсивностям рефлексов (данные Б. П. Градусова) практически совпадает с эталоном барита из американской картотеки (табл. 1).

Формы нахождения в осадке, высокая степень окристаллизованности, отсутствие следов переотложения не оставляют сомнений в аутигенной природе минерала.

В толще осадка кристаллы барита распределены крайне неравномерно. Они образуют скопления, часто заполняют поры или в виде единичных кристаллов рассеяны в массе глин (фиг. 2, б).

Гипс обнаружен в осадках в интервале 90—100 см. Он образует характерные сферолиты, радиально-лучистые и лапчатые агрегаты волокнистого строения в массе глинистого ила (фиг. 2, в). Цвет их серый и желтовато-серый, диаметр 0,2—0,5 мм,  $N_{ср}=1,540—1,550$ . Некоторое повышение  $N_{ср}$  по сравнению с эталонным гипсом объясняется, по-видимому, частичным его переходом в полугидрат кальция, образующийся из гипса при нагревании в процессе изготовления шлифов. Гипс, как



Фиг. 2. Аутигенные образования в осадках станции 655  
 Барит, никель один: *a* — тяжелая фракция,  $\times 160$ , *б* — свет-  
 лые кристаллы, микровкрапленность Fe и Mn (темные пятна),  
 прозрачный шлиф,  $\times 80$ ; *в* — гипс, прозрачный шлиф,  $\times 160$ ,  
 два николя .

## Рентгенометрическая характеристика барита (станция 655, глубина 35—45 см)

Осадок на станции 655		По данным американской картотеки		Осадок на станции 655		По данным американской картотеки	
$d/n, \text{Å}$	$J$	$d/n, \text{Å}$	$J$	$d/n, \text{Å}$	$J$	$d/n, \text{Å}$	$J$
4,43	сл.	4,44	17	2,20	сл.	2,21	27
4,32	ср.	4,34	36			2,12	80
3,89	ср.	3,90	57	2,10	с.	2,10	76
3,77	сл.	3,77	12	2,04	сл.	2,05	23
3,56	о. с.	3,57	31			1,95	1
3,42	с.	3,44	100			1,93	7
3,30	с.	3,32	67	1,84	с.	1,85	16
3,09	с.	3,10	97	1,78	ср.	1,78	3
2,82	ср.	2,83	53			1,76	9
		2,73	16	1,74	сл.	1,75	9
2,72	ср.	2,72	47			1,73	5
2,53	с.	2,48	14			1,72	6
2,47	сл.	2,44	2	1,68	сл.	1,68	7
2,32	сл.	2,32	15			1,67	14
		2,30	6			1,67	10
2,28	сл.	2,28	7				

и барит, распределен в осадке неравномерно и встречается в виде скоплений и единичных сферолитов.

В литературе почти нет указаний на присутствие гипса в осадках Тихого океана. Обнаруженные Г. Аррениусом (Arrhenius, 1963) кристаллы аутигенного гипса в ряде пелагических илов, богатых  $S_{орг}$ , нельзя уверенно считать природными образованиями. Вполне вероятно, что они образовались при окислении сульфидов в процессе хранения проб. Такой возможности не отрицает и автор. В нашем случае этот путь образования гипса абсолютно исключен, поскольку шлифы были изготовлены практически сразу после отбора и высушивания колонок, и, кроме того, осадки станции 655 отличаются низкими содержаниями  $S_{орг}$  (не более 0,5%) и полным отсутствием сульфидов железа.

Оксиды Fe и Mn образуют микростяжения и сгустки размером от тысячных долей до 0,01—0,05 мм (фиг. 2, б). Более крупные микростяжения диаметром до 0,3 мм имеют концентрическое строение. В толще осадка ниже 35 см они встречаются повсеместно, образуя густую вкрапленность и пятна расплывчатых очертаний.

Интересны соотношения различных аутигенных образований во времени. Наблюдения под микроскопом показывают, что кристаллизация барита опережала образование микростяжений окислов Fe и Mn: отдельные кристаллы барита «запечатаны» внутри стяжений или частично погружены в бурю массу гидроокислов. С меньшей наглядностью такие же соотношения наблюдаются и для гипса.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ СТАНЦИИ 655

В колонке мощностью 235 см в 14 образцах было изучено распределение Fe, Mn, Ti, Cr, Ni, Cu, As, Ba, Pb, Zn, Mo; в 6—9 образцах определены Al, Ge, Zr. Содержания Cu, Ni, Zn определены в химической лаборатории Института океанологии АН СССР атомно-абсорбционным методом, Pb-методом количественного спектрального анализа — в спектральной лаборатории Геологического института АН СССР, остальные элементы анализировали химически в лабораториях этих институтов. Результаты определения элементов приведены в табл. 2. Для сравнения в таблицу включены значения средних содержаний элементов в осад-

Таблица 2

Сравнение содержания химических элементов в осадках станции 655, глинах переходного типа и пелагических глинах Тихого Океана

	Глубина, см	Fe	Mn	Ti	Al	Ba	Mo	Ni	As	Pb	Zn	Cu	Cr	Ge	Zr
		%					10 <sup>-4</sup> %								
Пелагические глины Тихого океана (Страхов, 1973)		5,87	0,75	0,46	7,73	0,81	18	211	14	50	200	323	78	2,0	251
Глины переходного типа (Волков и др. 1974; Страхов, 1973).		4,56	0,25	0,36	7,25	Нет данных	2,9	73	6,5	21	80	126	59	1,7	235
Станция 655	0—5	5,51	1,15	0,46	6,51	0,73	4,6	233	12,7	36	181	286	48	1,0	292
	5—10	5,36	1,12	0,44	Н.о.	0,98	7,1	141	11,4	32	135	193	33	1,0	Н.о.
	10—20	5,11	1,10	0,41	»	0,88	11,3	194	12,2	50	171	215	43	Н.о.	»
	20—22	5,64	1,24	0,45	7,64	1,06	12,5	194	10,2	38	171	322	37	1,4	209
	22—28	5,44	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1,15	11,3	148	11,2	48	245	245	52	Н.о.	Н.о.
	Среднее	5,41	1,15	0,44	7,07	0,96	9,36	182	11,5	41	181	252	43	1,1	250
	28—35	5,77	1,42	0,42	Н.о.	1,65	16,7	443	12,1	49	262	601	23	Н.о.	Н.о.
	35—45	7,22	2,69	0,35	7,08	1,91	27,1	562	16,4	76	269	600	22	1,0	225
	50—56	8,21	2,43	0,35	6,20	1,23	27,1	398	23,1	64	221	573	24	1,2	209
	58—60	8,49	2,62	0,34	Н.о.	1,46	34,6	371	25,4	52	257	362	9	Н.о.	Н.о.
	60—70	9,10	2,87	0,33	5,83	1,42	37,0	430	28,2	64	235	388	26	0,9	227
	90—100	8,77	2,76	0,33	Н.о.	1,15	37,0	279	25,6	59	276	Н.о.	13	0,9	Н.о.
	130—140	10,03	1,91	0,33	»	0,88	29,2	Н.о.	53,2	68	Н.о.	312	24	1,2	»
	170—180	9,76	3,03	0,33	»	1,04	39,	359	78,2	87	385	502	23	Н.о.	»
220—230	9,90	1,94	0,33	5,47	1,43	20,8	168	46,5	63	220	319	30	1,2	198	
Среднее	8,58	2,41	0,35	6,15	1,39	29,9	375	34,3	65	266	432	22	1,1	215	

Ba — в красных глинах (Goldberg, Arrhenius, 1958).

ках того же литолого-фациального типа в северо-западной части Тихого океана (Страхов и др., 1973; Волков и др., 1974), а также средние содержания элементов в глубоководных пелагических красных глинах (Страхов и др., 1973).

В таблице отчетливо видны повышенные содержания Fe и Mn в осадках станции 655, особенно резко проявляющиеся с глубины 35 см и сохраняющиеся до основания колонки. Средние содержания Fe здесь вдвое, а Mn — на порядок выше средних содержаний этих элементов в литологически сходных осадках. Выше было показано, что баритообразование проявляется также с глубины 35 см. С 28—35 см имеет место максимальное концентрирование целого ряда микроэлементов. Так, содержание Mo повышается на порядок, Ni, As впятеро, Cu, Zn в 3,5 раза, Pb втрое, Ba вдвое. Ti, Cr, Ge, Zr, Al обнаруживают близкие или пониженные содержания в исследованных осадках по сравнению с однотипными осадками северо-западной части океана.

Сравнение с глубоководными пелагическими красными глинами океана, где, как известно, содержания большинства элементов максимальны, также указывает на значительное обогащение нижней пачки осадков станции 655 рядом элементов. Так, концентрация в них Fe в полтора раза, Mn в 3,5 раза, As в 2,5 раза, Ba, Ni и Mo — примерно вдвое выше средних содержаний этих элементов в красных глинах.

Отчетливая обогащенность нижней пачки осадков станции 655 Fe, Mn и микроэлементами, наличие аутигенных барита и гипса наводят на мысль об активном проявлении в этом районе эксгальтативного процесса.

Высокие концентрации Ba в осадках вулканически активных зон, в частности на Восточно-Тихоокеанском поднятии, уже отмечались рядом исследователей (Arrhenius, Bonatti, 1964; Boström и др., 1973). Источник Ba в осадках этих зон они связывают с вулканической деятельностью, поступлением элемента в составе эксгальтаций и гидротерм, считая, что практически единственной минеральной фазой Ba в осадках активных хребтов является барит. Конкретный механизм баритообразования разными учеными трактуется различно. Так, Г. Аррениус и Е. Бонатти предполагают, что для накопления в осадках барита необходима предварительная концентрация вулканогенного Ba в организмах, падение которых на дно приводит к обогащению осадков Ba и баритообразованию. По К. Вострому, барит выпадает непосредственно из придонных вод, обогащенных Ba, без промежуточного этапа его биогенной аккумуляции.

Наши данные позволяют предполагать, что образование барита в толще осадка происходит при дополнительном обогащении иловых вод Ba и, возможно,  $SO_4$  за счет медленного поступления снизу вулканических эманаций в самой толще осадка. Об этом свидетельствует прежде всего идеально правильная форма кристаллов барита, отсутствие следов их перемыва.

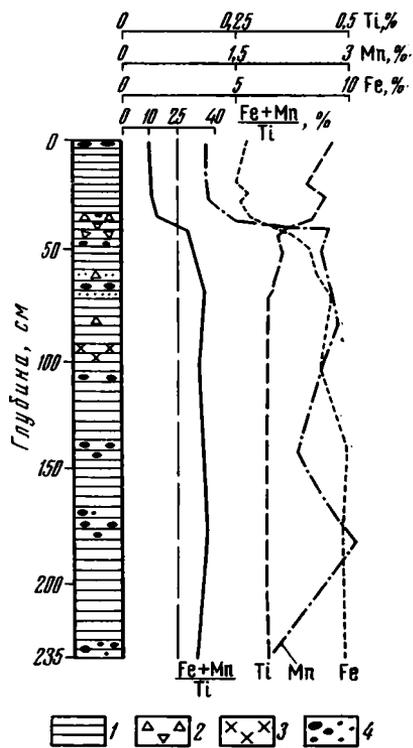
Предположение об активном влиянии эксгальтативного процесса на геохимический и минералогический облик осадочной толщи хорошо подтверждается при вычислении железомарганцевого модуля по методу, предложенному Н. М. Страховым в качестве критерия оценки роли вулканогенного фактора в распределении химических элементов (Страхов, 1974). По Н. М. Страхову, значение модуля  $>25$  свидетельствует о присутствии в осадках эксгальтативных компонентов. Распределение Fe, Mn, Ti и величины железомарганцевого модуля по колонке показаны на фиг. 3. С глубины 35 см модуль равен 28,3—38,7, что позволяет уверенно говорить о наличии в осадках материала, поступающего в составе гидротерм. В осадках верхней пачки до горизонта 28—35 см модуль  $<25$  (14,5—15,1). Необходимо отметить, однако, что содержания большинства подвижных элементов не только в нижней, но и в верхней

пачках колонки несколько повышены по сравнению с аналогичными осадками западной части океана, а количества некоторых из них (Mn, Ba) даже превышают содержания в пелагических красных глинах (табл. 2). Это позволяет предполагать, что некоторые подвижные элементы и в верхней пачке разреза частично присутствуют в эксгальтативной фазе, доля которой, однако, столь незначительна, что существенно повышает величину железомарганцевого модуля.

Для примерной количественной оценки доли эндогенного вещества в составе осадков рассматриваемого разреза мы сравнили средние содержания элементов нижней, обогащенной части колонки и верхней, где значения железомарганцевого модуля предполагают отсутствие или очень незначительные содержания эксгальтативного компонента (табл. 3). Разница средних содержаний элементов в осадках нижней части разреза (b) и верхней (a), отнесенная к средним содержаниям в верхней пачке (b — a): a, характеризует степень обогащения осадков нижней пачки; ее можно назвать коэффициентом концентрирования эксгальтативной фазы. Предположительное присутствие эксгальтативной составляющей ряда элементов в осадках верхней пачки несколько снижает значение их коэффициента концентрирования. Из табл. 3 следует, что эксгальтативная составляющая присутствует у большинства изученных элементов за исключением Al, Ti, Cr, Zr, Ge, но величина ее у разных элементов различна. По степени концентрирования эксгальтативной фазы они образуют следующий ряд: Mo > As > Mn > Ni > Cu > Pb > Fe > Zn > Ba.

Существенные различия в химическом и минералогическом обликах осадка верхней и нижней пачек колонки, проявляющиеся в значительном обогащении последней Fe, Mn и рядом микроэлементов, а также в развитии там аутигенных барита и гипса, позволяют предполагать резкое уменьшение эксгальтативной активности во времени вплоть до ее полного прекращения либо разгрузку поступающих снизу рудоносных гидротерм в толще осадка. Мы не располагаем данными для того, чтобы решить вопрос, завершился ли эксгальтативный процесс к настоящему времени, однако имеются факты, свидетельствующие об осаждении глубинного материала в самой толще осадка станции 655, а не на его поверхности. Это прежде всего формы нахождения и облик аутигенных кристаллов барита и гипса, исключающие возможность их образования на поверхности осадка, а тем более перемыв. Кроме того, по А. П. Лисицыну и В. В. Гордееву (1974), в местах проявлений активной эксгальтативной деятельности (Восточно-Тихоокеанское поднятие и др.) не наблюдается возрастания концентраций Fe, Mn и микроэлементов в придонной воде и взвесах.

Вместе с тем анализы, выполненные в химической лаборатории Института океанологии, показывают постоянство физико-химических пара-



Фиг. 3. Fe, Mn, Ti и железомарганцевый модуль  $\left(\frac{Fe + Mn}{Ti}\right)$  в осадках станции 655

1 — глинистый ил; 2 — барит; 3 — гипс; 4 — Fe—Mn микрофрагменты

метров (Eh, pH) и солевого состава иловых вод в колонке станции 655. Эти данные позволяют предполагать, что разгрузка гидротерм происходила в наддонной воде за пределами толщи осадков. Таким образом, механизм накопления рудных компонентов в осадках еще недостаточно ясен и требует дальнейшего детального изучения на большем фактическом материале.

Отметим еще одну особенность геохимии рассматриваемых отложений. Из табл. 2 видно, что обогащение разными элементами отдельных горизонтов нижней пачки колонки происходит неравномерно. Так, в интервале 28—45 см несколько повышены содержания Ba, Cu, Ni, гори-

Таблица 3

Содержание эксгальтивной составляющей элементов в осадках станции 655

Элемент	Среднее содержание в части колонки		Эксгальтивная часть элементов, $b-a$	Коэффициент концентрирования, $(b-a)/a$
	верхняя, $a$	нижняя, $b$		
Mo	9,36	29,9	20,54	2,2
As	11,5	37,1	25,6	2,2
Mn	1,15	2,41	1,26	1,1
Ni	182	375	193	1,1
Cu	252	434	180	0,7
Pb	41	67	26	0,6
Fe	5,41	8,58	3,17	0,6
Zn	181	266	85	0,5
Ba	0,96	1,31	0,35	0,4
Al	7,07	6,15	нет	—
Ti	0,44	0,34	»	—
Cr	60	48	»	—
Zr	250	215	»	—
Ge	1,1	1,1	»	—

Fe, Mn, Al, Ti, Ba — %, остальные —  $10^{-4}$ %.

горизонт 130—140 см относительно обогащен Fe, 170—180 см — Mn, As, Mo, Pb, Zn. Неравномерное распределение элементов, как и аутигенных минералов по разрезу, вероятно, свидетельствует об изменчивости химического состава эксгальций и гидротерм.

Мы подробно рассмотрели особенности минералогического и химического составов осадков станции 655, поскольку именно в ней наиболее ярко проявляется воздействие эндогенного источника. Необходимо отметить, однако, что эта станция не единственная точка в рассматриваемом районе, где зафиксированы повышенные содержания многих элементов в осадках. Так, в разрезах близлежащей станции 675 (фиг. 1) наблюдаются повышенные содержания Mn. Нижняя пачка 260—518 см содержит Mn в среднем 1,49% при 0,69% в вышележащем горизонте 5—260 см. На станции 670 отмечено повышенное содержание Fe в нижней части колонки (150—214 см) — в среднем 7,77%; в верхах колонки его 2,8—3,9% (в среднем 3,5%).

Относительные обогащения Fe, Mn и микроэлементами отдельных горизонтов ряда станций, расположенных южнее Калифорнийского залива, вблизи изученного разреза станции 655, могут быть связаны с влиянием эксгальций пока лишь предположительно. Для окончательного решения вопроса о масштабах и формах их воздействия на состав изученных осадков необходимо провести более детальные геохимические и минералогические исследования.

О возрасте эксгальций рассматриваемого района Тихого океана можно предположительно судить по данным А. Ф. Ричардса и Б. Бриана, изучавших геологию и происхождение вулканических островов Ревилья-Хихедо, находящихся на продолжении Восточно-Тихоокеанского

поднятия и не более чем в 100 км от изученных нами осадков (Richards, 1964; Вруан, 1967). Интенсивные проявления вулканизма закончились там в конце третичного периода — начале плейстоцена. Поставка рудных компонентов, возможно, связана с фумарольной стадией поствулканической деятельности вулканов.

В заключение следует отметить, что в изученных нами осадках южнее Калифорнийского залива влияние эксгаляций проявляется локально, в отдельных точках, и достоверно доказано лишь в одном разрезе (станция 655). Естественно считать, что влияние эндогенного источника в общем балансе вещества в данном районе имеет подчиненное значение. Однако можно предполагать, что при более детальном изучении осадков этой области, расположенной на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия, будут обнаружены новые очаги проявления вулканизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Волков И. И., Соколов В. С., Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2.
- Лисицын А. П., Гордеев В. В. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Северо-Западной котловине Тихого океана (Японский профиль).— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Страхов Н. М. Геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, ее причины и возраст.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Arrhenius G. Pelagic sediments. The sea. Ideas and observations on progress in the study of the seas, 3. N. J., Interscience Publ., 1963.
- Arrhenius G., Bonatti E. Neptunism and volcanism in the ocean. In: Progress in oceanography, F. Koczy and M. Sears (Eds). Hans Petersson volume, 1964.
- Boström K., Joensuu O., Moore C., Boström B., Dalziel M., Horowitz A. Geochemistry of barium in pelagic sediments. Lithos 6, 1973.
- Bryan B. Geology and petrology of Clarion Island, Mexico. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 78, No. 12, 1967.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. Chemistry of Pacific pelagic sediments. Geochim. et Cosmochim. acta, v. 13, No. 3, 1958.
- Richards A. F. Geology of the islas Revillagigedo, Mexico 4. Geology and petrography of isla Roca Partida. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 75, No. 11, 1964.

Геологический институт АН СССР,  
Институт океанологии АН СССР,  
Москва

Дата поступления  
3.VI.1975 г.

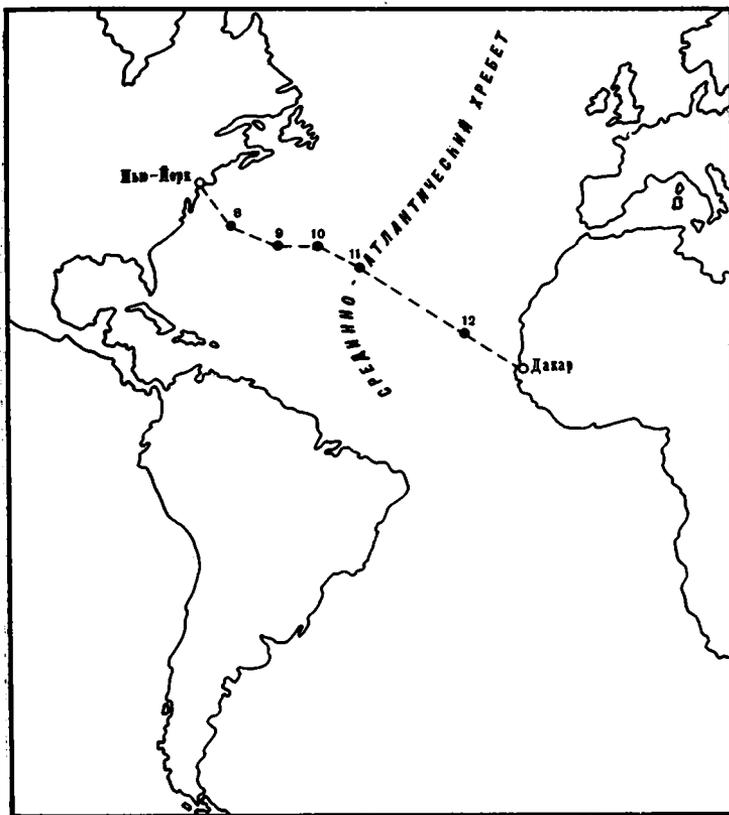
**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА  
ПО МАТЕРИАЛАМ РЕЙСА 2 «ГЛОМАР ЧЕЛЛЕНДЖЕР»**

*А. Г. КОССОВСКАЯ, Е. Б. ГУЩИНА, В. А. ДРИЦ,  
А. Л. ДМИТРИК, О. С. ЛОМОВА, Н. Д. СЕРЕБРЕННИКОВА*

Установлено, что основным минералом глинистых, кремнисто- и нано-планктоно-глинистых мезозойско-кайнозойских пород, изученных по материалам скважин 2-го рейса «Гломар Челленджер», является специфический океанический аутигенный ферримонтмориллонит. Показано, что химико-минералогический состав ферримонтмориллонитовых глин идентичен составу продуктов гальмиролитического разложения толентовых базальтов. Сделано заключение, что однородность состава пелагических глин является следствием высокой однородности океанических базальтов. Показана незначительная роль терригенной составляющей в пелагических глинах. Доказано, что каолинит, рассматривавшийся ранее как индикатор поступления материала с континента, часто аутигенный. Описаны Fe-Mn-ферримонтмориллонитовые и палыгорскитовые глины, которые рассматриваются как индикаторы активных геологических обстановок океанического дна. Широко распространенные Fe-Mn глины связаны с зонами интенсивного, спрединга и, возможно, региональными областями повышенной проницаемости океанического дна. Относительно редкие Mg глины являются индикаторами областей проявления основного щелочного вулканизма и поступления магнезиальных растворов из глубинных разломных зон. Важно, что ферримонтмориллонитовые глины и продукты гальмиролитического разложения базальтов содержат до 2—3%  $K_2O$ , адсорбированного из морской воды. Процессы глинизации и цеолитизации являются как бы «первым шагом» в приспособлении материала океанической коры к условиям осадкообразования и последующему накоплению качеств пород континентальной коры.

Изучение мезозойско-кайнозойских океанических пород, вскрытых скважинами глубоководного бурения по проекту DSDP,— одна из важнейших задач современной литологии. Авторы изучали материалы скважин 2-го рейса «Гломар Челленджер», пересекшего Атлантический океан от берегов Северной Америки до островов Зеленого Мыса (фиг. 1). Были изучены 3 скважины, представляющие разрезы мезозойско-кайнозойских отложений абиссальных равнин по обе стороны Срединно-Атлантического хребта (станции 8, 9, 12). Материалы трех изученных станций позволили охарактеризовать различные типы глинистых и биогенно-глинистых пелагических мезозойско-кайнозойских отложений абиссальных равнин.

Материалы станции 8 позволили изучить особенности глинистых минералов и цеолитов в кремнистых осадках от среднего миоцена до эоцена. В этом разрезе хорошо представлен так называемый горизонт А, обнаруживаемый почти во всех скважинах, пробуренных в океанах. Хотя из горизонта А в нашем распоряжении было только три образца, полученный материал представляет некоторую новую информацию о минералогии пород, слагающих этот геофизический и минералого-петрографический репер, изучаемый сейчас литологами многих стран.



Фиг. 1. Расположение скважин рейса 2 «Гломар Челленджер»

Весьма удачным объектом для исследования процессов глубоководного океанического диагенеза и эпигенеза глинистого вещества оказался разрез станции 9, вскрывший толщу только глинистых пород мощностью 835 м от четвертичных отложений до верхнего мела.

Очень интересен разрез станции 12, вскрывшей мощную толщу палыгорскитовых глин, представляющих уникальные накопления среди океанических отложений первого слоя. Этим породам посвящена статья О. С. Ломовой (1975<sub>2</sub>), и мы затронем их здесь лишь в сравнительном аспекте. В верхних горизонтах скважин 9, 12 были вскрыты кокколито-глинистые породы плиоцен-миоцена. Таким образом, в скважинах трех станций рейса 2 представилась возможность изучить основные «фоновые» и «раритетные» (палыгорскитовые) типы пелагических глинистых образований.

Образцы для исследований были получены при содействии Национального научного фонда США от куратора проекта DSDP, которым авторы выражают свою признательность.

#### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД СТАНЦИИ 8

Станция 8 расположена на крайнем западе Северной Атлантики на поднятии между абиссальными равнинами Сом и Гаттерас (35°21' с. ш., 67°31' з. д.); глубина от уровня дна 5,169 м. Пробурены две скважины 8 и 8А, вскрывшие разрез миоценовых и эоценовых кремнистых и кремнисто-глинистых пород мощностью 305 м. Состав пород довольно однороден: кремнисто-глинистые образования с варьирующим соотношением глинистого материала и кремнистых организмов, где доминируют радиолярии разной степени сохранности. Примеси алевритового материа-

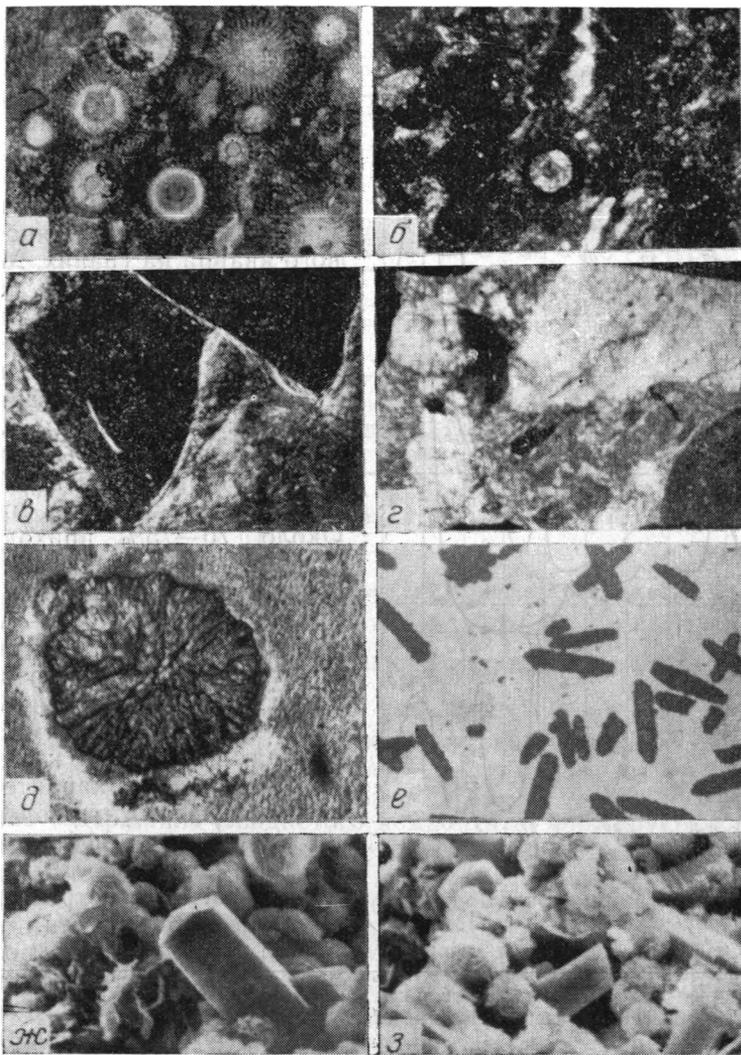
Типы пород станции 8

Номер образца	Номер станции — интервал отбора, см	Глубина отбора керна, м	Возраст	Характеристика породы
1	8-1-1— 97— 99	176	Миоцен верхний—средний (?)	Глина зелено-серая с радиоляриями и редкими форамниферами, примесь алевритового материала — кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит
2	8-2-1—137—139	254	Эоцен	Глинистый зеленовато-серый радиолярит
3	8-2-2— 37— 39	254	То же	Глинисто-кремнистая порода; раковины радиолярий хорошей сохранности четко выделяются на общем фоне глинисто-кремнистой массы
4	8-2-3— 25— 27	257	»	Красно-бурая глинисто-кремнистая порода
5	8А-1-1— 75— 77	285	»	«Шламовые» кремнистые породы, состоящие из обломков панцирей диатомей, радиолярий и спикул губок; цемент кремнисто-глинистый; примесь алевритового материала — кварц, полевые шпаты, глауконит, слюды
6	8А-1-2— 50— 52	297	»	Цеолит-кристобалитовая порода из горизонта А
7	8А-2-1— 33— 35	295	»	Породы горизонта А: перекристаллизованная глинисто-кремнистая порода с радиоляриями, заполненными халцедоном и кварцем; биогенно-туфовый алевролит с кварцем и глауконитом
8	8А-3-1— 0	304—305	»	

ла 1—15%. В табл. 1 дана краткая характеристика изученных пород со стандартной нумерацией образцов, принятой при описании образцов (графа 2) глубоководного бурения по проекту DSDP.

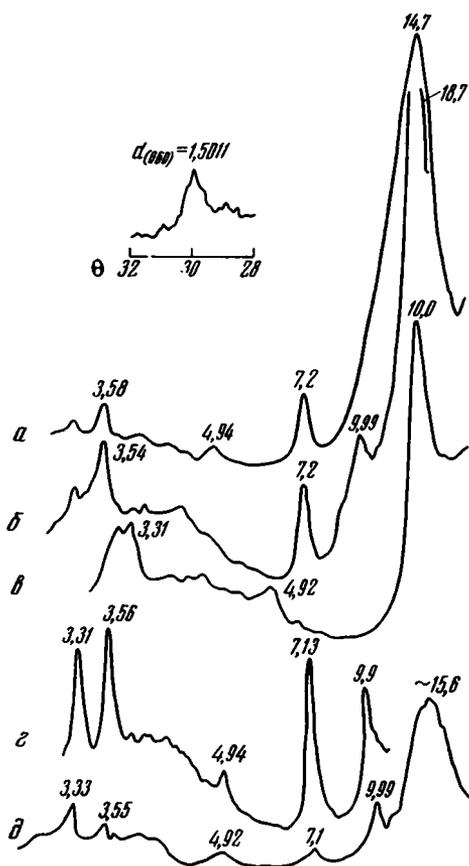
**Глинисто-кремнистые породы.** Микроскопия. Породы интервала 176—257 м достаточно сходны по составу и отличаются в шлифах главным образом структурными вариациями, соотношением и сохранностью кремнистых остатков, степенью раскристаллизованности глинистого материала, содержанием примеси алевритовых обломочных зерен.

Образец 1 состоит в основном из тонкоагрегатной массы, на фоне которой отчетливо выделяются скелетные остатки радиолярий, диатомей, спикулы губок (до 15—20%). В породе рассеяны зерна кварца, полевых шпатов, палагонитизированных и свежих вулканических стекол, глауконита, чешуйки мусковита и биотита. Общее количество обломочных компонентов достигает 10—15%. В образцах 2, 3 кремнистых остатков до 60—65%. Порода состоит в основном из панцирей радиолярий часто хорошей сохранности, интерстиции между которыми заполнены глинистым зеленоватым веществом с интенсивной агрегатной поляризацией (фиг. 2, а, б). В камерах радиолярий, а иногда и в каналах обломков спикул часто присутствуют глинистые минералы двух типов: в одном случае это гомогенные зеленоватые выделения с желтоватыми тонами поляризации, одновременно погасающие с показателем преломления  $n_{ep} \sim 1,600$ ; по-видимому, их можно отнести к глауконитоподобным образованиям; в других раковинах полости заполнены пластинчатым, бесцветным минералом с серыми цветами поляризации, с показателем преломления, замеренным в иммерсии  $n_{ep} \sim 1,560—1,570$ . По микроскопическим данным, этот минерал можно определить как каолинит. Иногда около органических остатков встречаются россыпи тонкоглобулярных скоплений пирита. На глубине 257 м (обр. 4) зеленоватые окраски по-



Фиг. 2. Микрофотографии шлифов и имерсионных препаратов  
*a* — глинисто-кремнистая порода; интерстиции и некоторые камеры раковин заполнены агрегатом глинистого минерала (обр. 2),  $\times 44$ , николя один; *b* — то же, николя два; *c* — ферримонтмориллонитовые глины с брекчированно-фрагментарными текстурами (обр. 18),  $\times 44$ , николя два; *г* — то же (обр. 21),  $\times 44$ ; *д* — родохрозитовая конкреция из монтмориллонитовых глин (обр. 22),  $\times 66$ ; *e* — кристаллы родохрозита из ферримонтмориллонитовых глин (обр. 17) в иммерсии,  $\times 44$ , николя один; электронная микроскопия поверхности скола цеолит-кristобалитовой породы (обр. 7),  $\times 4000$ ; *ж* — призматические кристаллы клиноптилолита, *з* — таблитчатые кристаллы клиноптилолита

род сменяются красновато-бурыми. Минералого-петрографический характер пород не претерпевает существенных изменений; отмечается, пожалуй, только несколько большая перекристаллизованность радиолярий, тонкая скульптура их раковин нарушается и как бы «расплавляется» в общей кремнисто-глинистой массе породы. Образец 5 с глубины 285 и обр. 6 с глубины 287 м относятся к тому же типу пород, что вышеописанные. Порода более «шламового» характера и состоит из сгруженных обломков диатомей, спикул губок и радиолярий, сцементированных глинисто-опаловым материалом.



Фиг. 3. Дифрактограммы глинисто-кремнистой породы скв. 8 (образцы 1, 4)

Фракция  $<0,001$  мм, образец: а — природный, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при  $550^{\circ}\text{C}$ , г — обработанный HCl; д —  $0,01-0,005$ , образец: природный

$<0,001$ , но и  $0,001-0,002$ ;  $0,002-0,005$  и даже  $0,005-0,01$  мм является специфический смектит — ферримонтмориллонит (фиг. 3). Минерал отличается крайней нестойкостью к кислотной обработке — он полностью растворяется при нагревании в течение 30 мин в 10% HCl, относится к диоктаэдрическому типу  $d_{(060)}=1,501$ , имеет повышенную железистость, что фиксируется также по результатам химического анализа (табл. 2).

Среди ферримонтмориллонитов присутствуют Ca, Ca-Na и Na разновидности: в природных образцах значение рефлекса  $d_{(001)}$  колеблется от 14,7 (обр. 4), 13,4 (обр. 1) до 11,9—12,2 (образцы 2, 3, 5). Причина различного катионного состава ферримонтмориллонитов пока не установлена. В крупных фракциях выявляются как бы начальные формы кристаллизации минерала за счет аморфного материала вулканических стекол. Присутствует базальный рефлекс  $d_{(001)}=15,6$  Å и галло аморфного материала в области  $d=4,3-3$  Å (фиг. 3, д). Наряду с ферримонтмориллонитом присутствует в небольшом количестве смешанослойная фаза монтмориллонит — гидрослюда, что проявляется по асимметрии базального рефлекса с  $d=3,56$  Å на дифрактограммах насыщенных глицерином образцов.

В качестве примеси в составе глинистого вещества присутствуют слюдястый минерал (20—25%) и каолинит (~10%). Несмотря на не-

Характер обломочного материала изучался в иммерсионных препаратах, фракций  $0,005-0,001$  и  $0,01-0,05$  мм. Для кварца характерна направленная остроугольная форма, иногда встречаются идиоморфные бипирамидальные кристаллы с «выростами» аутигенного водянпрозрачного кварца на гранях. Много обломков вулканических стекол от основных зеленовато-бурых с  $n > 1,58$  до кислых прозрачных бесцветных с  $n < 1,52$ . Многие зерна в различной степени девитрифицированы и замещены глинистопалагонитизированным агрегатом. Из некоторых образцов удалось выделить тяжелые минералы. Около 70—75% приходится на долю рудных, представленных в основном неправильными обломками ильменита ( $0,05-0,08$  мм), иногда глобулями пирита. Около 20% падает на долю циркона, представленного главным образом короткостолбчатыми, иногда бипирамидальными кристаллами в  $0,04-0,06$  мм; характерно, что подобная форма цирконов типична для основных эффузивов (Косовская, Соколова, 1972). В единичных зернах встречаются рутил, анатаз, лейкоксен.

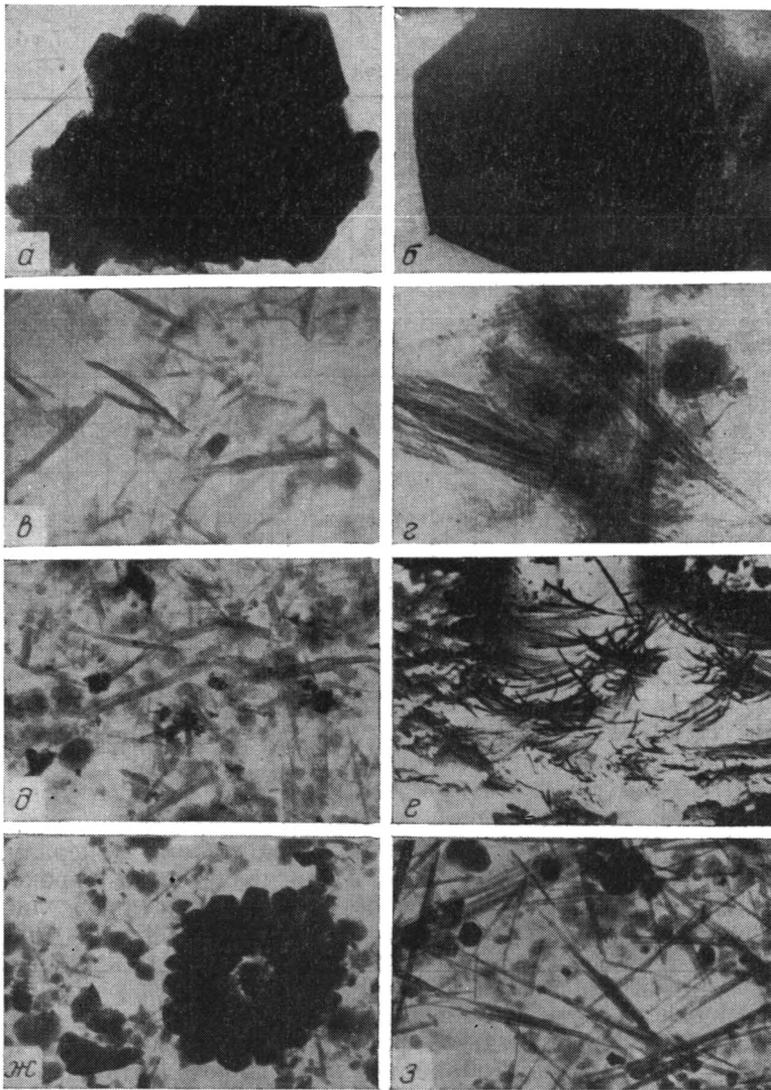
Состав глинистого вещества. Рентгеновское исследование показало присутствие следующих фаз. Основным компонентом не только фракции

Химический состав пород и фракций станции 8

Возраст	Мiocен																			
	Номер образца	Фракция, мм																		
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	CO <sub>2</sub>	C	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	SiO <sub>2</sub> кв	SiO <sub>2</sub> аморфн	
Эоцен	4	Порода	50,88	0,72	17,56	7,46	0,83	0,96	3,35	0,06	0,37	2,10	7,71	7,51	Нет	0,82	0,12	100,45	2,12	Н. о.
			<0,001	68,09	0,25	7,57	4,53	Нет	0,67	2,23	0,15	2,35	1,29	6,12	5,91	0,17	0,25	0,15	99,73	Н. о.
		<0,001	58,33	0,44	13,10	4,91	Нет	0,76	3,56	0,37	0,30	1,56	7,91	7,94	0,26	0,19	0,09	99,72	Н. о.	Н. о.
		0,001—0,002	69,75	0,42	8,68	3,39	0,17	1,26	2,28	0,21	0,24	1,18	5,49	6,28	0,04	0,39	0,06	99,84	Н. о.	23,62
		<0,001	59,73	0,47	12,83	5,66	0,16	0,59	3,14	0,11	0,20	1,62	7,12	7,56	0,38	0,07	0,27	99,91	Н. о.	Н. о.
		0,001—0,002	69,73	0,32	8,89	4,79	Нет	0,53	2,12	0,06	0,26	1,32	7,31	4,50	Нет	Нет	0,03	99,86	Н. о.	Н. о.

значительное содержание слюдяного компонента, фиксируются две его разновидности. Одна относится к Fe-гидрослюдяному минералу, содержащему до 20% разбухающих слоев, и определяется по широкому рефлексу с 9,8 Å на дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином (возможно, это глауконитоподобный минерал в камерах радиолярий?). Вторая не содержит разбухающих слоев, характеризуется целочисленной серией базальных отражений  $d_{(001)} = 10 \text{ Å}$ , отличается острыми и симметричными рефлексами, не меняющими положения при обработках. Эта фаза присутствует иногда во фракции <0,001 мм и четко проявляется обычно при кислотной обработке (что свидетельствует о мусковитовой природе минерала), но более заметна во фракции 0,002—0,005 мм. Отсутствие следов деградации слюдяного минерала, появляющихся обычно при транспортировке водным путем, дает основание предположить возможность золотого поступления с континента части материала, который, как показал А. П. Лисицын (1974), играет определенную роль в балансе океанического осадконакопления.

Под электронным микроскопом выявляются следующие типы частиц: неправильные «сгустковые» образования, оказывающиеся при увеличении в 13 000 и ~20 000 состоящими из тончайших иногда войлокоподобно-спутанных игольчатых агрегатов или сноповидноориентированных тонких пластинчато-игольчатых образований с тупыми, а иногда веретенообразными концами (фиг. 4, в, г). Эти минералы являются как бы основными «фоновыми» образованиями. Наряду с ними встречаются неправильные частицы, по-видимому, обломочных (?) гидрослюд и крупные, до 10—50 мк, отлично ограненные отдельные кристаллы или друзовидные сростки гексагональных кристаллов каолинита (фиг. 4, а, б). Игольчатая форма, как известно, свойственна магниезиальным гидросиликатам, некоторым гидрослюдам, в частности глаукониту, но не смектитам, которые, по данным рентгеноструктурного анализа, являются основными компонентами глинистого вещества всех изученных пород.



Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки суспензий глинистых минералов и поверхности скола цеолит-кristобалитовой породы

*a* — дюза каолинита из глинисто-кремнистой породы (обр. 1), суспензия,  $\times 30\,000$ ; *б* — кристалл каолинита (обр. 1), суспензия,  $\times 30\,000$ ; игольчато-лентовидный габитус кристаллов океанического ферримонтмориллонита (обр. 4), суспензия: *в* —  $\times 10\,000$ , *г* —  $\times 30\,000$ ; *д* — Fe-Mп ферримонтмориллонитовая глина (обр. 26), суспензия,  $\times 13\,300$ ; *е* — тот же образец, поверхности скола (растровый электронный микроскоп),  $\times 10\,000$ ; *ж* — наннопланктоно-глинистая порода (обр. 41), суспензия,  $\times 13\,000$ ; *з* — палыгорскитовая глина (обр. 48), суспензия,  $\times 13\,300$  (палыгорскит, и кристаллы каолинита).

Специально проведенное микродифракционное изучение игольчатого минерала позволило получить на краях загнутых чешуек базальный рефлекс с  $d_{(001)} = 12,6 \text{ \AA}$  и однозначно диагностировало монтмориллонитовую природу игольчатого минерала.

Степень раскристаллизации глинистого минерала коррелируется в большей степени с литологическим типом породы, чем с глубиной залегания и определяется пористостью пород, значения которой очень высоки: 66—75%. Только в наиболее глинистых породах пористость снижается до 59%. Наилучшей раскристаллизацией глинистых частичек от-

личаются образцы 1, 2, 4. Панцири радиолярий создают как бы «костяк» в интерстициях, между которыми в полостях раковинок раскристаллизация глинистых минералов осуществляется с наибольшей полнотой. В «шламовых» породах (образцы 5, 6) глинистый минерал окристаллизован гораздо хуже.

Формы кристаллизации ферримонтмориллонита, нестойкость к воздействию кислот, присутствие во всех размерных фракциях не оставляют сомнений в его аутигенной природе. Наличие в океанических осадках вулканогенного монтмориллонита, образующегося при палагонитизации базальтоидной гиалокластике, известно давно, но его выразительные отличия от вулканогенных диоктаэдрических монтмориллонитов континентов известны не были. Отметим, что идентичные ферримонтмориллониты встречаются не только во всех скважинах рейса 2, но и в глинах рейсов 20 (скв. 198) в Тихом и 27 (скв. 259) в Индийском океанах, которые изучали авторы и В. Д. Шутов (Коссовская, Шутов, 1975)<sup>1</sup>. В современных глинистых осадках сходные минералы описали недавно В. И. Муравьев (1974) и И. В. Хворова и др. (1974); правда, игольчатые формы раскристаллизации в них не фиксировались, они появляются позднее — на стадии эпигенеза.

Великолепная огранка кристаллов каолинита, установленная под электронным микроскопом, его частая приуроченность к полостям радиолярий, иногда сопровождающаяся россыпью глобулей пирита, дает основание считать, что определенная часть каолинита (если не весь) новообразована. Формирование аутигенного каолинита в морских осадках связано с созданием локальных участков кислой среды, обусловленной разложением органического вещества. Такие широко распространенные аутигенные каолиниты описаны А. Г. Коссовской, Т. Н. Соколовой (1972) в морских пермских отложениях Полярного и Южного Приуралья, а также ордовике Прибалтики. В глубоководных океанических осадках, где органический материал в своей основной массе часто «не доживает» до стадии диагенеза, такие локальные участки кислой среды создавались, очевидно, в запечатанных раковинах радиолярий, оболочка которых предохранила органическую массу от раннего разложения еще до попадания раковинки в осадок.

**Цеолит-кристобалитовая порода (обр. 7).** Это своеобразная красновато-бурая порода была встречена на глубине 295 м. Она образует прослой относительно слабоуплотненной по сравнению с выше- и нижележащими очень твердыми кремнями, составляющими горизонт А. По отчету глубоководного бурения (Peterson et al., 1970), горизонт А в скв. 8А состоит из чередующихся твердых, сильно окремненных и относительно малоуплотненных пород.

Под микроскопом порода состоит из мелких таблитчатых кристаллов цеолита в 0,005—0,002 мм, иногда до 0,01 мм, погруженных в тонкодисперсную слабо поляризующую глинистоопаловую массу. При скрещенных николях заметна комковатая, иногда «четковидная», текстура породы. Округлые слабоочерченные образования иногда несомненно принадлежат деформированным и перекристаллизованным радиоляриям, иногда биогенная текстура совершенно незаметна, и эти образования напоминают комочки или «капли» перекристаллизованного вулканического стекла. В пределах этих округлых образований цеолиты обычно наиболее крупны и хорошо окристаллизованы. Показатель преломления  $n_{ср} = 1,480$ , двупреломление слабое. Под сканирующим электронным микроскопом (фиг. 2, ж, з) порода состоит почти нацело из глобуль опала или кристобалита с характерной ребристой поверхностью и прекрасно окристаллизованных кристаллов цеолитов; в небольшом

<sup>1</sup> Образцы скважин рейсов 20 и 27 передал в Лабораторию генетической минералогии В. А. Крашенинников.

количестве есть монтмориллонитовый минерал, представленный характерными пластинчато-«оборковыми» образованиями. Если скол породы рассекает эти «оборки», хорошо видна перьевидно-игольчатая структура минерала (фиг. 4, е). Хотя рентгеновское изучение, проведенное отдельно для фракций 0,001—0,002, 0,001—0,005 и 0,005—0,01 мм, показало присутствие только клиноптилолита, под электронным микроскопом отчетливо выделяются две основные морфологические разновидности этого цеолита: призматические кристаллы отчетливо идиоморфные по отношению к другим компонентам породы и таблитчатые, часто с сильно разрушенными и разъеденными гранями (фиг. 4, ж, з). Вероятно, эти два типа клиноптилолитов отличаются по химическому составу; как известно, этот минерал характеризуется большим диапазоном колебаний соотношения Si и Al и катионов Ca, Na и K. Установить это в океанических цеолитах пока не удается, можно только предположить, что призматическая разновидность относится к более устойчивой высококремнистой разновидности, образовавшейся, возможно, за счет использования части Si биогенного происхождения.

**Кремни.** Из плотных пород горизонта А мы располагали двумя небольшими кусочками (обр. 8). Первый из них представляет биокластогенный алевролит, изобилующий зернами глауконита, неправильными остроугольными обломками кварца и обломками кремнистых организмов, сцементированных кремнистой массой. Второй относится к кремнисто-глинистой очень плотной породе. Под микроскопом основная масса имеет слабую агрегатную поляризацию, рассеянные раковины радиолярий замещаются мелкозернистым халцедоном, а камеры их выполнены глобулями опала, халцедона, а иногда агрегатом кварцевых выделений, на некоторых из них заметны гексагонально-призматические контуры роста.

Химический состав пород. Состав собственно глинистого вещества наиболее точно отражен, по-видимому, в обр. 1; судя по минералогическим данным, примесь кремнистых организмов минимальна (табл. 2). Обращает внимание довольно высокое содержание  $Fe_2O_3$ , «ответственного» за специфическую характеристику минерала. Для обр. 4 дана сравнительная характеристика породы, фракции  $<0,001$  и  $0,001—0,002$  мм. Обращает внимание высокое содержание аморфного  $SiO_2$  не только в породе, но и во фракции  $0,001—0,002$  мм. Повышенные значения  $Na_2O$  характерны только для породы и связаны, вероятно, с вулканическими стеклами и плагиоклазами.

#### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД СТАНЦИИ 9

Станция 9 расположена на северо-восточном крыле Бермудского поднятия ( $32^{\circ}37'$  с. ш.,  $59^{\circ}10'$  з. д., глубина 4981 м), находящегося в 185 км западнее Сомской абиссальной равнины. Скважинами 9 и 9а вскрыт разрез глинистых пород от четвертичных до верхнемеловых мощностью 835 м. Верхние 213 м представлены глинисто-биогенными главным образом кокколитовыми, редко глинисто-кремнистыми, породами. С глубины 198 м уменьшается роль биогенно-глинистых пород, с 213 по 835 м разрез состоит только из глин. В интервале 213—680 м органические остатки отсутствуют и возраст определен условно. Слой на глубине 682 м по фораминиферам датированы как эоцен, на глубине 768—835 м — как верхний мел (сенон — кампан). До глубины 488 м породы окрашены в зеленовато-серые тона, ниже появляются коричневатобурые окраски, интенсивность которых нарастает в нижних горизонтах разреза. В основании скважины вскрыты стекловатые базальты, породы, залегающие непосредственно на фундаменте, темно-коричневые, сильно уплотненные, обогащенные, по данным отчета, гроздевидными, ветвящимися марганцевыми включениями (Peterson et al., 1970). В рас-

Типы пород станции 9

Номер образца	Номер станции и интервал отбора, см	Глубина отбора керна, м	Возраст	Характеристика породы	
9	9-5-1—110—112	33	Четвертичные	Биогенно-глинистые алевролиты	
10	9-7-1— 25—27	198	Нижний плейстоцен	Карбонатные (нанноплактоновые) глины	
11	9-7-1— 50—52	198			
12	9-8-2— 77—79	205	Нижний плиоцен	Глина слабобизвестковая	
13	9-8-5— 50—52	213	Верхний миоцен	Глина бескарбонатная	
14	9-9-1— 13—15	301			
15	9-9-6—125—127	311	Миоцен	Глины однородные с фрагментарно-брекчированной текстурой, зеленовато-серые, в нижней части появляются желтоватые окраски, со стяжениями родохрозита	
16	9-10-3— 70—72	314			
17	9-10-5— 98—100	318			
18	9-10-6— 85—87	320			
19	9-11-1—125—127	482—490			
20	9-12-1— 50—52				
21	9-15-5— 20—22	678—682			Эоцен
22	9A-1-1— 23—25				
23	9A-1-4— 77—79				
24	9A-1-5— 26—28				
25	9A-1-6— 60—62				
26	9A-3-1— 76—78	768	Верхний мел (сенон)		
27	9A-3-2— 52—54	770			
28	9A-3-3— 75—77	774			
29	9A-3-4—100—102				
30	9A-4-1—130—132	825		Кирпично-красные плотные породы сильно ожелезненные с включениями марганца	
31	9A-5-1— 75—75	835			

порядки авторов были типичные образцы пород из всех пройденных интервалов. Характеристика пород дана в табл. 3.

В разрезе встречены следующие типы пород.

**Биогенно-глинистые алевролиты (обр. 9).** Порода состоит из глинисто-карбонатной массы с многочисленными обломками кварца, полевых шпатов, слюд, неправильных частичек карбоната с раковинами, фораминифер. Основной фон породы — кокколито-глинистая агрегатно-поляризуемая масса. Глинистое вещество имеет полимиктовый терригенный облик. На дифрактограммах видно присутствие примерно в равных соотношениях деградированной гидрослюды (широкий пик ~9,8 Å), каолинита и хлорита.

**Глины известковистые (образцы 10,11).** Основным компонентом является ферримонтмориллонит — типичный минерал пелагических осадков, о котором сказано выше. Глинистое вещество тесно сегрегировано с кокколитами, среди которых помимо «бубликоподобных» очень много звездчатых форм. В состав глин входит примесь кластогенного материала — слюды, немного хлорита, кварца, постоянно присутствие 10% каолинита.

**Глины ферримонтмориллонитовые с фрагментарно-брекчированными текстурами и рассеянным родохрозитом (обр. 12—21).** Мощная толща глин с 205 до 490 м отличается высокой однородностью минералогопетрографического и химического составов (табл. 4).

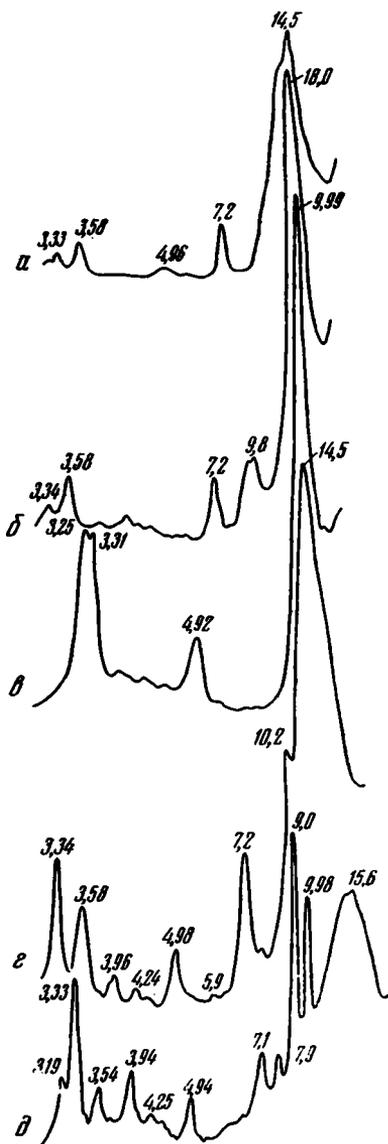
**Микроскопия.** Текстурированной особенностью описываемых глин являются специфические брекчированно-фрагментарные текстуры, отчетливо проявляющиеся при скрещенных николях по разному погасанию отдельных блоков, имеющих обычно резкие остроугольные ограничения. На границах блоков иногда видна каемочка иначе ориентированного и лучше окристаллизованного глинистого вещества. Интенсивность брекчированности нарастает вниз по разрезу. Образование этих текстур пока неясно. Отнести формирование их за счет вторичных деформаций при бурении нельзя, глины сохраняют высокую влажность (~20%), и





Фиг. 5. Дифрактограммы железисто-марганцевой ферримонтмориллонитовой глины с клиноптилолитом (обр. 22)

Фракция, мм: <0,001, образцы: а — природный, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 550° С; г — 0,001—0,002, образец: природный; д — 0,002—0,005, образец: природный



родохрозита не находит четкого отражения в содержании  $MnO$ , хотя в валовом составе пород оно превышает кларк (обр. 13—0,11 и обр. 19—0,37%) и нарастает вниз по разрезу.

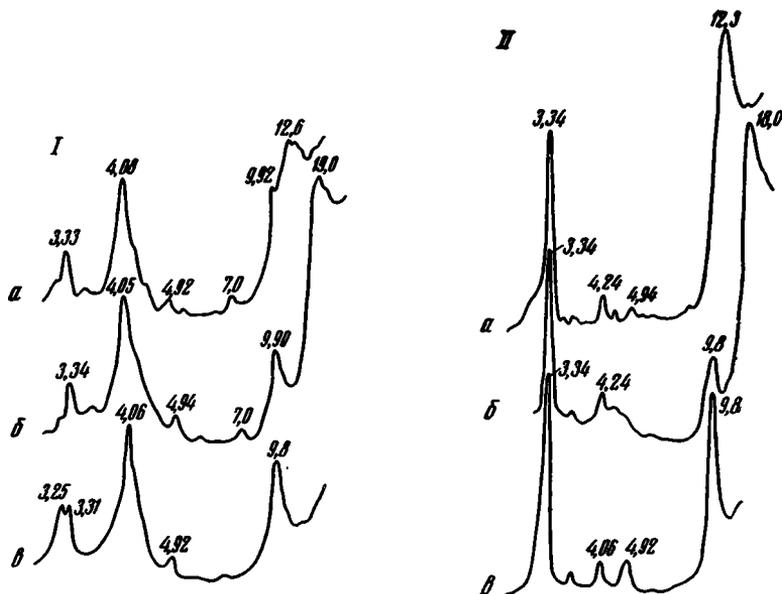
**Железисто-марганцевые ферримонтмориллонитовые глины с клиноптилолитом** (обр. 22—28). Текстульная и минералогическая характеристики глин близки к вышеописанным, но в то же время отличаются рядом характерных особенностей, интенсивность проявления которых нарастает сверху вниз. Характерно увеличение содержания окисного железа, отсутствие закисного (за исключением обр. 24), высокое содержание  $MnO$  в валовом составе пород и особенно во фракции <0,001 мм (табл. 4). Маленькие навески полученных образцов не позволили установить, все ли железо входит в состав структуры ферримонтмориллонита. Остались также неизученными формы распространения рассеянного марганца. Только в образцах 22, 24 были обнаружены микроконкреции железистого родохрозита размером 0,5—0,8 мм (фиг. 2, д). В тонкой фракции этого образца фиксируется закисное железо и повышенное содержание  $CO_2=0,70\%$  (табл. 4).

Основным глинистым минералом остается ферримонтмориллонит, характеризующийся игольчатыми формами кристаллизации (фиг. 4, д). В интервале 678 м (образцы 22, 23) появляются Са-разновидности с  $d_{(001)прпр}$  13,6—14,5 Å, на глубине 682 м и до основания разреза вновь присутствуют Na-монтмориллониты с  $d_{(001)прпр}=12—12,6$  Å (фиг. 5). Примесь гидрослюдистого и каолинитового компонентов крайне незначительна. Начиная с обр. 22, в глинах появляется клиноптилолит, приуроченный обычно к фракциям 0,001—0,002, 0,002—0,005 и реже 0,005—0,01 мм. Рентгеноструктурная характеристика его идентична таковой обр. 7. Во фракции 0,002—0,005 мм обр. 22 наряду с рефлексами клиноптилолита и обычным широким пиком ~15,6 Å ферримонтмориллонита, кристаллизующегося по стеклу, присутствуют острые интенсивные рефлексы мусковитоподобного минерала (фиг. 5, д).

В иммерсионных препаратах среди обломков свежих и палагонитизированных стекол, агрегатов ферримонтмориллонита, кристалликов клиноптилолита встречаются также иголки длиной 0,003—0,005 мм сильно двупреломляющего минерала с показателем преломления выше канадского бальзама. Этот минерал можно условно отнести к мусковитоподобному. Сказать что-либо окончательное о генезисе слюдяного мине-

рала пока трудно, однако отнести его к терригенной составляющей вряд ли правомочно. Интересно упомянуть, что Дж. Р. Канн (1973) описывает новообразованный мусковит в составе продуктов ретроградного метаморфизма и гальмиролиза базальтов океанического дна. Источником  $K_2O$  он считает морскую воду. Этот важный факт, к которому мы вернемся, заставляет пересмотреть отношение к гидрослуде в океанических осадках только как к терригенному компоненту и обратить в дальнейшем особое внимание на кристаллохимическую типизацию океанических слюдястых минералов.

**Ферримонтмориллонитовые глины с кристобалитом и кварцем** (обр. 29—31). В нижней части интервала 774 м текстуры глин приобретают брекчиевидно-агломератовые характеры. При скрещенных николях хорошо видны отдельные фрагменты с неправильными или несколько



Фиг. 6. Дифрактограммы ферримонтмориллонитовых глин с кристобалитом и кварцем

I — обр. 29, фракция  $<0,001$  мм; II — обр. 31, фракция  $<0,001$  мм  
Образец: а — природный, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при  $550^{\circ}C$

окатанными очертаниями разного размера и ориентировки (фиг. 2, г). Отдельные фрагменты имеют таблитчатую или призматическую форму, на некоторых заметны следы двойникования или спаянности, позволяющие предположить, что это «тени» кристаллов плагиоклазов и, возможно (?), пироксенов, нацело замещенные глинистым веществом. В интервале 825—835 м брекчирования текстуры не наблюдалось. В породах встречаются рассеянные раковины радиолярий, редкие фораминиферы, неправильные обломки стекла, замещенные друзовидными скоплениями клиноптилолита. Основным глинистым минералом остается ферримонтмориллонит. В составе пород резко возрастает содержание кремнезема (табл. 4). В верхней части интервала присутствует кристобалит, внизу появляется кварц; это однозначно фиксируется по данным химического и рентгеноструктурного анализов (фиг. 6). Эта резкая смена кристобалита кварцем связана, скорее всего, с контактовым воздействием базальтов, встреченных в забое скважины.

Станция 12 расположена в 400 км северо-западнее островов Зеленого мыса (19°40' с. ш., 26° з. д., глубина 4557 м). Тремя скважинами — 12В, 12D и 12С — вскрыт разрез осадков мощностью 218,5 м. Скважина 12D не вышла из четвертичных осадков. Мы располагали материалами только скважин 12В и 12С. Характеристика изученных пород и индексация проб представлены в табл. 5.

Серые карбонатные илы и глины четвертичного и плиоценового возраста прослеживаются до глубины около 41 м, в интервале 41—46 м они переслаиваются с бескарбонатными глинами палевых тонов, обогащенными вулканогенным материалом. Ниже 46 м осадки представлены бескарбонатными вулканогенными, алевротуффитовыми глинами с кремнисто-биогенными и терригенно-алевритовыми компонентами. Светлые, желто-палевые алевротуффитовые однородные глины на глубине 58 м приобретают специфическую брекчиевидную структуру за счет обогащения обломками измененных туфов. Брекчиевидные глины сменяются по разрезу темно-коричневыми глинами с повышенным содержанием марганца (MnO до 1% во фракции 0,001—0,002 мм). Крупные фракции этой глины (обр. 47) представлены обломками до 0,5 см коркоподобных агрегатов, составляющих 15 вес. % от всего образца. Агрегаты представлены тодорокитом, цементирующим разложенные вулканические стекла (Ломова, 1975<sub>1</sub>).

Пальгорскитовые глины эоцена, начинающиеся с 85 м, не представляют собой однородную толщу. Отмечены маломощные прослои цеоли-

Таблица 5

Типы пород станции 12

Номер образца	Номер станции и интервал отбора, см	Глубина отбора зерна, м	Возраст	Характеристика породы		
41	12С-4-2—40—42	37	Плиоцен	Глина темно-серая, наннопланктон-фораминиферовая		
42	12С-4-2—100—102	38				
43	12С-5-1—135—137	38	То же	Глина желто-палевая, алевротуффитовая (обр. 42) в тонком переслаивании с наннопланктон-фораминиферовыми (обр. 43). Свежие и разложенные вулканические стекла разной основности		
44	12С-5-2—60—71	48	»	Глина серовато-желтая, алевротуффитовая, участками брекчиевидная, с обломками измененных туфов		
45	12С-5-3—69—71	49				
46	12С-6-1—144—146	59				
47	12С-6-2—15—17	59				
48	12С-9-2—25—27	85	Эоцен	Глина темно-коричневая, алевротуффитовая с коркоподобными обломками тодорокита; вулканические стекла преимущественно основные, разложенные, санидин, единичные обломки мелилита		
49	12С-10-1—100—102	97				
50	12С-11-1—1—73—75	104				
51	12С-12-1—85—87	114				
52	12В-1-1—22—24	114				
53	12В-2-1—135—137	162			То же	Глина светло-серая, пальгорскитовая со смектитами, каолинитом и вулканическими стеклами, цеолитами, санидином и незначительной примесью терригенного кварца и полевых шпатов; в обр. 52 в крупных фракциях тодорокит и мелилит
54	12В-2-2—40—42	162				

Таблица 6

## Химический состав пород и фракций станции 12

Возраст	Номер образца	Окислы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	CO <sub>2</sub>	C	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	SiO <sub>2</sub> кв	SiO <sub>2</sub> аморф.	
Плиоцен	41	А	25,00	0,68	7,94	3,55	0,26	29,74	1,28	0,10	1,43	1,51	3,48	1,59	22,80	0,04	0,08	99,51	Н.о.	Н.о.	
		Б*	50,00	1,36	15,94	7,40	0,52	1,48	2,56	0,20	2,86	3,02	6,96	3,18	Нет	0,08	0,16		Н.о.	Н.о.	
		А	44,10	0,80	21,50	9,42	0,11	1,84	2,84	0,14	0,39	2,07	10,60	5,84	0,10	0,20	0,18	100,13	Н.о.	Н.о.	
	42	А	44,98	0,80	21,50	13,72	0,13	0,54	3,18	0,30	0,25	2,44	7,29	4,58	Нет	Нет	0,12	99,83	3,83	3,85	
		Б	47,03	1,12	18,61	12,85	0,11	1,08	3,58	0,26	0,30	2,44	7,23	5,30	»	»	0,11	100,01	0,83	3,64	
	43	Б	28,32	0,57	8,14	5,14	0,27	26,26	1,50	0,14	1,22	1,73	3,66	2,40	19,75	0,27	0,15	99,57	Н.о.	1,89	
		А	51,8	1,04	14,9	9,4	0,49	2,11	2,74	0,26	2,23	3,16	6,68	4,39	Нет	0,49	0,27		Н.о.	Н.о.	
	44	Б*	47,11	0,78	22,39	7,81	0,51	0,20	3,19	0,11	0,44	0,71	9,48	4,72	0,33	Нет	0,13	99,91	Н.о.	Н.о.	
		А	47,42	1,02	20,44	9,60	0,23	1,54	2,43	0,28	0,21	2,44	7,37	6,45	Нет	»	0,34	99,77	1,76	1,75	
	45	Б	46,86	0,82	21,52	9,06	Нет	0,34	3,16	0,22	0,32	2,32	9,92	5,10	»	0,28	0,11	100,03	Н.о.	Н.о.	
		А	52,49	0,11	18,64	8,57	»	1,97	1,63	0,31	1,42	2,63	6,45	5,08	»	0,27	0,24	99,81	12,04	Н.о.	
	47	Б	47,46	0,54	21,84	7,96	»	0,30	2,70	0,32	0,36	2,10	10,75	5,92	0,11	0,28	0,10	100,14	Н.о.	Н.о.	
		А	52,14	1,16	20,24	7,55	»	0,67	2,47	0,46	1,74	2,30	7,29	3,88	Нет	0,11	0,22	100,23	12,48	1,31	
		Б	46,01	1,05	21,89	12,86	0,09	0,86	2,65	0,51	0,25	1,93	7,07	4,81	»	0,11	0,13	100,24	0,53	3,08	
	Эоцен	51	А	53,31	0,61	11,82	4,35	0,51	1,10	6,62	0,02	1,35	2,37	7,08	7,08	Нет	0,52	0,64	100,29	Н.о.	1,89
			Б	51,99	0,68	12,67	3,99	0,86	0,70	8,04	0,06	0,68	2,11	10,30	6,72	»	0,63	0,64	99,77		5,79
		52	А	53,95	0,48	13,60	5,58	0,26	0,28	6,50	0,05	1,92	2,57	9,62	4,76	»	0,33	0,20	100,13	5,42	2,80
			Б	52,27	0,85	12,83	5,27	0,43	0,64	7,19	0,02	0,55	2,11	8,97	7,37	»	0,14	0,92	99,56	0,75	6,16
53		А	52,61	0,50	9,91	6,87	0,25	2,85	6,78	0,06	2,22	1,92	9,60	4,33	»	0,51	1,80	100,21	4,72	5,95	
		Б	54,77	0,68	11,46	4,46	0,50	1,29	7,11	0,03	0,55	1,61	9,67	7,20	»	0,28	0,69	100,3	2,31	2,52	
54		А	53,33	0,85	9,96	5,83	0,42	1,63	6,26	0,02	1,70	1,95	7,91	7,72	0,24	1,22	0,50	99,55	Н.о.	Н.о.	
		Б	54,16	0,68	11,51	3,41	1,14	0,94	7,38	0,01	0,49	1,61	10,47	7,72	Нет	0,74	0,69	100,45	1,06	3,36	

\* Пересчитано на бескарбонатное вещество. А — фракции &lt; 0,001 мм; Б — порода.

товых глин, вулканических пеплов, кремней, радиоляриевые пиритизированные осадки.

**Карбонатные глинисто-биогенные породы.** Микроскопия. Образцы 41 и 43 представлены однотипными наннопланктон-фораминиферовыми темно-серыми илами. Структура органогенная и алевро-пелитовая. Текстура массивная, участками слоистая, с ориентацией удлинённых зерен, чешуек слюды и глинистых агрегатов. Отмечена пятнистость, обусловленная ходами илоедов, выполненными более свежим алевритовым материалом. Основная масса породы состоит из тонкоагрегатного карбонатно-глинистого вещества. Органогенная часть (до 60% всей породы), представленная обломками и сохранными формами фораминифер и кокколитов, распределена неравномерно. Стенки фораминифер сложены веерно-поляризующими шестоватыми агрегатами кальцита. Степень раскристаллизации карбонатных панцирей и глинистого материала нарастает с глубиной. Внутренняя часть фораминифер часто выполнена тонкокристаллическим агрегатом слабополяризующего глинистого минерала ( $n > 1,54$ ), скорее всего, каолинита, цементирующего пластинки цеолитов и редкие глобулы глауконита. В глинисто-карбонатном цементе рассеяны корродированные зерна кварца размером до 0,07 мм. Корродированы и изменены полевые шпаты, составляющие 5—10% фракции  $> 0,01$  мм и представленные кислыми и основными разновидностями. Присутствуют тонкие, слюдopodobные чешуйки гидроокислов железа, изъеденные пластинки слюд мусковитового и биотитового рядов, редкие четкие таблички бесцветных цеолитов (клиноптилолит). В иммерсионных препаратах отмечены вулканические стекла разной основности ( $\text{SiO}_2$ —55—45%), зерна циркона, единичные обломки моноклинного пироксена и цоизита. Основные стекла чаще всего разложены и замещены агрегатно-поляризующим палагонит-пелитовым веществом от желтовато-оранжевого до серовато-зеленого цвета. Кислые стекла свежие, форма их раковисто-оскольчатая.

**Состав глинистого вещества.** Во фракциях  $< 0,001$ —0,005 мм основным компонентом является ферримонтмориллонит. В более крупных фракциях преобладает кальцит, присутствуют кварц, полевые шпаты, каолинит, отмечены следы хлорита и слюды. Электронная микроскопия суспензии породы показала доминирующее содержание игольчатого ферримонтмориллонита, идентичного описанному в скважинах 8 и 9 в ассоциации с нормальным облакоподобным монтмориллонитом, каолинитом, обломками и сохранными формами «бубликоподобных» и «звездчатых» кокколитов (фиг. 4, ж). По химическому составу карбонатные биогенные глины идентичны описанным в скв. 9 (табл. 6). Силикатная часть (фракция  $< 0,001$  мм), полученная после избавления от карбонатов методом электролиза, отвечает составу ферримонтмориллонитовых алевротуффитовых глин, находящихся в переслаивании с карбонатными (обр. 42), а в интервале 41—59 м составляющих весь разрез осадков.

**Вулканогенные алевротуффитовые однородные глины** (образцы 42, 44, 45). По петрографическим и минералогическим особенностям, химическому составу (табл. 6) аналогичны ферримонтмориллонитовым глинам скважин 8 и 9.

**Брекчиевидные глины.** Представляют собой обломки туфов, замещенных мелкокристаллическим цеолит-пелитовым агрегатом и погруженных в нормальную ферримонтмориллонитовую глину. Эти глины, как и марганцовистые ферримонтмориллонитовые глины с тодорокитовыми корками (обр. 47), подробнее охарактеризованы в статьях О. С. Ломовой (1975<sub>1, 2</sub>).

**Палыгорскитовые глины** (образцы 48—54). На характеристике мощной толщи палыгорскитовых глин мы остановимся очень кратко, отсылая читателя к статьям О. С. Ломовой, посвященным этому объекту. Харак-

терной особенностью описываемых глин является их необычный парагенез с прекрасно окристаллизованным каолинитом (фиг. 4, з). Содержание последнего около 10% в верхней части толщи, внизу он исчезает.

Анализ имеющегося фактического материала позволил сделать вывод, что происхождение мощной толщи (до 150 м) палыгорскитовых глин в Восточной Атлантике связано с процессами диагенетической переработки специфической щелочно-базальтовой вулканокластики подводного и наземного происхождений. Этот процесс интенсифицировался, по-видимому, синхронным проникновением и воздействием на осадок глубинных Mg-термальных растворов. Свидетелем того, что первичным сырьем для формирования палыгорскитовых глин служат продукты щелочно-базальтоидного вулканизма, является такая ассоциация минералов, как санидин, мелилит, гельвин, сопровождающая обломки разложенных основных стекол, замещенных палыгорскитом, и встреченная во фракциях  $>0,01$  мм (Ломова, 1975,). Происхождение каолинита в такой, казалось бы, чуждой ему обстановке объясняется, по-видимому, тем же процессом, что был описан при изучении глин других скважин.

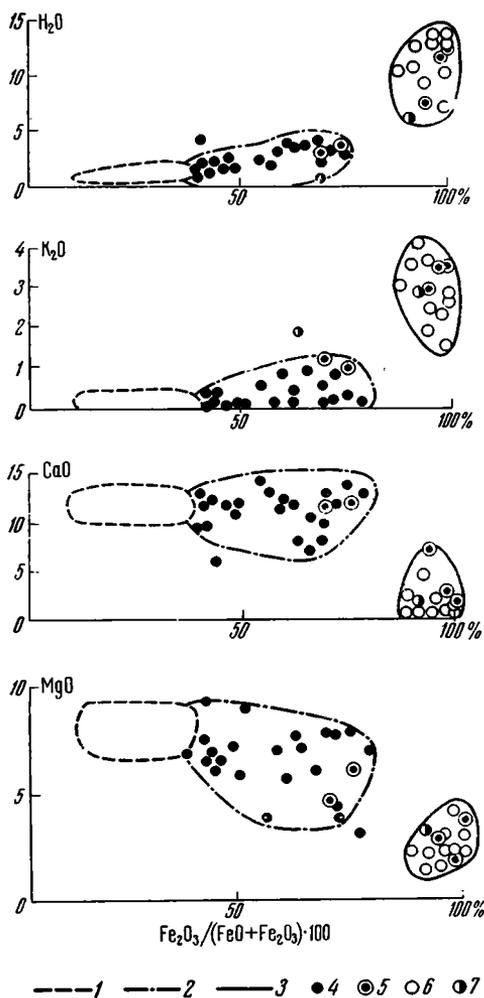
### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные материалы позволяют осветить ряд новых особенностей формирования минерального состава океанических глинистых отложений и наметить специфику их эпигенетического преобразования.

В изученных пелагических осадках собственно терригенная составляющая играет очень незначительную роль. Обломочный поликомпонентный состав имеют только плейстоценовые глины скв. 9. Во всех других породах терригенный материал присутствует в виде небольшой «загрязняющей» примеси.

Выясняется, что само представление о терригенном материале в пелагических осадках требует уточнения. Далеко не все материалы, считавшиеся «чуждыми» океаническим осадкам, должны рассматриваться только как принесенные с континента. Примером может служить каолинит, считавшийся надежным индикатором континентального сноса. Из приведенных данных очевидно, что существенная часть каолинита — аутигенная, связанная с формированием локальных участков кислой микросреды в осадках, возникающих при разложении органических остатков. То же в известной степени относится к кварцу — второму индикаторному минералу континентального сноса. Встреченные в осадках свежие прозрачные бипирамидальные или остроугольно-оскольчатые зерна кварца могут иметь частично «местное» происхождение, связанное с разрушением и переотложением продуктов изменения магматических пород дна океана, вулканизмом или перекристаллизацией биогенного кремнезема. Ряд исследователей описывает новообразования кварца среди продуктов подводного преобразования магматических пород Срединно-Атлантического хребта (Канн, 1973; Аументо и др., 1973). Аутигенный кварц обнаружен в перекристаллизованных раковинах радиолярий (скв. 8), в измененных базальных породах (скв. 9). Несомненно, что одной из важных методических задач изучения океанических осадков является выявление признаков, позволяющих типизировать и отличать минералы, связанные с континентальным сносом и разнообразными процессами минералообразования, происходящими в системе самого океана.

Основной глинистый минерал в биогенных нанопланктоновых и радиоляриевых породах и в собственно глинистых — ферримонтмориллонит. Нестойкость к воздействию кислот, высокая железистость и своеобразная тонкоугольчатая форма являются специфическими особенностями этого минерала, позволяющими определить его как океанический монтмориллонит и дать его отличительные признаки от вулканогенных монтмориллонитов, широко известных на континентах. Стоит отметить,



Фиг. 7. Направленность гальмиролитического разложения океанических базальтов (Метьюз, 1973) и состав океанических глин (материалы авторов, рейсы 2, 20)

Поле: 1 — толеитовых океанических базальтов, 2 — разложённых океанических базальтов, 3 — океанических глин; анализы: 4 — разложённые базальты, 5 — породы банки Суоллоу; 6 — пелагические глины рейсов 2, 20, 27; 7 — средний состав океанических красных глин по Ф. В. Кларку (Clarke, 1924)

что океанические монтмориллониты в составе пелагических глин описывали давно (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Peterson, Griffin, 1964, и др.), однако характерные свойства, позволяющие отличить его от вулканогенных монтмориллонитов, поступающих с континентов, известны не были.

Изучение химического состава ферримонтмориллонитовых глин показало их значительную однородность, хотя при этом отчетливо выявилось существование двух групп: собственно ферримонтмориллонитовых и железисто-марганцевых ферримонтмориллонитовых глин.

Интересные сведения дало сравнение химико-минералогического состава пелагических глин с продуктами подводного преобразования океанических базальтов. Первым исследователем, подробно изучившим продукты из-

менения более 300 образцов базальтов, драгированных в северо-восточной Атлантике (банка Суоллоу и Западные горы), был Д. Х. Метьюз. Хотя эта работа была выполнена еще в 1961 г., широкую известность она приобрела лишь через 10 лет (Matthews, 1971). Д. Х. Метьюз показал динамику направленного подводного преобразования вулканического стекла в глинистые минералы, выражающегося рядом сидоромелан → девитрифицированное стекло → палагонит → глинистое вещество. Несмотря на то, что Д. Х. Метьюз называет глиноподобные минералы хлорофеитом или фиброхлорофеитом, по данным рентгеновского изучения, это типичные минералы группы монтмориллонита:  $d_{(001)}$  природного образца = 13,8 А, насыщенного глицерином — 18,8 А. В процессе последовательного разложения базальтов увеличивается содержание  $Fe_2O_3$ , уменьшается  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$  и резко возрастает содержание  $K_2O$  и  $H_2O$  (табл. 7, фиг. 7).

В последние годы появился целый ряд исследований, в которых освещается характер подводных преобразований образцов базальтов, полученных при драгировании главным образом в Атлантике и глубоководном бурении «Гломар Челленджера» (Melson, Thompson, 1973; Hart, 1973; Melson, 1973; Thompson, 1973). Изменения драгированных базальтов выражены сильнее, чем базальтов из керна, однако характер процесса остается тем же, что был установлен Д. Х. Метьюзом. Сравнительная характеристика свежих и разложённых базальтов приведена в:

Сравнительная характеристика продуктов подводного изменения базальтов и океанических глин

	Окис- лы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1		49,3	1,5	17,0	2,3	6,8	11,7	7,2	0,2	2,7	0,2	1,3	1,3	Нет	99,9
2	а	48,14	1,29	13,37	9,18	2,84	11,46	6,22	0,08	2,19	0,96	1,94	2,20	0,15	99,90
	б	49,31	1,25	17,21	6,27	2,52	11,16	4,71	0,16	2,73	1,45	2,02	1,15	0,16	100,10
3	а	47,11	1,55	18,37	8,74	0,16	2,34	1,84	0,14	2,41	3,48	8,52	5,20	0,22	100,08
	б	50,4	1,39	16,8	—	9,2*	12,3	7,3	0,13	2,54	0,43	Н. о.	Н. о.	Н. о.	100,49
4	а	43,6	1,61	21,1	—	14,0*	1,79	4,3	0,02	0,77	2,54	Н. о.	Н. о.	Н. о.	89,73
	б	50,92	1,28	16,29	9,91**	—	12,09	8,17	Н. о.	2,72	0,17	Н. о.	Н. о.	0,19	101,74
	в	42,22	2,22	17,49	15,64**	—	0,62	1,99	Н. о.	2,43	3,26	Н. о.	Н. о.	0,04	86,14
	г	51,15	1,24	15,31	10,36**	—	11,97	8,24	Н. о.	2,43	0,08	Н. о.	Н. о.	0,19	100,97
5	а	44,68	1,92	18,76	14,73**	—	0,42	2,34	Н. о.	1,45	3,66	Н. о.	Н. о.	0,03	87,99
	б	50,70	0,79	19,35	7,48	0,77	0,80	2,49	0,08	0,34	2,38	7,04	6,45	0,20	99,46
	в	48,84	0,57	16,46	11,33	Следы	1,05	2,64	1,21	0,34	2,29	7,49	7,27	0,19	100,4
6	а	54,35	0,46	15,21	8,60	Следы	0,62	2,08	0,69	2,17	2,47	6,28	6,95	0,18	99,32
	б	54,48	0,98	15,94	8,66	0,84	1,96	3,31	1,21	2,05	2,85	7,04	7,04	0,30	96,62
6	б	55,51	0,85	17,04	6,80	1,25	1,19	3,56	0,48	1,64	3,24	6,44	6,44	Н. о.	100

1 — средний состав океанических базальтов (Engel et al., 1955); 2 — продукты разложения базальтов банки Суоллоу: а — стекло, б — гипокристаллическая масса, в — наиболее измененная порода (Метьюз, 1973); 3 — стекло и продукты разложения базальтов из скв. 10, рейс 2: а — свежее «материнское» стекло, б — разложенное стекло (Thompson, 1973); 4 — стекло и палагониты базальтов из скважин DSDP, рейсов 5, 3, 22 (а, б — скв. 39, рейс 5; в, г — скв. 19, рейс 3): а, в — свежее стекло, б, г — палагонит; (Melson, 1973); 5 — средний состав ферримонтмориллонитовых, Fe-Мп-ферримонтмориллонитовых глин и наннопланктоновых глинистых пород, скважины 8, 9, 12, рейс 2: а — фракция <0,001 мм ферримонтмориллонитовых глин и пород (15 образцов), б — фракция <0,001 мм Fe-Мп-ферримонтмориллонитовых глин (6 образцов), в — Fe-Мп-ферримонтмориллонитовые глины (среднее из 5 образцов); 6 — средний состав красных глубоководных глин: а — по Ф. В. Кларку (Clarck, Washington, 1924), б — тихоокеанские красные глины (Garrels, Makkenzi, 1971).

\* Fe<sub>общ</sub> как FeO (на микроанализаторе); \*\* Fe<sub>общ</sub> как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (на микроанализаторе).

табл. 7. Во всех случаях основным новообразованным минералом является железистый смектит. Особенно интересным и неожиданным оказалось то, что в процессе глинизации резко возрастает содержание  $K_2O$ —2,5—3,5%.

Присутствие К, элемента чуждого обычным толеитовым базальтам, по мнению всех исследователей, является результатом адсорбции его из морской воды глинистыми минералами. Р. А. Харт устанавливает прямую корреляцию между содержанием  $K_2O$ , степенью выветрелости базальтов и их удаленностью от центральной части Срединно-Океанических хребтов (Hart, 1973).

На графике из работы Д. Х. Метьюза (1973) нанесены данные химического состава мезозойско-кайнозойских ферримонтмориллонитовых глин скважин 8, 9, 12 рейса 2, скв. 198 рейса 27, полученные авторами, а также средний состав современных красных глубоководных глин, по Ф. В. Кларку (Clarke, Washington, 1924) и Р. М. Гаррелсу, Ф. Т. Маккензи (Garrels, Makkenzi, 1971). На нем видно, как близко совпадают химические составы глинистого вещества пелагических осадков и конечных продуктов разложения базальтов (фиг. 7). Показательно, что максимально приближены к продуктам разложения базальтов наиболее «чистые» глины, либо фракция  $<0,001$  мм биогенных и глинистых осадков, представляющая собственно глинистую составляющую без примеси обломков кремнистых организмов или вулканических стекол, ответственных за повышенное содержание  $SiO_2$  и  $Na_2O$  (до 1,2—2%), в валовом составе пород (табл. 2, 4, 6, 7). Состав глин как бы продолжает и завершает процесс видоизменения базальтов под воздействием океанической воды. По-видимому, *высокая химическая и минералогическая однородность глубоководных океанических ферримонтмориллонитовых глин является следствием их образования за счет разложения однородных океанических базальтов*<sup>2</sup>.

Своеобразные брекчиевидно-фрагментарные текстуры глин, напоминающие растрескавшееся вулканическое стекло (фиг. 2, в, г), а также новые данные Х. Тазиева (Tazieff, 1973) о значимости подводного вулканизма и огромном объеме гиалокластики, участвующей в построении океанического дна, подтверждают это.

Помимо фоновых ферримонтмориллонитовых глин, близких к продуктам гальмиролитического разложения базальтов, среди пелагических глин широко известны железисто-марганцовистые «красные» ферримонтмориллонитовые глины с  $Fe_2O_3$  7—8,  $MnO > 0,5—1\%$ . Эти глины хорошо изучены в современных осадках Тихого и Индийского океанов, для которых в основном и выведены значения среднего химического состава красных глин (Peterson, Griffin, 1964; Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Лисицына, Дворецкая, 1972; Garrels, Makkenzi, 1971, и др.).

В изученных авторами разрезах абиссальных равнин Атлантики (скважины 8, 9, рейс 2) они приурочены к верхнемеловым и эоценовым слоям. На западном склоне Срединно-Атлантического хребта они встречаются в миоцене (скв. 10), на восточном — на границе плиоценовых и эоценовых осадков (скв. 12), в Тихом и Индийском океанах они очень широко распространены в современных мезозойских осадках. Эти глины обычно имеют повышенные концентрации Cu, Ni, Zn, Pb. В скв. 9 это также характерно для Fe-Mn-эоцен-верхнемеловых глин интервалов 678—684 и 764—774 м, как это показали Д. Брути и Р. Честер (Bruty et al., 1973), изучавшие распределения микроэлементов в образцах интервалов, исследованных нами.

Имеется, по-видимому, целая гамма переходов от железо-марганцевых, ферримонтмориллонитовых пелагических глин до рудоносных

<sup>2</sup> Последние материалы глубоководного бурения показали, что океанические базальты отличаются не столь высокой однородностью, как считали по данным драгирования (Christensen et al., 1973), однако вывод об однородности океанических базальтов и величина их среднего состава, предложенные А. Е. Г. Энгелом и др. (Engel et al., 1965), сохраняют свое значение.

Fe-Mn осадков с нонтронитом или Fe-Mn сапонитом — типичных минералов областей интенсивного спрединга. Эти минералы хорошо известны в парагенезе с рудоносными отложениями Красного моря, Восточно-Тихоокеанского поднятия (Bischoff, 1972; Hackett, Bischoff, 1973; Saburo et al., 1974) и недавно описаны в образцах пород, драгированных на Срединно-Атлантическом хребте (Banks, 1972). Можно, по-видимому, считать, что образование Fe-Mn ферримонтмориллонитовых глин происходит при суммировании материала палагонитизированной гналокластики и гидротермального привноса дополнительных порций Fe, Mn и ряда микроэлементов, осуществляющегося в условиях высокой проницаемости океанической коры.

К. Бостром (Böstrom, 1972) показал, что имеется тесная зависимость между коэффициентом (Fe+Mn):Al и скоростью растяжения океанического дна. По-видимому, коэффициент может быть широко использован не только для собственно рудоносных, но и глинистых осадков с повышенным содержанием Fe и Mn как показатель степени проницаемости коры в различные временные интервалы на разных площадях.

Очень интересна палыгорскит-сепиолитовая ассоциация в океанических осадках. Подробное изучение уникальной эоценовой толщи палыгорскитовых глин мощностью свыше 100 м в восточной Атлантике на площади от островов Зеленого Мыса до о. Мадейра (скв. 12, рейс 2 и скважины 137—141, рейс 14) позволило получить ряд принципиально новых геологических выводов. Область распространения глин пространственно совпадает с активной тектонической зоной — предполагаемым меридиональным разломом, параллельным Атлантическому хребту, и рядом пересекающих его глубинных разломов. В позднем мелу и эоцене эта площадь служила ареной бурного проявления щелочно-базальтового вулканизма. Установлено, что образование палыгорскитовых глин тесно связано с подводным разложением крайне неустойчивой базальтоидно-щелочной вулканокластики и синхронным поступлением глубинных магнезиальных растворов (Ломова, 1975<sub>1, 2</sub>). По-видимому, многие другие локальные проявления сепиолит-палыгорскитовой минерализации, обнаруженные в Атлантическом океане (Bonatti, Joensuu, 1968; Hathaway, Sachs, 1965, и др.) и приуроченные к тектонически активным зонам, имеют механизм формирования.

Таким образом, можно ожидать, что магнезиальные глины в океанических осадках окажутся индикатором глубинного поступления по разломам магнезиальных растворов, сопровождающих определенный тип основного щелочного вулканизма.

Резюмируя вышесказанное, уже сейчас очевидно, что в океанах на общем фоне ферримонтмориллонитовых глин — продуктов разложения толеитовых базальтов — присутствуют специфические глины, которые могут рассматриваться как определенные индикаторы, способные фиксировать различные типы активных геологических обстановок. Более широко распространенные Fe-Mn глины связаны с областями быстрого расширения океанического дна и, вероятно, региональными областями повышенной проницаемости океанического дна. Картирование их временного и пространственного распространения может осветить определенные этапы активизации в истории геологического развития океана. Магнезиальные глины являются, по-видимому, индикаторами глубинных разломов, областей проявления основного щелочного вулканизма и поступления магнезиальных растворов в участках пересечения разломных зон.

На особенностях эпигенетического преобразования глинистых осадков мы остановимся очень коротко, так как этот вопрос частично освещен (Коссовская, 1975<sub>1, 2</sub>; Коссовская, Шутов, 1975). Изучение 834-метровой толщи глин скв. 9 показало, что вниз по разрезу увеличивается степень игольчатой кристаллизации ферримонтмориллонита. Начальные ее формы появляются на глубине около 300 м в миоценовых (?) — верх-

незоценовых слоев. В меловых породах скважин 198 и 259 (рейс 20 и 27) игольчатые формы появляются уже на глубине около 200 м. Для образования этих своеобразных форм раскристаллизации ферримонтмориллонита благоприятно продолжительное воздействие на осадок большого давления столба океанической воды (свыше 0,5 кбар).

В этих условиях не происходит быстрого отжимания поровых вод и уплотнения осадков, как это имеет место в мелководных эпиконтинентальных бассейнах, в результате чего длительно сохраняется высокая влажность и пористость глин. На глубине 60 м пористость равна 70—60%, 198—457 м — 50—45%, в дальнейшем она меняется очень мало и равна на глубине 762 м 43—40%. В третичных и мезозойско-кайнозойских глинах континентов пористость на глубине 750—800 м не более 20—25%. Таким образом, в океанических глинах зарождение кристаллитов осуществляется в условиях высокой проницаемости осадка, обеспечивающей формирование своеобразного тиксотропного костяка, который в дальнейшем благоприятствует сохранению пористости и разрастанию ферримонтмориллонита.

Характерно, что при эпигенезе не наблюдается каких-либо изменений в структуре ферримонтмориллонита, в частности обычной при эпигенезе на континентах гидрослюдизации. Процесс захвата К осуществляется, по-видимому, на очень ранних этапах своеобразного пелагического диагенеза, осуществляющегося при очень низких скоростях осадконакопления, и ждет своего детального и минералого-кристаллохимического исследования и интерпретации. Мы пока не знаем кристаллохимических типов ферримонтмориллонитов и особенностей фиксации К в глинистых образованиях, где он может присутствовать в составе межслоевых катионов, в виде смешанослоистых образований в смектитах или, наконец, фиксироваться в появлении новообразованных слюд. Формирование аутигенных серицита и мусковита в продуктах изменения океанических базальтов отмечали многие исследователи (Канн, 1973; Аументо и др., 1973; Метьюз, 1973). Присутствие этих необычных для океанических пород минералов Дж. Р. Канн объясняет тем, что минеральные системы были, по-видимому, открыты для реализации  $K_2O$  из морской воды. Возможно, что подобный процесс осуществляется и в осадочных отложениях, причем не только на шельфах при формировании глауконита, но и в пелагических осадках.

Важными концентраторами К являются помимо глинистых минералов цеолиты — филиппсит, присутствующий в глубоководных глинах, от современных до миоценовых, и клиноптилолит, распространенный в эоценовых и меловых породах (Peterson et al., 1970). Вопрос о том, является ли глобальное зональное распространение этих цеолитов в океанических отложениях следствием эпигенетического преобразования филиппсита в клиноптилолит или в различиях химического состава филиппсита и клиноптилолита как бы запечатлена специфика вулканизма в интервалы мел — эоцен, миоцен — современный период, в литературе затронут (Коссовская, 1975<sub>1, 2</sub>; Коссовская, Шутов, 1975).

В заключение подчеркнем, что процесс стабильной фиксации К из морской воды глинистыми минералами и цеолитами в осадках и продуктах гальмиролитического преобразования базальтов является как бы начальным этапом переработки материала океанической коры и приспособления его к накоплению качеств континентальной коры. Этому способствует возрастание в осадочном слое содержания  $SiO_2$  за счет биогенных процессов.

#### ЛИТЕРАТУРА

Аументо Ф., Ланкаревик Б. Д., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон 45° с. ш.). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.

- Камн Дж. Р. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Коссовская А. Г. Генетические ассоциации цеолитов стратифицированных формаций.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Коссовская А. Г. Геокристаллохимия минералов в решении проблем литологии.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Соколова Т. Н. Граувакки красноцветной формации Оренбургского Приуралья.— В кн.: Граувакки. М., «Наука», 1972.
- Коссовская А. Г., Шугров В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом на континентах и в океанах.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Лисицин А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Лисицина Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через северо-западную часть Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Ломова О. С. Пальгорскитовые глины Восточной Атлантики и генетическая связь их с щелочным вулканизмом.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Ломова О. С. Глубоководные пальгорскитовые глины Восточной Атлантики.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Метьюз Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Муравьев В. И. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы красных глубоководных глин Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Banks H. H. Iron-rich saponite: additional data on samples dredged from the Middle Atlantic Ridge Latitude.— Smitsonian Contrib. Earth Sci., 1972, v. 9.
- Bischoff J. A. A ferroous nontronite from the Red Sea Geothermal system.— Clays and Clay Minerals, 1972, v. 20, No. 4.
- Bonatti E., Joensun O. Palygorskite from Atlantic deep sea sediments.— Amer. Mineralogist, 1968, v. 53.
- Böstrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments.— Stockholm Contrib. Geol., 1972, v. 27.
- Bruty D., Chester R., Aston S. R. Trace elements in Ancient Atlantic. Deep-sea Sediments.— Nature Phys. Sci. 1973, v. 245, No. 144.
- Christensen N. I., Frey F., MacDougall D., Melson W. G., Peterson M. N. A., Thompson G., Watkins N. Deep Sea Drilling Project: Properties of Igneous and Metamorphic Rocks of the Oceanic Crust.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, v. 54, No. 11.
- Clarke F. W., Washington H. S. The composition of the Earth's Crust. U. S. Geol. Survey Prot. Paper. 1924, 127.
- Engel A. E. G., Engel C. G., Hawens R. G. Chemical Characteristics of Oceanic Basalts and the Upper Mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v. 76, No. 7.
- Garrels R. M., Makkenzi F. T. Evolution of sedimentary rocks. N. Y., Ed. Norton, 1971.
- Hackett J. P., Bischoff J. A. New data on the stratigraphy, extent and geologic history of the Red Sea Geothermal deposits. v. 68, No. 4, 1973, Econ. Geology.
- Hart R. A. A model for chemical exchange in the basalt—seawater—system of oceanic layer II.— Canadian J. Earth. Sci. 1973, v. 10, No. 6.
- Hathaway J. C., Sachs P. P. Sepiolite and clinoptilolite from the Middle Atlantic Ridge— Amer. Mineralogist, 1965, v. 50.
- Matthews D. H. Altered basalts, from Swallow Bank, an abissal hill in the northeast Atlantic, and from a nearby seamount.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268.
- Melson W. G. Basaltic glasses from the Deep Sea Drilling Project: chemical characteristics, compositions of alteration products, and fission track «Ages».— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, v. 54, No. 11.
- Melson W. G., Thompson G. Glassy abyssal basalts, Atlantic sea floor near St. Raul's Rocks: Petrography and composition of secondary clay minerals.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, No. 2.
- Peterson M. N., Griffin J. J. Volcanism and clay minerals in the Southeast Pacific.— J. Marine Res., 1964, v. 22.
- Paterson M. N. A., Edgar N. T., von der Borch P. A., Rex R. W. Initial Reports Deep Sea Drilling project, v. 2, 1970.
- Saburo A., Norihiko K., Toshio S. An iron rich montmorillonite in a sediment core from the northeastern Pacific.— Deep Sea Res., 1974, v. 21, No. 18.
- Tazieff H. About deep-sea volcanism Rend.— Soc. Ital. mineral petrol., 1973, v. 29, No. 2.
- Thompson G. A geochemical study of the low-temperature interaction of sea-water in oceanic igneous rocks.— Trans. Amer. Geophys. Union, v. 54, No. 11, 1973.

УДК (549.514.51 + 549.651) 551.35 (265/266 + 267)

**КВАРЦ И ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ**  
**В ОСАДКАХ ТИХОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ**

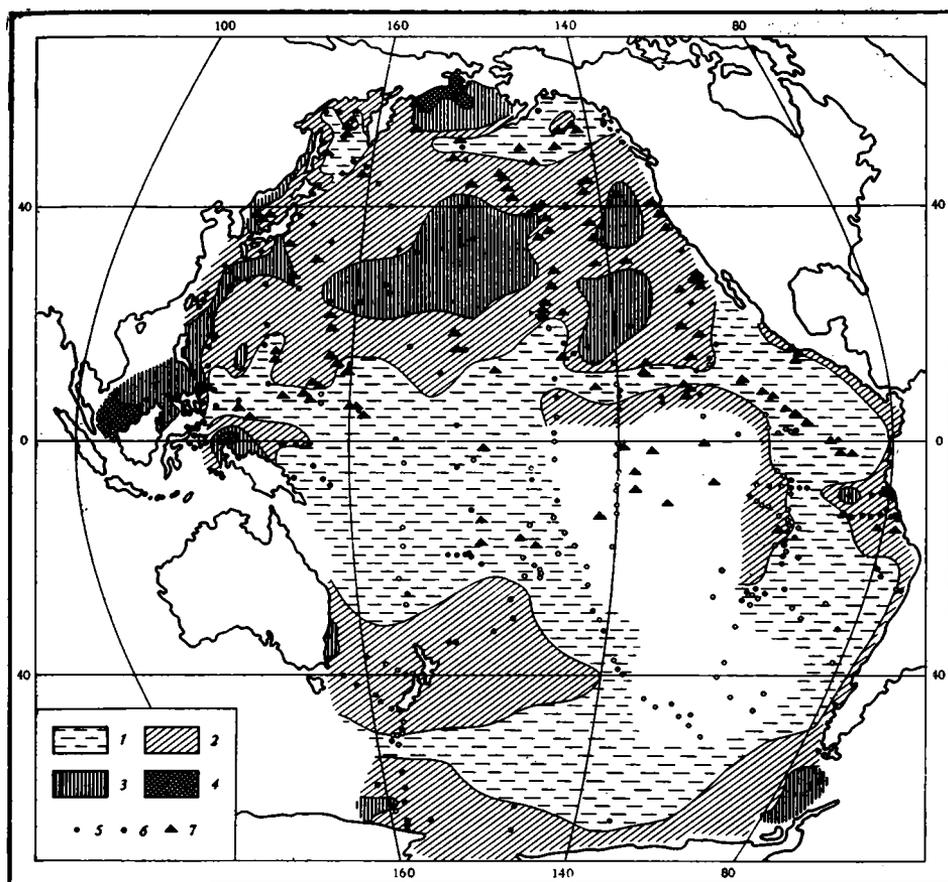
**В. В. СЕРОВА, А. П. ЛИСИЦЫН, И. О. МУРДМАА**

Количественное дифрактометрическое определение кварца и суммы полевых шпатов в 546 пробах осадков Тихого и Индийского океанов показывает широкое распространение этих обломочных минералов, главным образом в тонкодисперсных фракциях практически всех типов океанских осадков. Кварц концентрируется, с одной стороны, в терригенном материале вблизи континентальных источников сноса, с другой — в пелагических областях низких скоростей осадконакопления, расположенных в аридных зонах океанов, где имеет преимущественно эоловое происхождение (до 20—28% в глубоководных пелагических глинах). Содержание полевых шпатов также проявляет черты приконтинентального и пелагического (зонального) типов распределения. Кварц-полевошпатовое отношение в пелагических осадках обычно  $>1$ ; понижается в поясах современного андезитового вулканизма и повышается в пелагических глинах аридных зон, где максимальное влияние богатого кварцем эолового материала.

Существенная роль тонкодисперсного обломочного материала (терригенного и вулканического) в сложении разных типов океанских осадков, в том числе пелагических глин, — факт давно установленный. При массовом микроскопическом изучении препаратов и шлифов различных пелитовых осадков авторы настоящей статьи и другие литологи постоянно отмечали в разных количествах присутствие тончайших ( $<0,01$  мм) зерен обломочных минералов, среди которых удавалось диагностировать полевошпаты (чаще плагиоклазы), кварц, вулканическое стекло, слюды и др. Количественная оценка этой обломочной составляющей при обычном микроскопическом изучении была практически неосуществима вследствие малых размеров зерен, различимых при большом увеличении в скрещенных николях как картина «звездного неба». Лишь качественно удавалось выявить районы или типы осадков, обогащенные или обедненные тонкодисперсным обломочным материалом (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Осадкообразование..., 1970, и др.).

Применение разработанных к настоящему времени методик рентгеновского (дифрактометрического) анализа позволяет произвести количественное измерение абсолютного содержания в любых типах осадков двух важнейших, наиболее распространенных обломочных минералов: кварца и полевого шпата. Наряду с кислым вулканическим стеклом, проблема количественного определения содержания которого до сих пор надежно не разрешена, эти два минерала слагают преобладающую часть тонкого обломочного материала океанских осадков.

Содержание кварца мы определяли с использованием метода внутреннего стандарта (Горбунова, 1969). Числа по полевым шпатам получены путем пересчета абсолютной интенсивности суммарного отражения полевых шпатов (при  $28^\circ\text{C} - 20$ ) с учетом содержания кварца и соответствующего коэффициента (Rex, Murrey, 1969).



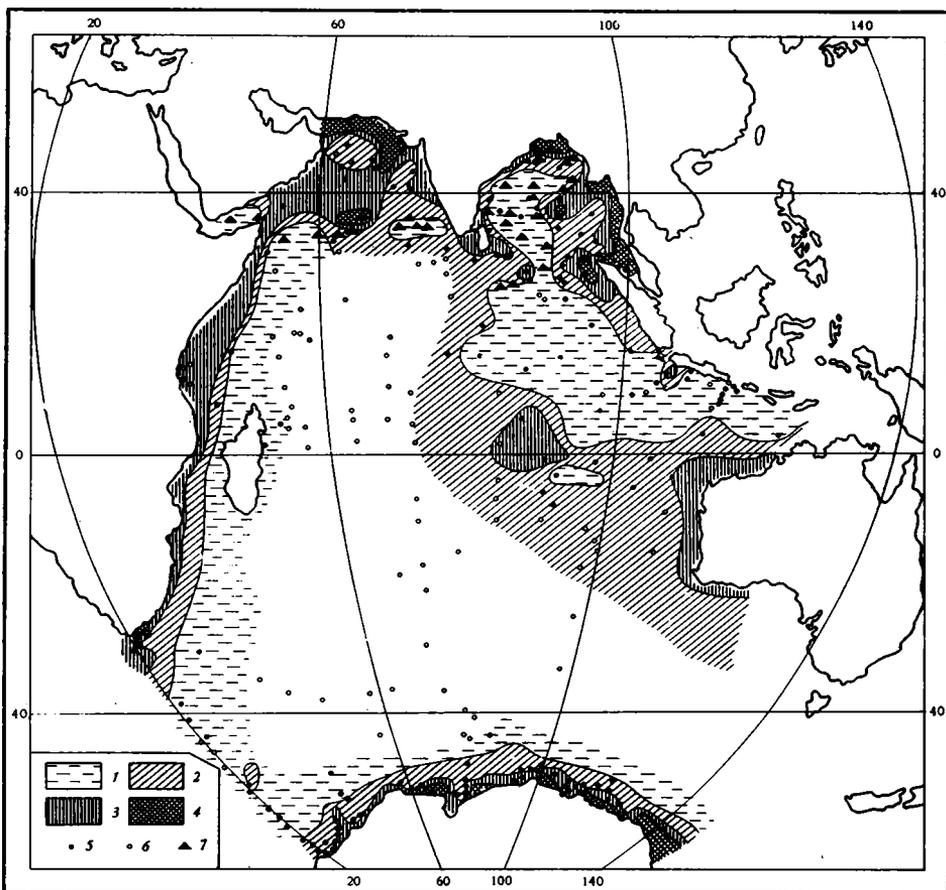
Фиг. 1. Кварц в поверхностном слое осадков Тихого океана, % на бескарбонатный материал

1 — 1—10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — >30; 5 — точки, где кварц обнаружен; 6 — точки с нулевыми значениями кварца; 7 — точки определений кварца по Р. В. Рексу и Е. Д. Гольдбергу (Rex, Goldberg, 1958)

В данной работе использованы результаты определения кварца в пробах осадков с 526 станций и суммы полевых шпатов с 425 станций, взятых в Тихом и Индийском океанах на исследовательских судах «Витязь», «Обь», «Дм. Менделеев» и частично американской экспедицией «Даунвинд».

Определения проводили на отечественном дифрактометре УРС-50 ИМ в Лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР. Учитывали также опубликованные результаты определения кварца по аналогичной методике Р. В. Рексом и Е. Д. Гольдбергом (Rex, Goldberg, 1958) и Е. Д. Гольдбергом и Дж. Дж. Гриффином (Goldberg, Griffin, 1970).

Параллельно по тем же дифрактограммам определяли содержание в пробах карбонатных минералов (кальцита, арагонита, доломита). Данные по кварцу и полевым шпатам по этим результатам пересчитывали на бескарбонатное вещество, что позволило исключить «разбавляющее» влияние биогенного карбонатного материала. К сожалению, отсутствие надежной методики определения биогенного опала не позволило подобным же образом избавиться от его влияния, существенного в районах распространения высококремнистых диатомовых илов (Приантарктический кремневый пояс, Охотское море).



Фиг. 2. Кварц в поверхностном слое осадков Индийского океана, % на бескарбонатный материал

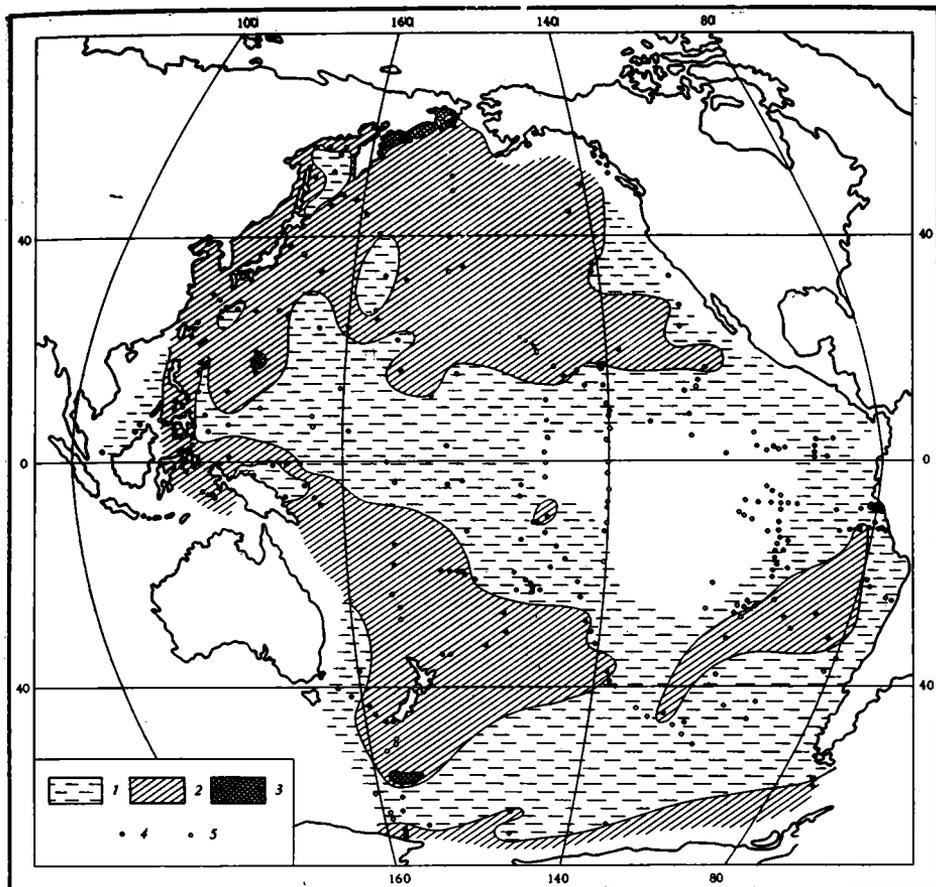
1 — 1—10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — >30; 5 — точки, где кварц обнаружен; 6 — точки с нулевыми значениями кварца; 7 — точки определений кварца по Е. Д. Гольдбергу и Дж. Дж. Гриффину (Goldberg, Griffin, 1970)

Для выяснения размерности зерен кварца и полевых шпатов в 24 пробах осадков (таблица) анализировали отдельные гранулометрические фракции, выделенные путем водного механического анализа.

По полученным результатам составлены карты распределения кварца для поверхностного слоя осадков Тихого (фиг. 1) и Индийского (фиг. 2) океанов, а также полевых шпатов и кварц-полевошпатового отношения в Тихом океане (фиг. 3, 4). Точки взятия проб на картах отражают обеспеченность их фактическим материалом. В высококарбонатных и высококремнистых осадках чувствительность применяемой методики оказалась в ряде случаев недостаточной для выявления ничтожной примеси обломочных минералов: получились нулевые значения кварца и полевого шпата.

#### КВАРЦ

Рентгеновские исследования Р. В. Рекса и Е. Д. Гольдберга (Rex, Goldberg, 1958) впервые выявили неожиданно высокое (до 20—24%) содержание кварца в пелагических глинах северной части Тихого океана, а также признаки широтной зональности в его распределении и явления «разбавления» кварца инородным (биогенным, вулканогенным)



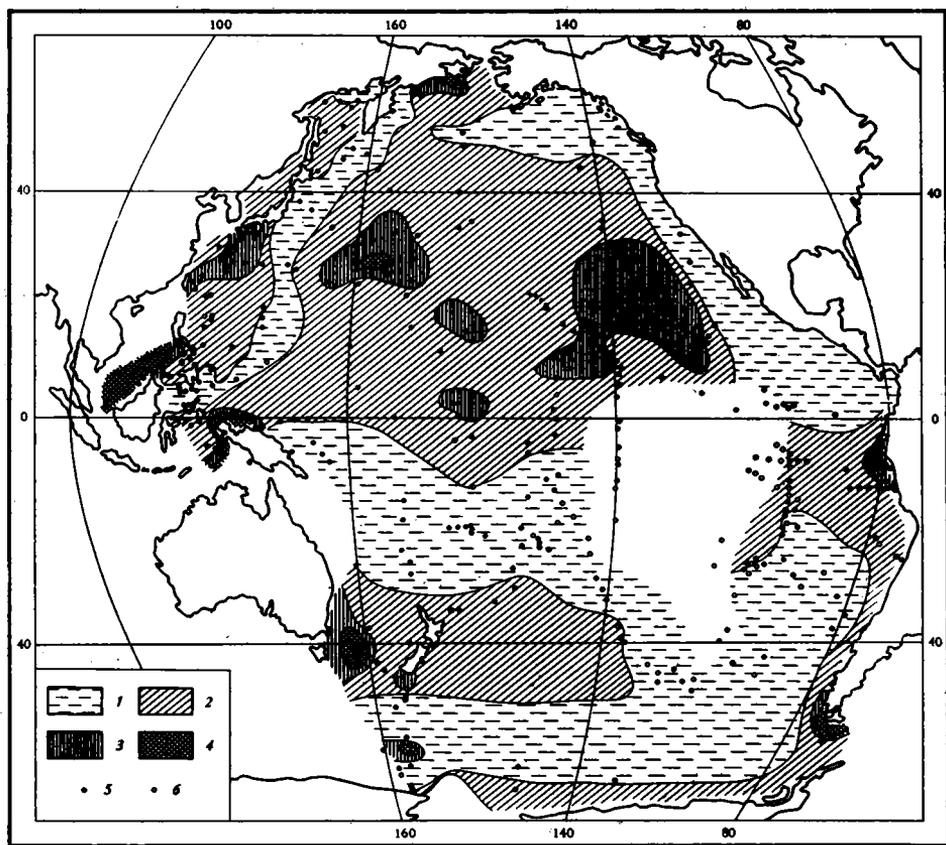
Фиг. 3. Полевые шпаты в поверхностном слое осадков Тихого океана, % на бескарбонатный материал

1 — 1—10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — точки, где полевые шпаты обнаружены; 5 — точки с нулевыми значениями полевых шпатов

материалом. Они показали, что пояс высоких концентраций кварца (с осью около  $30^\circ$  с. ш.) совпадает по широте с зоной геострофических ветров и аридными зонами континентов. Распределение кварца в гранулометрическом спектре осадков (с максимумом в области 5—10 мк) хорошо согласовалось с преобладающей размерностью золотой пыли. Выдвинут и ряд других доказательств в пользу золотого происхождения кварца пелагических осадков (Arrhenius, 1963; Лисицын, 1966). Золотым разносом объясняются также повышенные концентрации кварца в пелагических частях Аравийского моря и северной части Индийского океана (Goldberg, Griffin, 1970).

Наши данные о распределении кварца (фиг. 1, 2) в осадках двух крупнейших океанов в целом хорошо согласуются с результатами названных авторов, расширяя и дополняя их.

В Тихом океане (фиг. 1) отчетливо выделена его северная пелагическая часть (севернее  $10^\circ$  с. ш.), где концентрация кварца  $>10\%$ , а на обширных полях между  $55$  и  $30^\circ$  с. ш. —  $20$ — $27\%$ . Максимальные концентрации тяготеют к центру северного субтропического круговорота течений, к распространенным здесь эвпелагическим глинам (Скорнякова, Мурдма, 1968), отличающимся особой тонкозернистостью (обычно  $>90\%$  пелитовой фракции, при содержании фракции  $<0,001$  мм  $30$ —



Фиг. 4. Отношение кварц/полевые шпаты в осадках Тихого океана  
 1 —  $<1$ ; 2 — 1—2; 3 — 2—3; 4 —  $>3$ ; 5 — точки, в которых кварц и полевые шпаты обнаружены; 6 — точки с нулевыми значениями кварца и полевых шпатов

50%) и низкими скоростями осадконакопления —  $<1$  мм/1000 лет, (Лисицын, 1974).

Пелагические области высоких значений кварца укладываются в пределы выделенной А. П. Лисицыным (1974) северной аридной зоны Тихого океана, но не занимают ее целиком. Отчетливое понижение содержания кварца, отмеченное еще Р. В. Рексом и Е. Д. Гольдбергом, наблюдается вблизи Гавайского хребта, а особенно вокруг о. Гавайи и южнее его, что можно объяснить поступлением бескварцевых продуктов размыва базальтов и пирокластического материала с островов.

Содержание кварца в пелагических осадках понижается закономерно к северу и югу от пояса высоких концентраций, а также к побережьям, с одновременным погрубением пелитовых осадков. Выделяются относительно бедные кварцем районы вдоль Калифорнийского побережья, у Алеутских островов и на северо-западной периферии ложа океана. В последнем районе осадки обогащены бескварцевым пирокластическим материалом андезитового пояса и биогенным кремнеземом (слабокремнистые диатомовые илы). Обеднены кварцем диатомо-радиоляриевые илы и пелагические глины экваториального пояса, отличающиеся повышенными скоростями осадконакопления (Лисицын, 1974).

Вся южная часть пелагической области Тихого океана отличается гораздо более низким содержанием кварца во всех типах осадков по сравнению с северной. Только восточнее Новой Зеландии, на дне Южной котловины, в пелагических глинах (относящихся к переходному, мио-

**Анализ гранулометрических фракций**

Номер пробы, станция	Горизонт, см	Проба в целом и фракция, мм	Содержание, %		Тип осадка
			кварц	полевые шпаты	
37	0—3	проба 0,01—0,001 <0,001	20 10 —	17 + +	Алеврито-пелитовый ил, терригенный, айсберговый
40	0—3	проба 0,01—0,001 <0,001	17 17 10	5 + +	То же
46	Средняя часть	проба	55	18	Алеврит крупный, терригенный, айсберговый
	То же	0,01—0,001	45	+	
57	»	0,1	30	+	Ил алеврито-пелитовый, терригенный, айсберговый
	»	0,01—0,001	10	+	
180	Верхняя часть	проба	12	4	Ил пелитовый, терригенный, айсберговый, известковый
	То же	0,1	30	20	
	»	0,05—0,01	25	15	
	»	0,01—0,001	15	8	
	»	<0,001	6	6	
182	0—8	0,01—0,001 <0,001	15 9	+ 6	Ил алеврито-пелитовый, терригенный, айсберговый
196	Средняя часть	проба	32	+	Песок терригенный, айсберговый
	То же	0,01—0,001	8	+	
203	0—3	0,01—0,001 <0,001	12 —	+ +	Алеврит крупный, терригенный, айсберговый
226	Верхняя часть	проба	28	9	Алеврит известковый, фораминиферовый
	То же	0,1	25	8	
	»	0,1—0,05	25	35	
	»	0,05—0,01	20	13	
	»	0,01—0,001	12	10	
	»	<0,001	6	5	
229	0—7	проба 0,1—0,05 0,05—0,01 0,01—0,001 <0,001	10 38 10 10 3	+ 35 5 + 7	Ил мелкоалевритовый, терригенный, айсберговый
231	0—10	проба 0,1 0,1—0,05 0,05—0,01 0,01—0,001 <0,001	11 20 15 20 6 10	+ 35 + 20 6 3	Ил алеврито-пелитовый, терригенный, айсберговый
232	Верхняя часть	0,1	32	+	Алеврит крупный, терригенный, айсберговый
	То же	0,1—0,05	28	+	
	»	0,05—0,01	12	+	
	»	0,01—0,001	—	+	
	»	<0,001	12	+	
242	Средняя часть	проба	10	12	Ил алеврито-пелитовый, терригенный, айсберговый
	То же	0,1—0,05	17	+	
	»	0,05—0,01	15	+	
	»	<0,001	8	+	
243	»	проба	5	+	Ил пелитовый, терригенный, айсберговый
	»	0,05—0,01	18	+	
249	»	проба	—	+	Ил диатомовый, пелитовый
	»	0,1	8	+	
	»	0,05—0,01	—	—	
	»	0,01—0,001	—	—	
	»	<0,001	—	—	
270	Средняя часть	проба	—	4	Песок вулканогенно-терригенный с гравием и галькой
	То же	0,1—0,05	—	+	
	»	0,05—0,01	—	+	

Номер пробы, станция	Горизонт, см	Проба в целом и фракция, мм	Содержание, %		Тип осадка
			кварц	полевые шпаты	
275	0—5	проба 0,05—0,01 <0,001	— — —	— — —	Ил диатомовый, пелитовый
282	Средняя часть	проба	75	10	Песок терригенный, айсберго- вый
	То же	0,1—0,05	63	+	
	»	0,05—0,01	48	+	
	»	0,01—0,001 <0,001	— 32	— +	
319	»	проба	—	—	Ил алеврито-пелитовый, фора- миниферовый
	»	0,1	—	—	
	»	0,1—0,05	—	—	
	»	0,05—0,01	—	—	
	»	0,01—0,001 <0,001	— 9	— 4	
323	Верхняя часть	проба	—	—	Ил алеврито-пелитовый, терри- генный
	То же	0,1	—	—	
	»	0,05—0,01	—	—	
	»	0,01—0,001 <0,001	10 12	— —	
325	0—9	0,1 0,05—0,01 0,01—0,001 <0,001	5 25 10 15	+ + + —	Ил пелитовый, известковый
328	0—7	проба 0,05—0,01 0,01—0,001 <0,001	23 25 7 26	22 + + +	То же
371	Средняя часть	проба	6	10	Ил пелитовый, терригенный, айсберговый
	То же	0,05—0,01	17	+	
	»	0,01—0,001	2	+	
	»	<0,001	15	+	
502	»	0—1	8	+	Ил мелкоалевритовый, терри- генный
	»	0,1—0,05	17	+	
	»	0,05—0,01	18	+	
	»	0,01—0,001	16	+	
	»	<0,001	22	+	

«+» — минерал присутствует; «—» — минерал отсутствует.

пелагическому типу) содержание кварца повышается до 12—14%. Этот ареал повышенных концентраций прослеживается через южную часть Тасманова моря до Австралии — вероятного источника богатого кварцем терригенного материала. На отдельных станциях района Восточно-Тихоокеанского поднятия в карбонатных биогенных осадках (после пересчета на бескарбонатное вещество) выявляются повышенные (10—15%) концентрации кварца, возможно, связанные с местными источниками поступления. Многие данные говорят в пользу молодого кислого вулканизма в зоне поднятия; в частности, в осадках был обнаружен идиоморфный бипирамидальный (вероятно, вулканогенный) кварц и калиевый полевой шпат (Peterson, Goldberg, 1962; Bonatti, Arrhenius, 1970).

Исключительно низко (обычно 0—2, реже 7—8%) содержание кварца в эвпелагических глинах Южной и Центральной котловины, что лишний раз подчеркивает аутигенный генезис осадков, практически полное отсутствие привноса терригенного материала, выявленное по другим признакам (Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Скорнякова и др., 1971).

На периферии океана содержания кварца контролируются составами пород питающих провинций, выносимого из них в океан терригенного материала и путями его разноса. Выделены районы резкого обогащения, связанного с обилием кварцсодержащих пород на суше (у побережья Чукотки на шельфе Берингова моря, между Борнео и Малаккским полуостровом, у северо-западной оконечности Новой Гвинеи), и очень бедные (район Курильских и Алеутских островов, островов Тонга, Архипелага Бисмарка), где с суши поступает почти исключительно бескварцевый первично-вулканогенный материал андезитового пояса. На южной окраине океана, а также в котловинах Охотского и Берингова морей сказывается разбавляющее влияние на концентрацию кварца биогенного (диатомового) опала.

В Индийском океане (фиг. 2) также различимы два основных типа распределения кварца: периферический, непосредственно связанный с разносом его от источников поступления на континентах, и зональный, пелагический. Последний, однако, выражен гораздо менее отчетливо, чем в Тихом океане, прежде всего потому, что огромные площади в центре океана, покрытые карбонатными и кремнистыми биогенными осадками, практически не исследованы (получены нулевые значения кварца на дифрактограммах). Кроме того, существенно меняет общую картину распределения кварца резкая асимметрия поставки терригенного материала — весьма обильного на севере (Аравийское море, Бенгальский залив) и ничтожного в южной части.

Вырисовывается экваториальный минимум кварца, особенно отчетливо выраженный на востоке экваториального пояса, где распространены наиболее богатые биогенным кремнеземом диатомо-радиоляриевые илы и куда со стороны Зондских островов заносится значительное количество бедного кварцем пирокластического материала. По обе стороны от экваториального пояса осадки открытого океана заметно обогащены кварцем. Западнее Австралии (в пределах южной аридной зоны) протягивается обширная область пелагических глин и карбонатных осадков, где кварца в бескарбонатном веществе 12—16%, а на двух станциях в районе Восточно-Индийского хребта — даже 23—24%. Эта область характеризуется низкими скоростями пелагического осадконакопления (Лисицын, 1974). Выделяется и небольшой минимум, очевидно, связанный с появлением существенно аутигенных пелагических глин.

Севернее экваториального пояса наблюдается резкое повышение содержания кварца в осадках Аравийского моря, в том числе в его южной пелагической части, а также южнее Бенгальского залива. В этих северных районах сложно сочетаются закономерности пелагического типа распределения кварца с периферическими ореолами рассеяния и очагового выноса крупными реками.

В Аравийском море бескарбонатный материал осадков резко обогащен кварцем в северной и западной частях (20—38, на отдельных станциях до 70—90%), тогда как в юго-восточном, примыкающем к Индостану районе преобладают умеренные величины (11—21%). Такое распределение можно объяснить эоловым выносом богатого кварцем терригенного материала из пустынь Аравийского полуострова и Пакистана, а также твердым стоком р. Инд. Дренирующие деканские траппы реки Индостанского полуострова, наоборот, поставляют материал с низким содержанием кварца. К сходным выводам приводит анализ распределения в осадках глинистых минералов (Goldberg, Griffin, 1970), среди которых иллит и хлорит характерны для эолового материала, а обогащение монтмориллонитом в восточной части моря связано с продуктами выветривания траппов.

Весьма характерными минералами эолового генезиса в осадках Аравийского моря являются палыгорскит (Горбунова, 1966; Goldberg, Grif-

lin, 1970) и доломит (содержание его, по нашим подсчетам, 2—9%), отсутствующий в карбонатных осадках других районов Индийского океана. Локальный относительный максимум содержания кварца в глинисто-мергелистых осадках северо-западной части Аравийского моря можно объяснить усиленными темпами накопления здесь, в центре круговорота течений, флювиального глинистого терригенного материала как «разбавителя» золотого кварца.

В Бенгальском заливе и Андаманском море кварцем обогащены осадки близ северных и восточных побережий явно за счет выносов рек Ганг и Иравади, а также продуктов выветривания гранитоидов Малаккского полуострова, выносимых более мелкими реками. Побережье Индостана поставляет, очевидно, в основном относительно более бедный кварцем терригенный материал за счет выносов Годовари, Кришны и других рек, дренирующих деканские траппы. Обогащены кварцем осадки лишь в районе Цейлона. В центре Бенгальского залива, в накапливающихся с большой скоростью глинистых и мергелистых осадках, содержание кварца понижено (6—10%).

У побережья Антарктиды вырисовывается отчетливая картина быстрого убывания кварца по мере удаления от суши в сторону открытого океана за счет уменьшения доли айсбергового терригенного материала и возрастания содержания в осадках биогенного кремнезема (диатомовых). Выделяется несколько очагов поступления айсбергового материала с очень высоким содержанием кварца (30—50% и более).

Узкая полоса относительного обогащения кварцем осадков у африканского побережья на фиг. 2 выделена, по немногочисленным станциям, во многом предположительно.

#### ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Полевые шпаты по использованной нами методике определены количественно только в сумме, но изучение дифрактограмм позволяет заключить, что среди них почти во всех океанских осадках резко преобладают плагиоклазы. То же говорят данные оптического изучения алевритовых фракций (Петелин, 1966) и крупнопелитового материала (5—10 мк) в шлифах или мазках осадков. Исследование состава полевых шпатов в осадках южной части Тихого океана М. Н. А. Петерсоном и Е. Д. Гольдбергом (Peterson, Goldberg, 1962) приводит их к выводу о безусловном преобладании в большинстве районов основных плагиоклазов (преимущественно вулканогенных). На этом фоне они выделили область относительно повышенного содержания щелочных полевых шпатов (анортклаза, санидина) вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия, где последние ассоциируют с вулканогенным кварцем и скорее всего связаны с кислым подводным вулканизмом. Содержание полевых шпатов в осадках Тихого океана в пересчете на бескарбонатное вещество (фиг. 3) в целом более монотонно, чем кварца, но и здесь можно говорить о двух типах распределения: периферическом и пелагическом.

Относительно повышенные концентрации (10—12%, иногда выше) отчетливо связаны, во-первых, с поясом современного андезитового вулканизма островных дуг, где они, по-видимому, соответствуют ареалам рассеяния пирокластического материала; во-вторых, подобно кварцу, — с аллотигенными пелагическими глинами северной части океана, а также Южной котловины, восточнее островов Тонга и Новой Зеландии. Пелагические ареалы повышенных концентраций в обоих случаях смыкаются на западе с периферической зоной, являясь ее непосредственным продолжением в открытый океан. При этом, однако, не наблюдается определенной тенденции постепенного убывания содержаний полевых шпатов от островных дуг к центру пелагической области. По-видимому, и для полевых шпатов можно говорить о пелагическом максимуме, свя-

занном с низкими темпами осадконакопления, снятием разбавляющего влияния глинистого и биогенного материала в центрах субтропических круговоротов течений, т. е. в аридных зонах океана, где тонкообломочный материал в основном золотого происхождения.

Выделяется пелагическая экваториальная зона низких концентраций полевых шпатов (4—7%), очевидно, связанная с «разбавлением» их биогенным опалом (в радиоляриевых илах) и привнесом пассатными течениями с востока в эту зону повышенных скоростей осадконакопления преимущественно глинистого терригенного материала, содержащего мало тонкодисперсных обломочных минералов.

Вдоль континентов Австралии, Азии и Америки (вне районов активного современного вулканизма) протягиваются зоны пониженных концентраций полевых шпатов (1—10%) в глинистых и кремнистых осадках, отражающие состав выносимого терригенного материала и его механическую дифференциацию. Резко повышенные концентрации отмечены местами на шельфах, в обломочных песчаных и алевритовых осадках (Берингово, Охотское море). Несколько повышенные значения (10—14%) обнаружены в айсберговых осадках приантарктической зоны, куда поступают продукты физической ледовой денудации.

В глубоководных осадках Индийского океана содержание полевых шпатов в целом значительно ниже, чем в Тихом, что, очевидно, объясняется незначительной ролью вулканогенного материала в их сложении, а также геологией водосбора и условиями быстрого химического выветривания в нем.

В пелагических осадках, а также в Бенгальском заливе, в Яванском желобе, у побережья Западной Австралии и южной оконечности Африки — всюду отмечены концентрации в пределах 1—6%, редко больше. Лишь у побережья Антарктиды в отдельных районах развиты здесь айсберговые осадки содержат 10—18% полевых шпатов. Обогащен полевыми шпатами бескарбонатный материал биогенных карбонатных осадков на отдельных точках в районе Мальдивских островов.

### ОТНОШЕНИЕ КВАРЦ/ПОЛЕВОЙ ШПАТ

Кварц-полевошпатовые отношения используются в литологии часто для характеристики «основности» терригенного материала, т. е. соотношения основных (бедных кварцем) и кислых пород в питающих областях денудации. Применительно к океанским осадкам оно отражает, кроме того, относительную роль вулканогенной компоненты в составе обломочного материала и глубину химического выветривания пород водосбора. При выветривании тропического типа практически все полевые шпаты переходят в глины. Главный источник вулканокластиков в осадках — андезитовый пояс с его эксплозивным вулканизмом — поставляет в основном материал с очень низким (а то и нулевым) содержанием кварца при обилии полевого шпата. Кварц-полевошпатовое отношение в пирокластических и вулкано-терригенных осадках тихоокеанского андезитового пояса всюду значительно ниже единицы, чаще близко к нулю. Близко к нулю это отношение и в вулканитах подводных и островных вулканов океанского ложа, за исключением района Восточно-Тихоокеанского поднятия с его особым типом кислого вулканизма.

В Тихом океане (фиг. 4) пояс низких значений кварц-полевошпатового отношения ( $<1$ ), где поставка полевых шпатов в осадки превышает поставку кварца, следует вдоль островных дуг с активным вулканизмом — от Камчатки через Курилы, Японию, Идзу-Бонинские, Марианские острова к Сулавеси; от архипелага Бисмарка через Соломоновы острова — к туффитовым осадкам района Тонга-Кермадек; от Алеутских островов — к зал. Аляска. Низкие величины характерны и для приматериковой полосы у Северной и Центральной Америки. В пелагической

части северной половины Тихого океана кварц всюду преобладает над полевым шпатом, а на обширных полях кварц-полевошпатовое отношение находится в пределах 2—3, достигая в одной точке величины 3, 2. Высокие значения тяготеют к эвпелагическим глинам, отличающимся низкими скоростями осадконакопления и отмеченными уже высокими концентрациями кварца.

Столь значительное преобладание кварца над полевым шпатом находится в противоречии с имеющимися данными о составе пород обрамляющей суши (не только островных дуг, но и западного побережья Северной Америки). Сходные величины отношения характерны лишь для осадков северной части Филиппинской котловины и Восточно-Китайского моря, питающихся терригенными выносами великих китайских рек. Поступление этой же взвеси с потоками Северо-Тихоокеанского течения в северную пелагическую часть океана подтверждается хлорит-гидроглистистым составом глинистых минералов в осадках. Она может обусловить возрастание кварц-полевошпатового отношения в пелагических глинах. По-видимому, более значительно влияние эолового кварца дальнего (глобального) разноса. Во всяком случае, кварц-полевошпатовое отношение убедительно показывает, что значительное содержание тонкодисперсных обломочных минералов в пелагических глинах северной части Тихого океана (сумма кварца и полевых шпатов обычно более 30%) обусловлено не пирокластическим, а терригенным материалом.

К экваториальной зоне кварц-полевошпатовое отношение уменьшается, оставаясь все же  $>1$ , но при значительно более низких значениях суммы обоих обломочных минералов (15—25%). В существенно аутигенных эвпелагических цеолитовых глинах при незначительном суммарном содержании кварца и полевого шпата последний доминирует, что, вероятно, свидетельствует о преобладании вулканогенного обломочного материала. Тенденция к повышению кварц-полевошпатового отношения намечается в карбонатных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия, что отмечали ранее (Peterson, Goldberg, 1962).

Отчетливо метит это отношение ареал разноса богатого кварцем терригенного материала восточнее Австралии, т. е. в области западных ветров, с постепенным понижением по мере увеличения относительной роли вулканогенной полевошпатовой составляющей.

В Индийском океане почти на всех изученных станциях кварц-полевошпатовое отношение  $>1$  чаще находится в пределах 2—3 или выше. Близкие к 1 или несколько меньшие величины отмечаются местами только у побережья Антарктиды, что, вероятно, можно связать с отсутствием химического выветривания на ледовом континенте. В остальные части океана, а особенно в Бенгальский залив, поступает терригенный материал из тропических кор выветривания с резким преобладанием кварца над полевым шпатом, который разлагается при химическом выветривании. В наиболее богатых эоловым кварцем осадках Аравийского моря содержание полевых шпатов пока не изучено количественно, но есть основания предполагать и здесь очень высокие значения кварц-полевошпатового отношения. В целом более высокие величины этого отношения в Индийском океане по сравнению с Тихим отражают незначительную роль вулканогенных полевых шпатов в составе его осадков, а также зависят от интенсивного химического выветривания в основной части водосбора, располагающегося в северной половине океана.

## О РАЗМЕРНОСТИ ЗЕРЕН КВАРЦА И ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Подавляющее большинство изученных проб глубоководных осадков: представлено пелитами, в составе которых абсолютно преобладает пелитовая ( $<0,01$  мм) фракция (гемипелагические и пелагические глины, диатомовые и диатомо-радиоляриевые илы, а также большинство кар-

бонатных осадков). В относительно грубых (песчано-алевритовых) пелагических карбонатных осадках бескарбонатный остаток почти всегда также пелитовый. Процентное содержание кварца и полевых шпатов пелитовой размерности поэтому должно во всех случаях, кроме прибрежных обломочных (песчаных, алевритовых) осадков, оказывать решающее влияние на определяемую величину концентрации этих минералов в осадке. Анализ таблицы показывает, что в области распространения айсберговых и терригенных осадков кварцем обогащены все фракции осадков, в том числе и крупные. В пелагических же глинистых осадках в связи с механической дифференциацией терригенного материала и большой ролью эолового фактора кварцем обогащены тонкие (пелитовые) фракции.

## ВЫВОДЫ

Кварц и полевые шпаты распространены почти повсеместно во всех типах океанских осадков — от прибрежных до пелагических и от шельфовых до абиссальных. При этом особенно существенное значение имеют тонкодисперсные (пелитовые) фракции этих обломочных минералов, в том числе фракция  $< 1$  мк. Океанские глинистые осадки (гемипелагические и пелагические глины), а также абиогенная «глинистая» составляющая биогенных осадков содержат в заметных, а в определенных районах — в весьма значительных количествах тонкодисперсные кварц и полевые шпаты (в сумме до 30—40% и более).

Как для кварца, так и для полевых шпатов выявляются два типа распределения концентрации по площади дна: периферический (циркумконтинентальный) и зональный пелагический. Первый выражается в ореолах разноса терригенного и субэврального вулканогенного обломочного материала от источников поступления — на суше в сторону открытого океана — и в механической дифференциации этого материала. В ней находит отражение интегральный состав пород водосборных площадей, пирокластического материала, характер выветривания. Так, на картах вырисовываются приконтинентальные максимумы кварца вблизи водосборных площадей с широким распространением высококварцевых пород (гранитоидов, гнейсов и др.) и минимумы, где главным источником обломочного материала служит размыв основных пород (например, деканских траппов, эвгеосинклинальных формаций Кордильер) или бескварцевые пирокластические продукты андезитового вулканизма островных дуг. Прибрежные максимумы полевых шпатов тяготеют к тихоокеанскому андезитовому поясу, отчасти к Антарктиде, минимумы — ко многим районам континентальных побережий, особенно в гумидных зонах с интенсивным химическим выветриванием, затрагивающим в значительной степени полевые шпаты. По-видимому, именно избирательным выветриванием, разрушением полевых шпатов можно объяснить резкое повышение кварц-полевошпатового отношения в некоторых районах экваториального гумидного пояса.

Особенно для кварца, а также для полевых шпатов характерен пелагический (зональный) тип распределения обломочных минералов. Он выражен в обогащении тонкодисперсным обломочным материалом (особенно кварцем) осадков внутри пелагической области, в аридных зонах, в центрах субтропических круговоротов течений, где скорости пелагического осадконакопления минимальны, и пониженными величинами в экваториальном поясе повышенных скоростей осадконакопления. Концентрации понижаются также к периферии пелагической области. Объяснить подобную картину, наиболее четко выраженную в северной части Тихого океана (кварц), можно при допущении разных, независимых друг от друга способов поставки: с одной стороны, преобладающих осадкообразующих компонентов (глинистых и части обломочных мине-

ралов, биогенных частиц), от которых в основном зависят суммарные скорости осадконакопления, с другой — обломочных кварца и полевых шпатов. Главным способом транспортировки последних представляется эоловый, что подтверждается равномерностью распределения кварца на больших площадях, совпадением гранулометрических составов кварца в аэрозоле, в почвах вулканических островов и донных осадков, совпадением изотопных отношений кислорода в молекуле кварца и т. д.

Глобальный широтный перенос эоловой пыли, сосредоточенный в аридных зонах, создает, вероятно, более или менее равномерный, широтно-зональный фон выпадающего на поверхность океана и постепенно оседающего тонкодисперсного обломочного материала, который проявляется в осадках тем резче, чем ниже разбавляющее влияние иных компонентов, т. е. суммарные скорости осадконакопления. В качестве «разбавителей» выступают (кроме биогенного  $\text{CaCO}_3$ , который удалено исключить) главным образом биогенный кремнезем, глинистые минералы и вулканические стекла. Конкретные ареалы повышенных и пониженных содержаний кварца и полевых шпатов внутри широтных зон зависят от циркуляции вод, переноса взвеси течениями.

В пользу эолового происхождения почти всего кварца и значительной части полевых шпатов в пелагических осадках говорит хорошее совпадение их преобладающей размерности в осадках и эоловой пыли. Известно также, что в составе эоловой пыли над океаном кварц резко преобладает над полевыми шпатами, что объясняет высокие, совпадающие с аэрозольными значения кварц-полевошпатового отношения в пелагических осадках.

Более высокое содержание тонкодисперсного обломочного материала в пелагических осадках северной аридной зоны по сравнению с южной также хорошо согласуется с представлением об эоловом транспорте: области выдувания (пустыни) занимают в северном полушарии гораздо большие площади, чем в южном, перенос же эолового материала осуществляется главным образом зональными ветрами и тропосферными струйными течениями. Только слабой поставкой эоловой пыли в южную часть Тихого океана можно объяснить бедность обломочными минералами аутигенных пелагических глин Южной и Центральной котловин.

Сопоставление закономерностей распределения тонкодисперсного кварца и полевых шпатов с опубликованными данными по алевритовым фракциям осадков (Петелин, 1966; Петелин, Алексина, 1970) убеждает в том, что механизм распределения обломочных минералов в разных фракциях океанских осадков существенно различен. Для тонких фракций это эоловый перенос, для алеврито-песчаных — перенос в водной толще льдами и другими агентами транспортировки. Вклад этих двух основных для пелагической седиментации факторов меняется от места к месту, но бесспорно, главную роль в пелагических аридных зонах играет поставка эолового материала. Таким образом, здесь минералогически (а также по изотопным отношениям, возрасту обломочных минералов, гранулометрическому их составу и др.) выявляется особый тип образования, транспортировки и отложения осадочного материала, специфичный и резко отличный от гумидных зон океанов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Горбунова З. Н. Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана.— Океанология, 1966, № 2.
- Горбунова З. Н. Рентгено-дифрактометрический метод определения карбонатов, кварца и других минералов осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Осадкообразование в Тихом океане. М., «Наука», 1970.

- Петелин В. П.* Особенности формирования минералогического состава песчано-алевритовых фракций осадков Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- Петелин В. П., Алексина И. А.* Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О.* Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических («красных») глин Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова Э. Н., Зенкевич Н. Л.* О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. В сб.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Arrhenius G.* Pelagic Sediments. The Sea, ideas and observations on progress in the study of the seas. vol. III, New York — London, Willey and Sons, Intol, 1963.
- Bonatti E., Arrhenius G.* Acidic rocks on the Pacific ocean floor. The Sea, 1970, v. 4, pt. 1.
- Goldberg E. D., Griffin J. J.* The sediments of the northern Indian ocean. Deep-Sea Res., 1970, v. 17.
- Peterson M. N. A., Goldberg E. D.* Feldspar distribution in south Pacific pelagic sediments. J. Geophys. Res., 1962, v. 67, No. 9.
- Rex R. W., Goldberg E. D.* Quartz contents in the Pacific pelagic sediments. Tellus, 1958, No. 10.
- Rex R. W., Murrey B.* Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. 1969. v. IX, Append. III.

Институт океанологии  
АН СССР  
Москва

Дата поступления  
17.II.1975

**О РОЛИ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНОМ  
РУДООБРАЗОВАНИИ<sup>1</sup>**

(опыт геохимико-металлогенического анализа)

*В. Н. ХОЛОДОВ*

Проведена полная характеристика различных типов месторождений V, исследованы их пространственно-временные взаимоотношения и доказано, что на протяжении всего рифея и фанерозоя магматогенные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов (образования, генетически связанные с верхней мантией Земли) служили источником для формирования разнообразных месторождений того же элемента осадочного генезиса. Предполагается большое значение мантийного вещества в процессах доломитообразования, фосфатонакопления и формирования осадочных месторождений железных и марганцевых руд.

**I**

Влияние мантии на процессы осадочного рудообразования осуществляется двумя несколько различными путями.

Как было выяснено сравнительно недавно, вдоль некоторых глобальных разломов, ограничивающих рифтовые долины в океанах, в зону осадконакопления вместе с гидротермами и эксгаляциями поступают значительные количества Fe, Mn, Pb, Cu, Co, Ni и ряда других металлов (Скорнякова, 1964; Страхов, 1974; Revelle, 1944; Boström, Peterson, 1969; Батурин, 1971 и др.). Эти элементы обогащают океанские илы в районах Восточно-Тихоокеанского поднятия, Красного моря и в некоторых других частях мирового океана, а иногда образуют в современных осадках настоящие рудные залежи.

Так, в юго-восточной части Тихого океана довольно широко распространены бескарбонатные осадки, содержащие много Fe (до 30,56%) и Mn (9,55%); среди тонкодисперсных минералов определены гетит, гидрогетит и железистый монтмориллонит. Общая мощность рудоносных отложений достигает 20—30 м. При этом площадь занятая рудными осадками, вытягивается вдоль рифтовой зоны на 2 000 км в длину и почти на 1 000 км в ширину. Ряд признаков свидетельствует об эндогенном, а точнее мантийном происхождении металлов, обогащающих рудные линзы (Boström et al., 1972; Лисицын, Богданов, 1974; Cronan et al., 1972; Дмитриев, 1973). Кроме того, в различных по возрасту отложениях материковой коры, в пределах континентов, очень часто встречаются разнообразные интрузии базитов и гипербазитов (основных и ультраосновных магматических пород), содержащие много Fe, Co, Ni, V, Cr, Pt и ряда других металлов. Хотя возраст и способ внедрения некоторых из этих интрузий (например, альпинотипных перидотитов) вызывает споры, большинство исследователей сходятся на том, что эти породы являются продуктом подкорковых слоев Земли и образуются за счет вещества

<sup>1</sup> Доклад на пленуме Междуведомственного литологического комитета 25.XII.1973 г.

верхней мантии (Рингвуд, 1972; Уилли, 1972; Зимин, 1973; Пинус и др., 1973). Об этом свидетельствуют эксперименты, воспроизводящие состав пиролита при высоких давлениях, геофизические наблюдения и находки гипербазитов в рифтовых зонах океанических хребтов, где, как известно, отсутствует кора континентального типа.

Обогащенные различными металлами базиты и гипербазиты, подвергаясь выветриванию и разрушаясь в зоне гипергенеза, дают начало формированию разнообразных осадочных образований, в первую очередь месторождений элементов группы железа (Fe, Mn, Cr, Co, Ni, V и др.). Естественно, что закономерности пространственной и временной локализации основных и ультраосновных магматических пород являются очень важной проблемой осадочной металлогении.

Таким образом, в настоящее время уже не вызывает сомнения тот факт, что мантийное вещество включается в процесс осадочного породообразования либо непосредственно, как это имеет место в случае подачи металлов с помощью гидротерм и эксгаляций, либо, пройдя стадию интрузии, выветривания и переотложения, т. е. косвенным, более сложным путем. В обоих случаях набор концентрирующихся рудных компонентов будет, по-видимому, сходен, но формы рудных тел, закономерности пространственного распространения и механизм рудогенеза будут кардинально различаться между собой.

Первый путь поступления мантийного вещества в океанические осадки был описан в статьях Р. Ревелла (Revelle, 1944), Н. С. Скорняковой (1964), К. Бострома и др. (Boström, 1972), А. П. Лисицына и Ю. А. Богданова (1974), Л. В. Дмитриева (1973), В. И. Смирнова (1975), но особенно полно его недавно проанализировал Н. М. Страхов, посвятивший этому вопросу ряд статей (Страхов, 1972, 1974<sub>1, 2, 3</sub>) и подготовленную к печати монографию. В данном сообщении мы его больше касаться не будем.

Судьба мантийного вещества, выведенного в зону осадкообразования в виде интрузий, менее ясна, поскольку исследование древних седиментационных бассейнов редко сопровождается глубоким изучением соответствующих питающих провинций, а в составе современных водосборов магматогенные образования вообще играют весьма незначительную роль. О большом значении базитов в областях сноса некоторых древних палеоводоемов иногда можно судить по таким косвенным признакам, как присутствие среди производных от них осадочных отложений типичных граувакк (в понимании В. П. Батурина (1947), а также Г. Н. Бровкова, А. Е. Могилева (1965) и др.) или по широкому распространению в них доломитов, фосфоритов, кремнисто-углистых сланцев или фтанитов с концентрациями V, Ni, Co, Fe и других металлов, а также железорудных и марганценосных отложений, образующих устойчивую парагенетическую ассоциацию, типичную для определенной эпохи (Холодов, 1970<sub>1, 2</sub>).

Как выяснилось сравнительно недавно, хорошими индикаторами участия мантийного вещества в осадочном процессе могут служить рудные скопления V — одного из элементов группы Fe, геохимию, минералогию и металлогению которого мы изучали много лет. Результаты этих исследований, имеющие отношение к проблеме участия базитов и гипербазитов в осадочном породообразовании, изложены в настоящей статье.

## II

Ванадий способен образовывать рудные скопления различных типов. В табл. 1 сведены данные, характеризующие важнейшие генетические группы ванадиевых месторождений. Вулканогенно-осадочные, гидротермальные и гидротермально-осадочные месторождения довольно редки и ничтожны по запасам. Наоборот, главные массы металла сосредото-

Таблица 1

## Группы месторождений ванадиевых руд

Группы месторождений	Вмещающие породы	Формы рудных тел	Рудные минералы	Содержание $V_2O_5$ , %	Примеры месторождений	Мировые запасы, тыс. т
Интрузивные	Анортозиты, габбро, габбро-амфиболиты, горн-блендиты, перидотиты, пироксениты	Пластообразные залежи, жилы, линзы и вкрапленные руды, тесно связанные с интрузиями	Ванадийсодержащий титаномagnetит	0,2—0,4, реже до 2	Таберг (Швеция), Бушвельд (ЮАР), Лак-Тио, Сент-Илес, Иври (Канада), Айрон Майн Хилл (США)	47 913
Вулканогенно-осадочные	Лептиты	Пластообразные, линзообразные тела	Ванадийсодержащие титаномagnetит и апатит	0,14—0,25	Кирунавара, Рутевара, Ректор (Швеция)	Не учтены, но в целом невелики
Гидротермальные	Кварц-биотитовые, кварц-карбонатные жилы	Жильные тела	Давидит с гематитом и минералами титана	?	Радיום Хилл (Австралия)	Ничтожны
Гидротермально-осадочные	Известняки и доломиты, содержащие галенит и сфалерит	Линзовидные тела, инкрустации карстов, натечи, жеоды	Ванадинит, моттрамит, деклуазит	0,5, реже до 5—10	Абенаб, Цумеб, Берг Аукас (Юго-западная Африка)	20
Осадочные	Сингенетические	Конгломераты, песчаники, суглинки, железомарганцевые руды, бокситы, угли, кремнисто-углеродистые сланцы и фтаниты, фосфориты	Ванадийсодержащий титаномagnetит, ванадийсодержащие гидроокислы железа, ферванит, роскозлит, патронит, вторичные ванадаты, металлоорганические соединения	0,12—2, чаще всего десятые доли процента	Россыпи Урала (СССР), железорудные месторождения Керчи (СССР), Лотарингия (Франция), ванадиеносные фтаниты Казахстана (СССР)	70 843
	Эпигенетические	Роскозлитовые, медистые, волконскоитовые, урано-ванадиевые песчаники и известняки, асфальтиты, нефтеносные породы	Линзы, роллы, жеоды, жилы и другие неправильной формы скопления	До 15—30	Минас-Рагра (Перу), месторождения Энтрада, Колорадо (США)	68

гочены в необычайно широко развитых месторождениях интрузивной и осадочной групп.

Интрузивные месторождения V генетически и пространственно связаны с основными и ультраосновными породами типа габбро — перидотит — анортозит. Последние образуют массивы на периферии Канадского щита (Лабрадор, Сагуней Ривер, Иври, Сент-Урбен, Морин, Лабривиль, Адирондак, Дулут), в краевых частях Русской платформы (Коростенский, Новомиргородский, Берген, Экерзунд, Ахвенисто, Выборгский), на Урале, по окраинам Сибирской платформы (Лысанский, Кизирский, Манкресовский, Арсентьевский, Чиней, Калар, Джугджур), по периферии Африканской (Бушвельд) и Индийской платформ. Размеры этих интрузий варьируют довольно широко: от 300—450 до 7500—18000 км<sup>2</sup>. При этом наиболее крупные массивы гипербазитов гигантских размеров: например, габбро-норитовая интрузия оз. Аллард (Канада) более 7500 км<sup>2</sup>, Выборгский плутон габбро-норитов с примесью ралакиви 18 тыс. км<sup>2</sup>, Бушвельдский стратиформный массив лейкократовых перидотитов — габбро — анортозитов более 15 тыс. км<sup>2</sup>.

Рудные выделения внутри массивов имеют форму линз, пластообразных тел или гнезд, сконцентрированных в разных частях интрузии. Главным рудным минералом является ванадиеносный титаномагнетит, иногда ассоциирующий с апатитом и цементирующий амфиболы и роговую обманку (сидеронитовая структура). Содержание V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> колеблется от 0,2 до 0,4, иногда достигая 2%.

Значение массивов основных и ультраосновных пород для промышленности очень велико; по самым грубым подсчетам, мировые запасы V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, связанные с ними, исчисляются в 47 млн. т. Кроме того, с ними ассоциируют крупные скопления хромитов, сульфидов Co и Ni, руд Fe, Ti, U, Pt, залежи апатитов и магнезита.

Нельзя также не отметить, что интрузии базитов и гипербазитов имеют огромное геохимико-геологическое значение. Так, среднее содержание V в этих породах колеблется от  $1,4 \cdot 10^{-2}$  до  $2 \cdot 10^{-2}$ %, тогда как в гранитоидах оно падает до  $4 \cdot 10^{-3}$ % (Виноградов, 1962). Это означает, что в 1 т базит-гипербазитовой породы содержится в 4—5 раз больше V, чем в 1 т гранита; иначе говоря, даже если отбросить рудные концентрации, основные магматические интрузии сами по себе являются потенциальным источником интересующего нас металла и при выветривании будут поставлять его в смежные бассейны в значительных количествах.

Осадочные месторождения V чрезвычайно разнообразны; в этой группе хорошо различимы две подгруппы — сингенетические и эпигенетические образования, среди которых удалось выделить 12 генетических типов концентраций. Их полное описание дано в табл. 2. По распространенности и количеству сконцентрированного металла в этой группе месторождений определяющую роль играют ванадийсодержащие морские оолитовые железные руды, ванадиеносные кремнисто-углистые сланцы, или фтаниты, а также ванадийсодержащие титаномагнетитовые россыпи.

Железные руды обычно образуют пластовые или пластово-линзовидные залежи мощностью в десятки метров, прослеживающиеся на несколько километров. В зоне первичных руд они представлены лептохлоритами, анкеритом и сидеритом, а в зоне окисления — гетитом и гидрогетитом. V распределен довольно равномерно, его содержание повсеместно колеблется от 0,12 до 0,26%. Формы его нахождения неясны; предполагается наличие ферванита или адсорбированного V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Морские оолитовые железные руды, содержащие V, очень широко распространены во всем мире. К этому типу принадлежат нижнепалеозойские железные руды Уобан (Канада) и Бирмингем (США), мезозойские железорудные скопления Фродингем и Нордгемптон (Англия), минетовые юрские руды Лотарингии (Франция) и Бадена (ФРГ). В СССР

Сингенетические					
Типы месторождений	Минералы V	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	Примеры месторождений	Промышленное значение	
				в СССР	за рубежом
Россыпи	Изоморфная примесь в титаномагнетите и других терригенных минералах	До 0,6	Остров Хондо (Япония), юго-западное побережье Новой Зеландии, Восточная Австралия, Южный Урал (СССР), Куваши, Черная и др.	Балансовые руды, разрабатываются (?), запасы невелики	Запасы средние; но вследствие того, что добывать их легко, разрабатываются в Японии
Железо-рудные и марганцевые	Гидраты V, адсорбированный V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , ферванит (?)	0,12—0,26	Минетовые руды Лотарингии (Франция), Баден (ФРГ), Керченское железорудное месторождение (СССР)	Запасы велики, не разрабатываются на V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Во Франции получают V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> из шлаков, а в ФРГ—без обогащения: это дорого
Бокситы	Ванадийсодержащие пироксены и титаномагнетиты, железованадиевые сульфиды, V, адсорбированный гидроокислами Fe и Al, ванадиевый порфирин (?) и металлоорганические соединения	До 0,14	Латеритные бокситы Индии, месторождения типа «терра-росса» в Венгрии	Не разрабатываются на V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Общее значение невелико, Италия освоила попутное получение V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> из шламмов, а Индия провела эксперимент по получению
Угли	Форма нахождения неясна, возможны металлоорганические соединения	1 — в породе, 30 — в золе	Урал (СССР), юрский уголь Чокпака (СССР) и др.	То же	В 1910—1911 гг. в США получали из золы
Кремнисто-углистые фтаниты, черные ванадиеносные сланцы	Роскоэлит, патронит, вторичные ванадаты, уранованадаты (карнотит и тюмунит), углисто-ванадиевый минерал и др.	1,5—2	Пермь района Айдахо (США), кембрий Кара-Тау (СССР) и др.	Забалансовые руды, не разрабатываются, запасы велики	Разрабатывали в США во время Второй мировой войны, сейчас не разрабатывают
Пластовые фосфориты, обогащенные органическими веществами	Форма нахождения неясна	0,4	Пермь района Айдахо (США)	Отсутствуют	Попутно из фосфоритов в США получали V

первостепенный интерес представляют Колпашевско-Бакчарский железорудный бассейн, приуроченный к отложениям мела, палеоген-меловые залежи железных руд Лисаковского и Аятского месторождений, а также киммерийский Керченский железорудный бассейн. Мировые промышленные запасы V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, заключенные в осадочных железных рудах, можно приблизительно оценить в 70 млн. т.

Ванадийсодержащие фтаниты представляют собой пласты кремнисто-глинистой ритмичнослоистой породы, резко обогащенной органическим веществом. Мощность рудоносной части 10—12 м, пачка прослеживается на десятки и сотни километров. V концентрируется с Co, Ni, Mo, Re, Pb, Zn, образуя многочисленные собственные минералы (роскоэлит, патронит, ванадаты и пр). Его содержания колеблются от 1,5 до 2%.

## концентраций

Эпигенетические					
Типы месторождений	Минералы V	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	Примеры месторождений	Промышленное значение	
				в СССР	за рубежом
Роскоэлитовые песчаники	Роскоэлит, ванадийсодержащий хлорит и монтмориллонит, монтрозеит, тьямунит	1,5—3	Юра, формация Энтрада, плато Колорадо (США)	Не известны и не разрабатываются	Запасы значительны, до 1941 г. добыто 6205 т металла
Медистые песчаники	Фольбортит, ванадинит, моттрамит и др.	0,2—4	Триас Манчестера (Англия), Мансфельд (ГДР), карбон — мел Колорадо (США), пермь Приуралья (СССР)	Не разрабатывается на V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Запасы невелики, но в ФРГ до 1941 г. добыто 39 т V
Волконскоитовые месторождения	В виде изоморфной примеси (?)	0,07—3	Пермь Приуралья	То же	Отсутствуют
Урано-ванадиевые месторождения в песчаниках, гравелитах и известняках	Патронит, роскоэлит, корвусит, хьюэттит, пасконт, пентадоит, россит-ферванит, карнотит, тьямунит и др.	1—5	Плато Колорадо (США)	»	Запасы значительны, более 50% мировой добычи добывают в США
Нефти	Ванадиевый порфирин (?), металлоорганические соединения	0,44 в золе	Венесуэла, Второе Баку (СССР)	»	В Италии из венесуэльской нефти получают V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , в США тоже, значение невелико
Твердые асфальты и другие производные от нефти	Патронит, минасрагит и др.	0,16—15	Минас-Рагра (Перу), Колорадо (США), Приуралье (СССР)	»	В настоящее время Минас-Рагра вырабатано, добыча ничтожна

Углеродисто-кремнистые ванадиеносные сланцы и фтаниты содержат огромные потенциальные запасы V, однако они редко бывают его промышленными поставщиками. Вместе с ванадиеносными шунгитами и фосфоритами мировые запасы в них едва достигают 820 тыс. т V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Среди месторождений этого типа следует отметить докембрийские графитизированные сланцы Шунгского месторождения (СССР), ванадиеносные фтаниты кембрия Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области, Приморья (СССР), а также ванадийсодержащие сланцы синия КНР и ДРВ, кремнисто-сланцевые месторождения — Южной Австралии, черные ванадиеносные сланцы девона Чаттануги (США), пермские сланцы Айдахо и Вайоминга (США), а также квасцовые сланцы Швеции.

Россыпи разнообразны по форме залежей и происхождению. Чаще всего это линзовидные скопления ванадиеносного титаномагнетита в галечниках и суглинках речных террас. Протяженность рудных участков от десятков метров до 10—15 км, мощность — 0,5—5 м. Средние содержания  $V_2O_5$  достигают 0,7%; наряду с V в рудных залежах концентрируется Fe (до 40—50%) и  $TiO_2$  (12—16%).

Аллювиальные россыпи ванадиеносных титаномагнетитов, связанные с четвертичными и современными отложениями, известны на Урале (СССР), в Канаде (Сент-Урбен и др.), в Испании (Торпес). Прибрежно-морские скопления ванадийсодержащих титаномагнетитов известны на Сахалине, в Приморье и Хабаровском крае (СССР), в Японии и в Новой Зеландии, а также в Канаде и на Тихоокеанском побережье США. Весьма своеобразны россыпи Индии и Африки, тесно связанные с корами выветривания.

Мировые запасы ванадийсодержащих россыпей очень приблизительно можно оценить в 990 тыс. т  $V_2O_5$ .

Как это следует из табл. 1, 2, кроме ванадиеносных железных руд, черных сланцев и фтанитов, а также россыпей в группе осадочных месторождений известны и другие типы металлоносных скоплений, однако их удельное значение невелико и в общей схеме рудогенеза их можно не принимать во внимание.

### III

Итак, выше было показано, что наиболее крупные массы сосредоточены в группах магматических и осадочных месторождений. Попытаемся теперь выяснить пространственно-временные взаимоотношения между этими двумя важнейшими группами объектов.

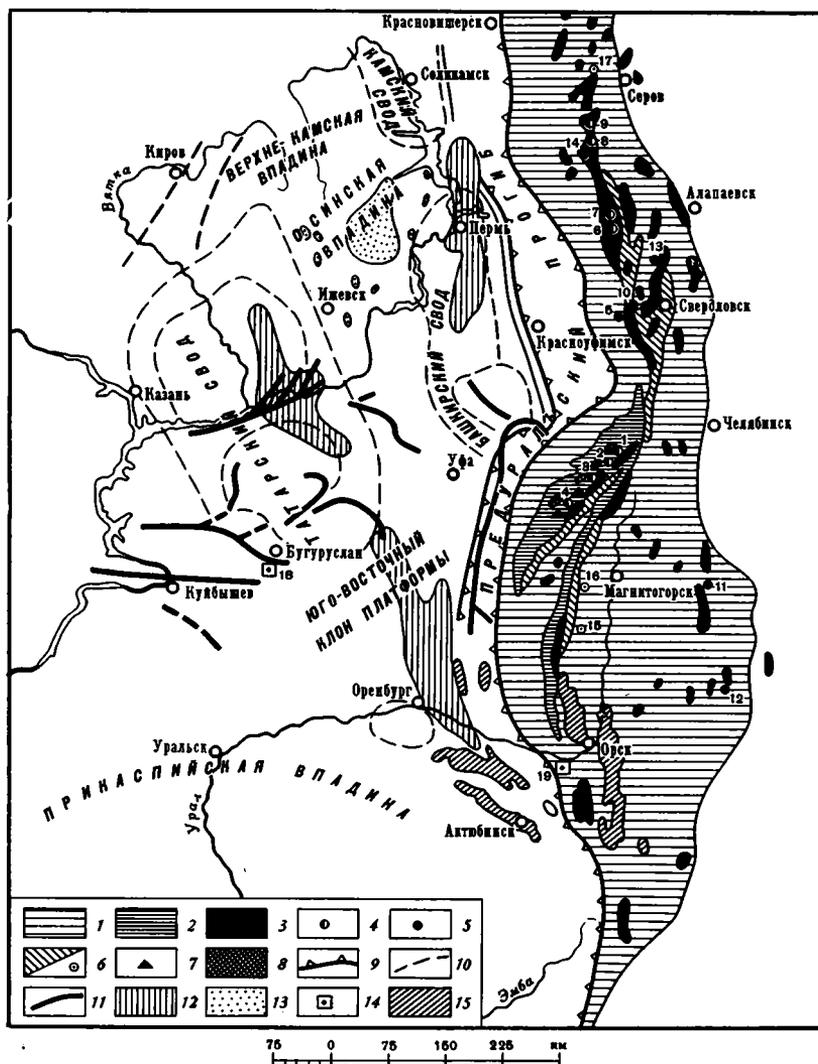
Металлогенические построения показывают, что на поверхности планеты разнообразные месторождения V распределены крайне неравномерно. При попытке нанести их на карту хорошо видно, что они легко группируются в определенные рудные провинции, разделенные между собой участками, практически не содержащими рудных скоплений этого металла (Холодов, 1973).

Строение типичной ванадиевой провинции лучше всего можно выяснить на примере Урала (фиг. 1). В пределах этой области четко выделены две геологически различные части: рифейско-нижнепалеозойский складчатый комплекс, прорванный многочисленными интрузиями базитов и гипербазитов; осадочный верхнепалеозойский чехол предгорного прогиба и платформ.

В пределах рифейско-нижнепалеозойского складчатого комплекса известно несколько субмеридиональных поясов основных и ультраосновных интрузий; среди них для нас наиболее интересна западная полоса габброидов Башкирского антиклинория и расположенная восточнее полоса габбро-перидотитовых интрузий Урал-Тау.

Габброиды Башкирского поднятия образуют ряд узких и вытянутых вдоль разлома тел, с которыми связано несколько магматических месторождений ванадийсодержащих титаномагнетитов — Кусинское, Копанское, Чернореченское, Маткальское, Медведевское. Содержание  $V_2O_5$  в рудах достигает 0,5—0,6%; местами присутствует до 20% апатита. Возраст интрузий определен М. А. Гаррис и др. (1967) по роговой обманке в  $1400 \pm 50$  млн. лет, что согласуется с геологическими данными Н. П. Хераскова (1967).

Габбро-перидотиты Урал-Тау в виде узкой субмеридиональной полосы протягиваются в пределах Среднего и Северного Урала почти на 1500 км. С юга на север в этой полосе выделены Ревдинский, Тагильский, Кетлымский массивы, интрузии Денежкин камень, Чектопская и др. С ними связаны месторождения более бедных ванадийсодержащих



Фиг. 1. Схема строения Уральской ванадиевой провинции

1 — Уральская складчатая область; 2 — выходы докембрия; 2 — основные и ультраосновные породы; 4 — ванадиеносные титаномагнетиты; 5 — хромиты; 6 — медь, полоса колчеданных месторождений в эффузивах (месторождения и рудопроявления); 7 — апатит-магнетитовые рудопроявления Кусинского района; 8 — россыпи ванадиеносных титаномагнетитов Кусинского района; границы: 9 — передового прогиба, 10 — платформенных структур; 11 — разломы в осадочном чехле платформ; 12 — медистые песчаники; 13 — волконскоиты; 14 — ванадиеносные асфальтиты; 15 — ванадиеносные угли. Месторождения и рудопроявления (цифры на схеме): 1 — Кусинское, 2 — Черно-реченское, 3 — Копанское, 4 — Маткальское, 5 — Первоуральское, 6 — Волковское, 7 — Баронское, 8 — Качканарское, 9 — Гусевогорское, 10 — Сарановско-Гологорское, 11 — Верблюжьегорское, 12 — Аккаргинское, 13 — Алапаевское, 14 — Качканарское, 15 — Таналык-Баймакский район; 16 — Куатурский район, 17 — Богословский район, 18 — Садкинское, 19 — Велиховское

титаномагнетитов, ассоциирующих иногда с сульфидами Си. Здесь широко известны Первоуральское, Волковское, Баронское, Качканарское и Гусевогорское магматические месторождения бедных комплексных руд Fe, Ti, V; содержания  $V_2O_5$  в них редко превышает 0,1—0,2%. Возраст оруденения, по Л. Н. Овчинникову и др. (1967), 600—650 млн. лет.

Итак, западная полоса интрузий Урала очень богата и древнее, тогда как восточная несравненно беднее, но возникла бесспорно позже. Следу-

ет отметить, что помимо V рифейско-нижнепалеозойский комплекс содержит крупные магматогенные месторождения Cu, Cr, Co, Ni, Pt и других металлов, причем месторождения Cu в виде колчеданных руд, связанных с эффузивами силура, распространены на западе и востоке.

Осадочный чехол Уральской рудной провинции также довольно богат рудными скоплениями интересующего нас металла, причем здесь в разновозрастных отложениях сосуществуют самые разнообразныe типы месторождений  $V_2O_5$ .

В современных и четвертичных отложениях рек Кусинско-Саткинского района, в непосредственной близости от габброндов Башкирского антиклинория, хорошо известны аллювиальные россыпи ванадиеносных титаномagnetитов. Они локализуются обычно в отложениях пойменной террасы на уровне 1—4 м над урезом воды среди галечников, песков, супесей и суглинков.

Продуктивные пласты имеют мощность 2—5 м и прослеживаются по течению рек Куса, Сатка, Куваши, Черная на 5—7 км. Основная масса титаномagnetита и ильменита концентрируется во фракции 0,1—0,5 мм, а содержание  $V_2O_5$  в рудах колеблется от 0,04 до 0,14 кг/м<sup>3</sup> (Холодов, 1968). Происхождение аллювиальных россыпей в данном случае несложно: все скопления тяжелых минералов в аллювии рек пространственно и генетически тяготеют к габброндным интрузиям, за счет разрушения и выветривания которых они и возникли.

В юрских континентальных отложениях Южного Урала известны ванадийсодержащие буроугольные рудопроявления. Морфологически это беспорядочные скопления углефицированной древесины, на отдельных участках сгруженной в линзы и пласты, заключенные в песчаноглинистые отложения.

Выделены три группы угольных месторождений. Севернее г. Орска, в среднем течении р. Таналык, в пределах Магнитогорского синклинория, расположены Аюллинское, Ишмухаметовское и другие месторождения с содержанием  $V_2O_5$  до 4,19% на золу. Южнее г. Орска, в пределах той же структуры, но дальше от древних источников питания, находятся Куманское, Мамытское и другие рудопроявления. В углях этих скоплений при той же зольности содержание  $V_2O_5$  редко достигает 2%. В среднем течении р. Белой и южнее ее расположены Самородовское, Караганское, Ермолаевское и другие рудопроявления Бельского прогиба. Они еще более удалены от районов распространения ванадиеносных титаномagnetитов Сатки-Кусы и содержание  $V_2O_5$  в них соответственно едва достигает 1,5%.

Так как содержание V в углях хорошо сопоставляется с расстоянием от возможных магматогенных источников питания, В. А. Зильберминц и П. Л. Безруков (1936) считают, что он извлекался речными водами, переносился ими в угленосные палеоводоемы и здесь включался в состав растительной органики.

В пермских меденосных отложениях Приуралья пространственное положение рудных участков хорошо увязывается с конседиментационными поднятиями этого региона: Башкирским, Татарским и Оренбургским (Клубов и др., 1968). При этом медная минерализация во всех случаях располагается на восточных крыльях тектонических структур, что косвенно указывает на направление поступления рудных компонентов (фиг. 1).

Среди медистых песчаников Приуралья четко выделены три участка, различающиеся по возрасту и минерализации. Вдоль восточного склона Башкирского свода локализуется медное оруденение, связанное с наиболее древними уфимскими отложениями. Рудные залежи этого района представляют собой скопления халькозина, халькопирита, ковеллина и других минералов, приуроченные к корытообразным врезам, выполненным песчаниками и гравелитами, залегающими среди алевролитов и

глин. Медистые песчаники обычно содержат здесь до 3—4% V, причем последний иногда образует самостоятельные минералы типа фольборти-та или кнауфита. Наряду с сингенетическими признаками медно-ванадиевое оруденение несет следы интенсивных эпигенетических перемещений, осложняющих его залегание.

Два других участка, в районе Татарского свода и Оренбургского поднятия, стратиграфически связаны с более молодыми казанскими отложениями, причем медные рудопроявления Татарии локализуются в известково-доломитовых отложениях, а в Южном Приуралье они залегают в верхнеказанских красноцветах. Рудные скопления имеют форму линз, гнезд, прожилков; обращает на себя внимание почти полное отсутствие ванадиевой минерализации и повсеместные следы интенсивных эпигенетических преобразований.

Вслед за А. Е. Ферсманом (1922), Л. М. Миропольским (1931) и др. источником меди в Приуралье можно считать, по-видимому, горные сооружения Урала с его полосой более древних медноколчеданных месторождений. Однако наши металлогенические наблюдения позволяют более подробно сопоставить локализацию оруденения с историей эрозии Уральского хребта. Действительно, изучение терригенных компонентов пермских осадочных толщ Приуралья и областей питания, выполненное С. Г. Саркисяном (1949), показало, что в уфимский век в пределах рифейско-нижнепалеозойской области разрушались горные сооружения Яман-Тау, т. е. Башкирского антиклинория. Естественно, что в область седиментации, расположенную западнее, в это время поступали массы V и Cu. Позднее, в казанский век, поднятия захватили расположенные к востоку массивы Крака и Урал-Тау; соответственно в водоем перестали поступать большие количества V, но усиленно мигрировали Cu и Sg.

Более сложные зависимости наблюдаются между распространением в девоне и карбоне Второго Баку ванадиеносных нефтей, а в пермских толщах — ванадиеносных асфальтитов; их исключительное обогащение V правильно, на наш взгляд, связывать уже не с размывом рифейских сооружений Урала, а с разрушением сходной по составу краевой части фундамента Русской платформы.

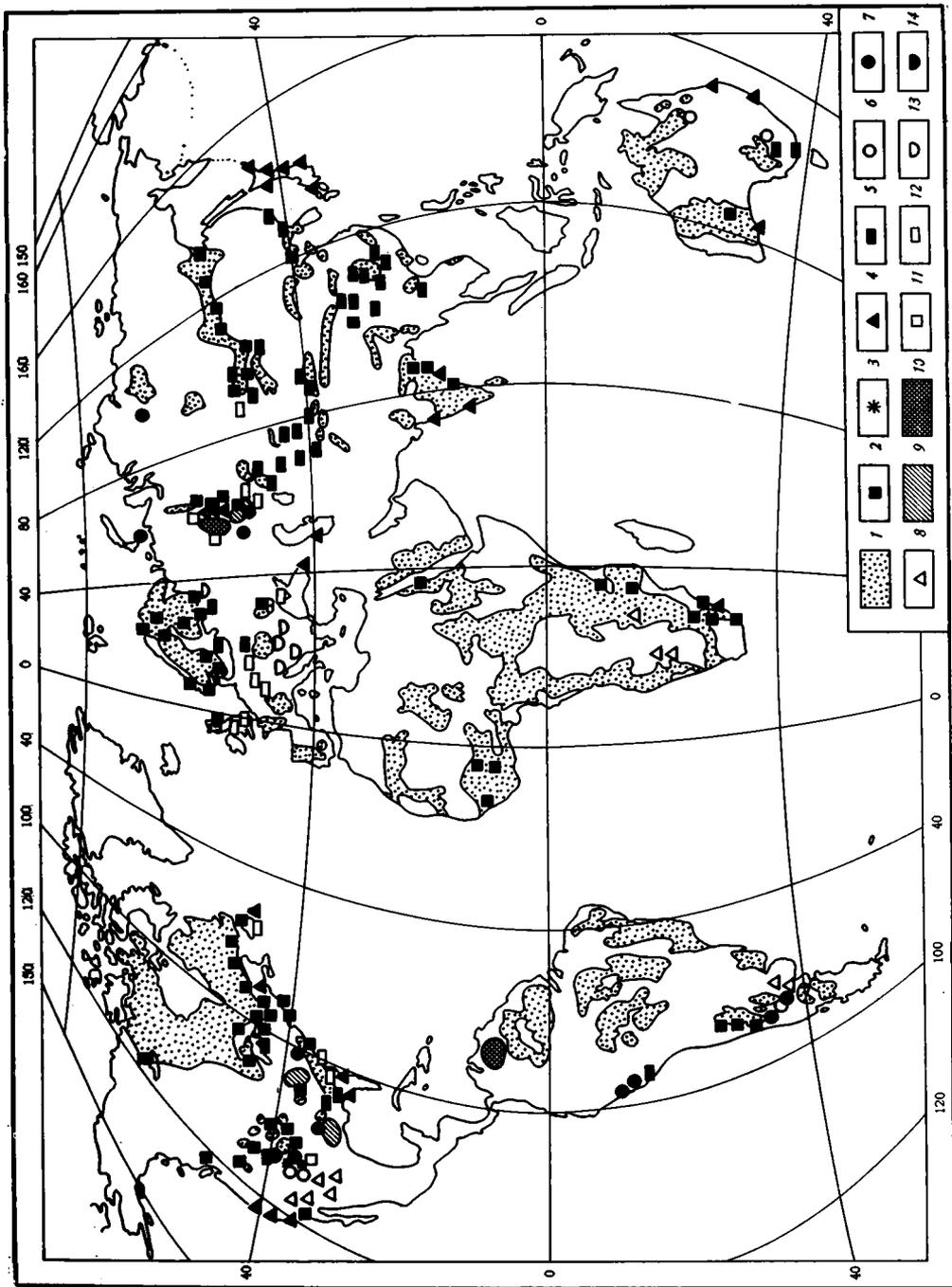
В разобранный примере важно подчеркнуть одно обстоятельство: на протяжении огромного отрезка геологического времени, соответствующего всему мезозою и кайнозою, рифейско-нижнепалеозойская часть Уральского ванадиевой провинции, в которой определяющую геохимическую роль играли основные и ультраосновные интрузии, поставляла рудные компоненты в смежные области седиментации и именно за счет них формировались при образовании осадочного чехла многочисленные и разнообразные месторождения V осадочного генезиса.

#### IV

Пространственные взаимоотношения между месторождениями ванадиеносных титаномagnetитов магматогенного генезиса и осадочными скоплениями V, установленные в Уральской провинции, типичны и для других ванадиевых провинций Мира. Это хорошо видно на фиг. 2, где нанесены выходы докембрийских пород на поверхность и показано распространение 205 ванадиевых месторождений, группирующихся в 17 провинций.

В пределах Северной Америки довольно четко вырисовываются четыре обособленные рудные провинции.

В докембрии Канадского кристаллического щита широко распространены крупные интрузии габбро-анортозитов, габбро и других производных основной магмы (Сагуней Ривер, Иври, Сент-Урбен, Морин, Лабревиль, Адирондак, Дулут и др.). С ними связаны многочисленные



и очень богатые по запасам месторождения ванадиеносных титаномагнетитов (Лак-Тюо, Миллз, Пуджолан, залежи оз. Сэнфорд, Чаффей, Игл Лейк и др.). Пояс древних докембрийских магматогенных месторождений с юга ограничен более молодыми осадочными отложениями, среди которых известны ванадийсодержащие ордовикские железные руды Уобана (Ньюфаундленд), девонские черные ванадиеносные сланцы Альбени и многочисленными мелкими современными россыпи ванадиеносных титаномагнетитов (Сент-Урбен, Маргарит, Портнеуф).

В докембрийских толщах Аппалачей описаны интрузии габброидов и кумберландитов; с ними связаны залежи ванадиевых титаномагнетитов Стил Маунтин, Айрон Майн Хилл, Нью Джерси, Пиней Ривер и Магнет Ков. Палеозойское обрамление этой горной системы содержит ордовикские и пенсильванские ванадиеносные нефти Оклахомы, черные графитносные сланцы Алабамы, месторождения ванадийсодержащих твердых битумов и ванадиеносных углей бассейна Иллинойс.

В восточной полосе складчатых сооружений Кордильер отдельные блоки кристаллического фундамента прорваны интрузиями габбро-анортозитов; к ним приурочены рудопроявления ванадиеносных титаномагнетитов Айрон Маунтин, Карибу Хилл, Цеболла Крик, Хотео и др. Вблизи их в осадочных толщах распространены черные ванадиеносные сланцы и фосфориты формации Фосфория (пермь), юрские роскоэлитовые руды формации Энтрада, многочисленные меловые и эоценовые жилы ванадиеносных асфальтитов и т. п.

На Тихоокеанском побережье, в районе Калифорнии, в анортозитах докембрия известны месторождения ванадиеносных титаномагнетитов Сан Габриэль и Эврика. Осадочная субпровинция в этом регионе развита слабо; она представлена прибрежными россыпями Редонда, Орегон и Клатсоа, причем часть этих рудных скоплений ванадийсодержащих тяжелых минералов генетически может быть связана не с докембрийскими анортозитами, а с более молодыми основными эффузивами.

В Южной Америке наиболее известны ванадиевые месторождения Чили и Аргентины. Свообразным ядром этой провинции являются ванадийсодержащие магнетиты Эль-Тофо, Эль-Ромераль и Альгороббо, связанные с докембрийскими толщами. В меловых и юрских отложениях смежных районов широко распространены месторождения жильных асфальтитов (Лос Костаньос, Мальин Ларго и др.), в карбонатных толщах палеозоя известны скопления ванадинита и деклуазита в зоне окисления гидротермальных сульфидных руд (Кордова и Сан-Луис), а в меловых песчаниках и конгломератах описаны урано-ванадиевые эпигенетические руды Ева Перон, Агуа Ботада и др.

В Африке наиболее четко выражена ванадиевая провинция Южно-Африканского щита. Ее центральная часть сложена рядом крупных докембрийских массивов габбро и габбро-анортозитов, вытянутых в меридиональном направлении (Бушвельд, Тугел, Мавелл, Лиганга). С ними ассоциируют месторождения комплексных ванадиевых титаномагнетитов и ильменит-титаномагнетитовых руд.

Осадочные отложения нижнего палеозоя содержат жильные проявления сульфидов, которые в зоне окисления резко обогащены ванадие-

Фиг. 2. Ванадиевые провинции Мира

1 — выход на поверхность пород докембрия; 2 — месторождения ванадиеносных титаномагнетитов и железопатитовых руд типа Кируна докембрийского возраста; 3 — месторождения роскоэлитовых песчаников; 4 — россыпи ванадийсодержащих титаномагнетитов; 5 — месторождения черных сланцев и фтанитов; 6 — уран-ванадиевые месторождения; 7 — ванадиеносные асфальтиты; 8 — вторичные ванадаты в зоне окисления сульфидных месторождений; 9 — ванадиеносные угли; 10 — ванадийсодержащие нефти; 11 — ванадийсодержащие медистые песчаники и волконскоиты; 12 — ванадийсодержащие морские оолитовые железные руды; 13 — ванадиеносные бокситы; 14 — ванадийсодержащие фосфориты.

выми минералами (Брокен Хилл). Кроме того, в современных пляже-вых песках района Дурбен концентрируются ванадийсодержащие титаномагнетиты, образуя прибрежно-морские россыпи.

В Австралии выделены две ванадиевых провинции: западная и восточная. В западной части континента, недалеко от г. Калгурли, в докембрийских отложениях известно месторождение ванадийсодержащих титаномагнетитов Джемсон Рейндж, связанное с массивом габброидных пород.

В коре выветривания здесь же располагаются мелкие залежи ванадиеносных бокситов.

Восточная провинция не связана с магматическими рудопроявлениями, к ней принадлежат черные углисто-кремнистые сланцы и фосфориты, содержащие много  $V_2O_5$ , в штате Виктория.

В Европе различаются 5 ванадиевых провинций. В докембрии Фенно-Скандинавского щита известны многочисленные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, связанные с габбро и габбро-анортозитами (Таберг, Крамста, Экерзунд-Согендаль, Лафотен, Отанмеки), а также с габбро-диабазами (Велимеки, Пудожгорское и др.). Несколько особняком от них стоят магнетит-апатитовые ванадиевые руды Швеции (Кирунавара, Рутивара, Елливара, Ректор и др.), приуроченные к сильно метаморфизованным лептитовым докембрийским толщам. В палеозойских отложениях, прилегающих к щиту, известно несколько различных типов осадочных месторождений V. Среди них широко известны ванадиеносные кембрийские квасцовые сланцы кольма Швеции, графитовые сланцы и шунгиты в древних толщах Норвегии и Карелии, палеозойские ванадиеносные бокситы Тихвина (СССР).

В Испании коренные месторождения ванадийсодержащих титаномагнетитов связаны с габбро-диоритами в докембрии района Овиделас и Серна де Ферриэда до Алентеджо. На атлантическом побережье Португалии, в районе Торпес у Синес, известны современные россыпи ванадиеносных титаномагнетитов.

В провинции Чешского массива не известны коренные магматогенные месторождения V, хотя в фанерозойских осадочных толщах в этом регионе распространены ванадиеносные пермские медные сланцы Мансфельда и Рихельдорфа (ГДР), юрские ванадиеносные железные руды Бадена (ФРГ) и Лотарингии (Франция). К этой же группе месторождений, возможно, принадлежат ванадийсодержащие мезозойские бокситы Венгрии.

Провинция Украинского щита представлена залежами ванадиеносных титаномагнетитов, связанных с докембрийскими габбро-анортозитами Волинского и Новомиргородского массивов, а также многочисленными современными россыпями титановых минералов.

В пределах Азии намечаются четыре крупные ванадиевые провинции.

К докембрийской субпровинции Алданского щита и его обрамления принадлежат магматогенные рудопроявления ванадийсодержащих титаномагнетитов, связанные с массивами габбро, габбро-диоритов и анортозитов. Интрузии образуют широтный пояс (Лысанские массивы, Кизир, Манкрес, Арсентьевская интрузия, Чиней, Колар, Джугджур), вытянутый от верховьев Енисея до Приморья.

С близлежащими осадочными толщами кембрия и верхнего рифея в Алтае-Саянской области связаны рудопроявления черных ванадиеносных сланцев. По-видимому, к этой же осадочной субпровинции относятся верхнемеловые и палеогеновые железные руды Западно-Сибирского бассейна (Колпашевское, Бакчарское месторождения), содержащие до 0,3%  $V_2O_5$ .

В докембрии Индийского щита известны три района, в которых развиты интрузии габбро, долеритов и анортозитов, вмещающих ванадийсодержащие титаномагнетиты (Сингбхум, Дублабер, Неллор). Вокруг

них локализуются осадочные месторождения ванадиеносных бокситов и прибрежно-морские россыпи (Визакхапатнам, Траванкор, Бомбей).

Ванадиевая провинция Тянь-Шаня и Китая отличается от ранее описанных; она представлена вендско-кембрийскими ванадиеносными фтанидами и сланцами, входящими в состав осадочной субпровинции, тогда как сопряженные с ними докембрийские магматогенные образования, заключающие в себе массы  $V_2O_5$ , скрыты под чехлом более молодых осадочных пород и их большое значение как источников металла в прошлом доказывается лишь по косвенным признакам (Холодов, 1970<sub>1, 2</sub>).

На Тихоокеанском побережье Азии широко распространены многочисленные современные прибрежно-морские россыпи ванадиеносных титаномагнетитов (Приморье, Курильские острова, Япония). Они, однако, в основном образовались за счет дезинтеграции третичных и современных основных эффузивов на морском берегу.

Итак, рассмотрение изложенного выше фактического материала убеждает в том, что большинство ванадиевых провинций Мира довольно похоже друг на друга. Их центром, или ядром, являются докембрийские древние поднятия, содержащие базитовые или гипербазитовые металлоносные интрузии. Эти типичные мантийные образования включают в себе огромные количества ванадийсодержащих титаномагнетитов, сконцентрированных на одних участках (рудопроявления, рудные залежи) или рассеянных — на других (акцессорная примесь в породе).

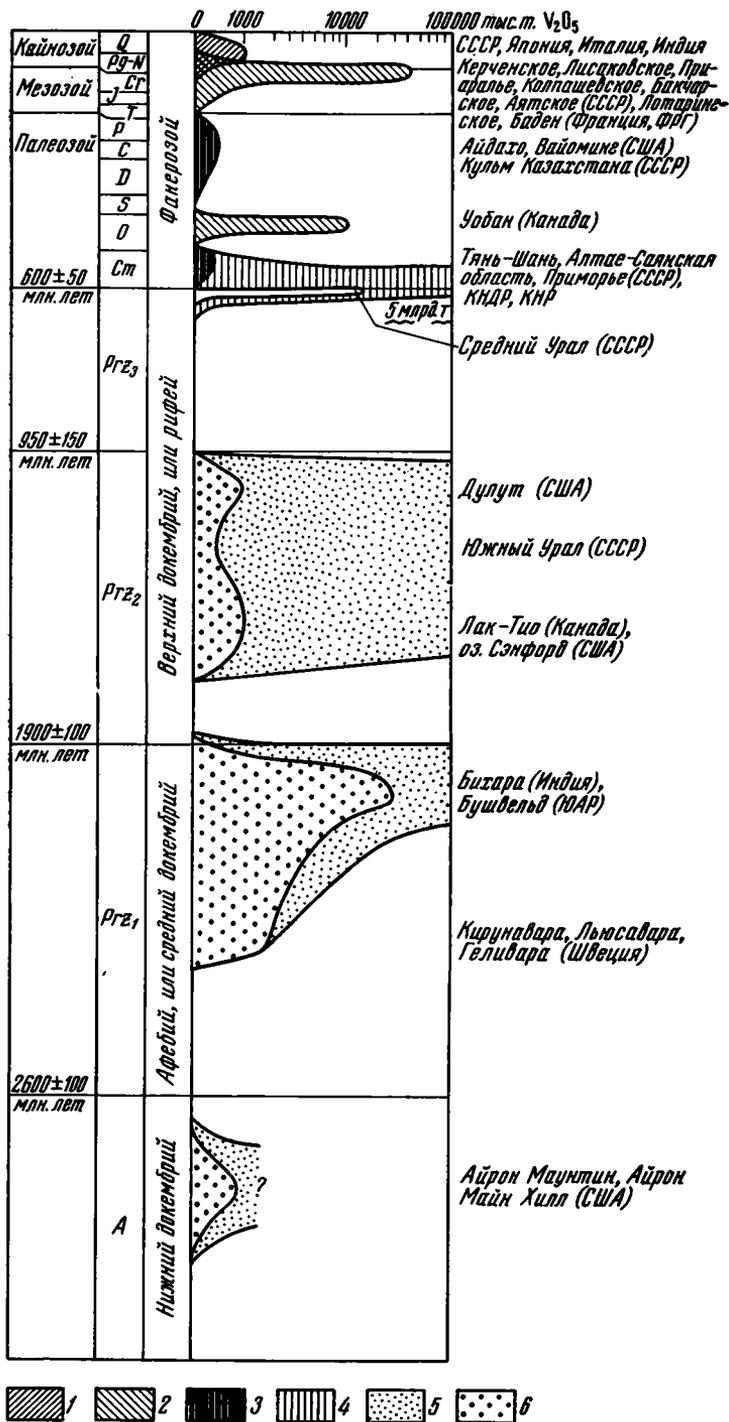
В краевых частях докембрийские выступы перекрываются более молодым осадочным чехлом, причем в этих осадочных фанерозойских отложениях обычно широко распространены разнотипные осадочные ванадиевые месторождения; последние чаще всего представляют собой результат гипергенного переотложения рудного материала интрузий в разнообразных климатических и литолого-фациальных условиях и иногда несут на себе следы глубоких постседиментационных преобразований. Характерно, что в одних провинциях гипертрофирована магматогенная составляющая, в других — осадочная, но тем не менее, как правило, обе они легко обнаруживаются при металлогенических построениях.

На фиг. 3 сделана попытка проследить поведение различных типов ванадиевых месторождений во времени. При построении графика учтены все категории запасов от разведанных до оценочных, опубликованные в сводках и справочниках.

Полученные результаты полностью подтвердили закономерности, наметившиеся при анализе металлогенических построений. Оказалось, что основная масса месторождений ванадиеносных титаномагнетитов магматического генезиса связана с докембрием. Более того, наиболее крупные месторождения и заключающие их в себе габброидные и габброанортзитовые интрузии оказались сформированными в интервале 2000—1000 млн. лет, между Беломорской и Гренвилльской складчатостями, и лишь небольшая часть ванадиеносных титаномагнетитов образовалась в рифее. Кроме того, подавляющая часть запасов осадочных месторождений разных генетических типов локализовалась в фанерозое.

Такие взаимоотношения магматогенных и осадочных месторождений V во времени не случайны и отражают, главным образом, то обстоятельство, что осадочные скопления образовались за счет разрушения и переотложения более древних магматических руд V.

Все это отлично гармонирует также с тем, что V является очень плохим мигрантом и в обстановке зоны гипергенеза перемещается в водах рек преимущественно в виде взвеси. По Г. С. Коновалову и др. (1968), изучавшим формы миграции элементов в реках СССР, в среднем 87% V мигрирует во взвеси и только 13% перемещается в виде истинных растворов. Как показали работы Н. М. Страхова и др. (1971) по Черному морю, V с Ti, Zr, Ge и Sr относятся к элементам группы,



Фиг. 3. Распределение главнейших запасов V во времени

1 — россыпи ванадиеносных титаномагнетитов; 2 — ванадиеносные осадочные железные руды; 3 — ванадиеносные фтаниты и углисто-кремнистые сланцы; 4 — ванадиеносные фтаниты и углисто-кремнистые сланцы с учетом их распространения и среднего содержания  $V_2O_5$  (ориентировочно); 5 — магматогенные ванадиеносные титаномагнетиты; 6 — магматогенные ванадиеносные титаномагнетиты с учетом их распространения и среднего содержания  $V_2O_5$  (ориентировочно)

которая образует минимальные накопления в халистазах, обнаруживая склонность концентрироваться с алевритовой фракцией осадков в периферических частях водоема.

Кроме того, частично растворенный V жадно извлекается из поверхностных вод гидроокислами Fe, органическим веществом и отчасти глинистыми минералами. Поэтому он быстро выпадает из путей миграции уже в непосредственной близости от разрушающегося коренного источника (Холодов, 1968, 1973).

Если к этому добавить, что ванадийсодержащий титаномагнетит является довольно устойчивым минералом, склонным образовывать россыпи и фиксироваться вблизи питающей интрузии, становится очевидным, что в ванадиевой провинции осадочную субпровинцию можно рассматривать как огромный геохимический ореал, сменяющий магматогенное ядро во времени и пространстве.

## V

Поскольку развитие осадочного ванадиевого рудообразования во времени в основном пассивно отражает распространение основных и ультраосновных интрузий в зоне осадкообразования, а также в значительной мере зависит от изменения металлоносности базитовых магм, на этих проблемах следует остановиться более подробно.

Можно считать общепризнанным, что состав преобладающих магматических пород, слагающих водосборные площади докембрийских континентов, существенно эволюционировал во времени. Основное мантийное вещество, весьма напоминающее современные базальты, или лунные анортозиты, количественно преобладало в ландшафтах катархея и нижнего докембрия (Виноградов, 1959; Страхов, 1963; Семихатов, 1974). Однако уже в среднем докембрии огромные поля кислых пород типа чарнокитов и гранито-гнейсов приходят на смену более древним основным эффузивам. И хотя становление габброидных и габбро-анортозитовых массивов в среднем протерозое (Беломорская, Медвежьегорская и Гренвильская складчатости) несколько изменило соотношение между сиалем и симой в сторону последней, в рифее и фанерозое вновь отчетливо прослеживается все та же тенденция от основного к кислому магматизму. Действительно, как недавно показал В. И. Смирнов (1960), при переходе от каледонских геосинклиналей к герцинским и далее к киммерийским в них отмечается постепенное отмирание ранних стадий, характеризующихся проявлением основного магматизма. Таким образом, очевидно, что во времени на нашей планете наблюдается сокращение площадей, занятых основными и ультраосновными магматическими породами. При этом среди гипербазитов исчезают такие разновидности, как анортозитовые интрузии, столь типичные для верхнего и среднего докембрия. В то же время возрастает значение разнообразных гранитоидов, представляющих собой порождение современной магматической деятельности.

Постепенное изменение состава самих основных и ультраосновных пород во времени, особенно резко подчеркнутое «вымиранием» анортозитов, возможно, также сопряжено с изменением металлоносности этих образований. Поскольку основная масса ванадиеносных титаномагнетитов явно тяготеет к докембрийским базитам и гипербазитам (фиг. 3), а в фанерозойских и современных основных интрузиях орудование встречается чрезвычайно редко, возникает предположение о постепенном отмирании ванадиевого рудогенеза, связанного с магматизмом базитового ряда.

Аналогичное падение титаноносности в основных и ультраосновных породах Урала в зависимости от их возраста отмечал П. Г. Пантелеев (1938). Он установил, что от древних к молодым интрузиям содержание

TiO<sub>2</sub> уменьшается от 0,5 до 0,03% для руд и от 0,25 до 0,02 для рудо-содержащих пород. Этот автор полагал, что различные типы месторож-дений титаномagnetитов не только Урала, но, по-видимому, всего зем-ного шара возникали в разные эпохи и в целом рудоносность более древних интрузий несравненно выше рудоносности молодых. Позднее этот вывод был принят в ряде работ, в том числе в монографии И. И. Малышева (1957), хотя Г. В. Пинус (1953) считал, что наряду с возрастом магматизма большое значение имеет глубина эрозионного среза.

Эпоха	Pt	Ni	Co	Au	Fe	U	W	Sn	Pb-Zn	Sb	Cu	Mo	Hg
Кайнозой		7	7	13	20	5	3	14	46	57	27	7	3
Мезозой	10	14	17	16	13	5	37	50	3	36	3	5	3
Палеозой	20	17	17	10	17	50	16	26	17	3	4	3	2
Докембрий	70	62	62	61	50	30		10	34		13		

Фиг. 4. Распределение запасов эндогенных месторождений некоторых металлов по эпохам, % к общим запасам, по М. М. Константинову и Е. Я. Куликовой (1960)

Необходимо подчеркнуть, что преимущественная приуроченность ва-надиеносных титаномagnetитов к докембрийским магматическим обра-зованиям (Борисенко, 1973; Богатиков, Биркис, 1974) представляет со-бой лишь часть более общей закономерности, установленной М. М. Кон-стантиновым и Е. Я. Куликовой (1960) и изображенной на фиг. 4. Эти авторы, используя собственные данные, литературные сводки и рабо-ты Ю. А. Билибина (1956), подсчитали запасы эндогенных месторожде-ний Мира по разным эпохам. Оказалось, что для магматогенного и гид-ротермального рудогенеза докембрия характерны рудные накопления Fe (50% запасов), Co (62), Ni (62), Pt (70), Au (61) и отчасти U (30). Для гидротермального, эффузивно-осадочного и магматогенного рудо-генеза кайнозоя типично образование руд Hg (95), Mo (91), Cu (80), Sb (61), Pb и Zn (46), а концентрации W, Sn и U занимают промежу-точное положение между этими двумя крайними группами металлов.

Данные диаграммы распределения запасов по эпохам позволяют утверждать: чем моложе эпоха, тем более геохимически подвижные ме-таллы обогащают магму и концентрируются в виде рудных скоплений. Для нас очень интересно, что с магматическими образованиями докем-брия накапливались не только Ti и V, но и ряд сходных с ними в гео-химическом отношении металлов — Fe, Ni, Pt, Au. Все это плохие мигран-ты. Их слабую концентрацию в магматических расплавах более мо-лодых эпох фанерозоя следует, по-видимому, объяснить первичной диф-ференциацией элементов в мантии. Вследствие неравномерного распре-деления элементов, первые порции магмы, заимствованные из базаль-тового слоя, поднимались к поверхности докембрийской планеты уже обогащенные элементами семейства Fe. Последующие внедрения основ-ной магмы несли все меньшие количества рудных компонентов, и по-этому эндогенные запасы таких металлов, как Co, Ni, Fe, Au, существ-венно уменьшаются в палеозое, мезозое и кайнозое, а магматогенных руд V в основных породах этого возраста нет.

Следует также иметь в виду, что вместе с уменьшением распростра-ненности гипербазитовых и базитовых интрузий во времени, а также наряду с общим падением содержаний элементов группы Fe и Pt в маг-

матических телах, при переходе от докембрия к палеозою, участие мантийного вещества в осадочном породообразовании все больше уменьшалось, вследствие прогрессирующего разрастания осадочного чехла.

Действительно, ранее мы показали (Холодов, 1975), что в питающих провинциях современных эпиконтинентальных и краевых морей магматические образования играют незначительную роль, занимая 2—22% всей площади; наоборот, осадочные породы слагают 52—89% территории, питающей современные седиментационные бассейны на континентальном блоке и, таким образом, в настоящее время в гигантских масштабах осуществляется переотложение более древнего осадочного материала, бедного рудными компонентами. Разумеется, что в прошлом осадочный чехол был распространен значительно слабее и вследствие этого магматические метаморфические и эффузивные породы играли более существенную роль в поставке материала, мигрирующего в седиментационные бассейны. Так, по данным А. Е. и С. Ж. Энжелов (Engel, Engel, 1953), в докембрии Канадского щита осадочные отложения слагают 2—20%, а магматические образования—66—76% площади.

Очень наглядно уменьшение общей площади докембрийских поднятий и, следовательно, падение относительного значения гипербазитов во времени видно при анализе палеометаллогенических карт вендско-кембрийской эпохи Евразии (Холодов, 1973, стр. 84). Если сравнить площади распространения докембрия, вскрытые современной эрозией, и площади докембрийских поднятий, позднее перекрытые осадочным чехлом, то окажется, что первые составляют ничтожную часть вторых.

Действительно, при рассмотрении карты обращает на себя внимание, что на обширной территории континента полностью погребены под осадочными толщами фанерозы Сунгаро-Гобия и Катазия, Таримский массив, Сыр-Дарьинский массив и Южно-Ферганские острова, исчезла суша на месте Западно-Сибирской низменности, скрылись под более молодыми отложениями части Фенно-Сарматии, Индо-Тибетии и Малой Азии.

Уменьшение доли участия мантийного вещества в осадочном процессе, вытекающее из общетеоретических построений, хорошо согласуется с общим распределением осадочных ванадиевых руд во времени. В самом деле, в вендско-кембрийскую эпоху, когда только что были сформированы и интенсивно разрушались габбро-анортозитовые пояса Земли (фиг. 3), ассоциация фосфатно-кремнистых ванадиеносных сланцев и фтанитов становится обычной в отложениях палеоморей Азии и Европы, Америки и Австралии. Следует иметь в виду, что ориентировочные запасы  $V_2O_5$ , связанные с углеродисто-кремнистыми сланцами, если учесть их распространение и высокое содержание  $V_2O_5$  ( $>1,5\%$ ), огромны — около 5 млрд. т.

Ванадиеносные сланцы и фтаниты, широко распространенные в рифее и нижнем палеозое и мезозое, постепенно уступают место ванадий-содержащим оолитовым железным рудам, локально распространенным, более бедным по запасам и содержанию металла (не более  $0,1\% V_2O_5$ ). Наконец, четвертичный период знаменуется господством бедных титаномагнетитовых россыпей с очень невысокими содержаниями металла, если считать его на массу рудовмещающей породы.

Очевидно, что процесс осадочного ванадиевого рудогенеза как бы затухает во времени, следуя за общим падением продуктивности питающих провинций. Само собой разумеется, что эта общая тенденция существенно осложнялась увеличением разнообразия рудных концентраций от докембрия к современному периоду и хорошо выраженной периодичностью рудообразования, разобранной в предшествующих работах автора (Холодов, 1973).

В заключение нельзя не отметить, что подобно V в общей схеме осадочной эволюции Земли, по-видимому, ведет себя ряд компонентов, в первую очередь Fe, Ni, Co, Cr, P, Mg, Ti и другие элементы ряда про-

токристаллизации. Возможно, что их скопления во времени и пространстве также тесно связаны с поступлением на поверхность планеты магматогенного мантийного вещества и подмеченные закономерности его мобилизации и переотложения помогут в объяснении генезиса рудных скоплений разного типа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Батурин Г. Н.* Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса.— В кн.: История мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Л., ГОНТИ, 1956.
- Богатиков О. А., Биркис А. П.* Анортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности.— В кн.: Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974.
- Борисенко Л. Ф.* Ванадий (геохимия, минералогия и типы эндогенных месторождений). М., «Недра», 1973.
- Бровков Г. Н., Могилев А. Е.* К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Гаррис М. А., Постников Д. В., Панов Ю. Н., Васильев В. Л., Меньшикова Р. Т., Денисенко С. А.* О возрасте габброидов в Урало-Волжской области. В кн.: Вопросы датирования геологических образований и основных пород. М., «Наука», 1967.
- Дмитриев Л. В.* Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов.— В сб.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973.
- Зильберминц В. А., Безруков П. Л.* О распространении ванадия в мезозойских угленосных отложениях Южного Урала.— Изв. АН СССР. Отд. мат. и ест. наук, 1936, № 5.
- Зимин С. С.* Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973.
- Клубов В. А., Нечитайло С. К., Петропавловский В. В.* Геологические закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области. М., «Недра», 1968.
- Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х.* Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Константинов М. М., Куликова Е. Я.* Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А.* Геологическая экспедиция в восточную часть тропической зоны Тихого океана (8-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев»).— Океанология, 1974, т. 14, № 2.
- Малышев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Миропольский Л. И.* Медные соединения в пермских отложениях Татарской и Чувашской республик и некоторые новые данные к их генезису.— Зап. Росс. минер. о-ва, 1931, ч. X, № 1.
- Овчинников Л. Н., Панова М. В., Подлесова Р. Г.* О калий-аргоновом возрасте некоторых роговых обманок Урала.— В кн.: Вопросы датирования древнейших геологических образований и основных пород. М., «Наука», 1967.
- Пантелеев П. Г.* К вопросу геохимии титана, ванадия и хрома в титаномagnetитах Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 3.
- Пинус Г. В.* О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями гипербазитов.— Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, Новосибирск, 1963, вып. 13.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В.* Альпийские гипербазиты Анадьрско-Коряжской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Рингвуд А. Э.* Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Саркисян С. Г.* Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1974, вып. 256.
- Скорнякова Н. С.* Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1960.
- Смирнов В. И.* О металлогении океана.— Геол. рудн. мест., 1970, № 1.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

- Страхов Н. М.* Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Страхов Н. М.* Геохимическая асимметрия Тихоокеанских отложений, ее причины и генезис.—Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Страхов Н. М.* Срединно-океанические поднятия как источник рудных компонентов.—Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Страхов Н. М.* Локализация рудных накоплений Fe-Mn стяжений в Тихом океане и ее генетический смысл.—Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.
- Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю.* Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений.—Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
- Уилли П. Дж.* Ультраосновные пояса.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Ферсман А. Е.* Геохимия России. Л., Научн. хим.-техн. изд-во, 1922.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Холодов В. Н.* Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии. I. Довендские поднятия как источники рудных компонентов.—Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Холодов В. Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии. II. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования.—Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4.
- Холодов В. Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия.—Тр. ГИН АН СССР, М., 1973, вып. 251.
- Холодов В. Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли.—В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Cronan D. S., Andel T. H. van, Heath G. R., Dinkelman M. G., Bennett A. H., Bukry D.* Iron-rich basal sediments from the eastern equatorial Pacific: Leg. 16, Deep-Sea Drilling Projekt.—Science, 175, No. 4017, 1972.
- Boström K., Peterson M.* The origin of aluminium — poor ferromanganous Sediments on actives oceanic ridges.—J. Geophys. Res., v. 74, 1969.
- Boström K., Bruce F., William E.* Submarine hot springs as a source of active ridge sediments.—Chem. Geol., 10, No. 3, 1972.
- Engel A. E., Engel C. G.* Grenville series in the North-West Adirondack Mountains.—Bull. Geol. Soc. America, No. 9, 64, 1953.
- Revelle R.* Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its VII Cruise Publ. Carnegie Inst., Washington, No. 556, 1944.

ГИН АН СССР,  
Москва

Дата поступления  
3.VI.1975

УДК 551.31.552.5 + 552.55 + 552.313.8 (234.85)

**ЛИТОЛОГИЯ ТЕРРИГЕННО-КРЕМНИСТО-ТУФОВОЙ  
ФОРМАЦИИ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА**

**Т. А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ**

В основании эвгеосинклинальных отложений Сакмарской зоны развита вулканогенно-осадочная формация ордовика. Слагающий ее материал разнообразен по составу и происхождению. Источниками его были эксплозивные вулканы, внутривулканогенные поднятия и континент. Поступление обломочного вещества в зону седиментации осуществлялось турбидными потоками и придонными течениями. Эксплозивный вулканизм порождал пеплопады и раскаленные лавины, образовывавшие пирокластические потоки. Ордовикский бассейн представлял собой глубоководную котловину, ограниченную с запада и северо-запада континентом. В восточной части бассейна возвышались островные эксплозивные вулканы.

На западном склоне Урала в пределах верхнепалеозойских миогеосинклинальных серий расположена узкая субмеридиональная полоса ниже-среднепалеозойских эвгеосинклинальных отложений — Сакмарская зона, которую в последние годы большинство исследователей рассматривают как шарьированную с востока крупную аллохтонную массу, обладающую сложной внутренней структурой (Камалетдинов и др., 1970; Кропачев, 1970; Пейве и др., 1971; Руженцев, 1971, 1974; Камалетдинов, 1974, и др.).

Сакмарский аллохтон сложен образованиями широкого возрастного диапазона — от кембрийских до каменноугольных. В основании эвгеосинклинального разреза развита небольшой мощности (до 300 м) терригенная субаркозовая толща — кидрясовская свита ( $S_{1-2}$  —  $O_1t$ ), которая формировалась в мелководном морском бассейне (Петровский, 1962). Этот комплекс отложений, по С. В. Руженцеву, отвечает «грабеновой фации»; его образование происходило на сиалической коре и знаменовало начало растяжения и «удаления» сиалического цоколя.

Стратиграфически выше развита мощная (до 1300 м) терригенно-кремнисто-туфовая толща, испытывающая определенные латеральные изменения и поэтому в разных частях зоны выделенная в разные свиты: кураганскую ( $O_1-S_1ln_1$ ), губерлинскую ( $O_1-S_1ln_1$ ) и косистекскую ( $O_1-S_1ln_3$ ). Стратиграфически выше этой толщи и частично фациально замещающая ее, развиты эффузивно-кремнистые толщи: фтаниты и фтанитоиды сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ), в которых местами появляются кремнеобломочные породы, олистостромовые горизонты и яшмы, а также вулканиты (диабазы, спилиты, андезиты, липариты), содержащие пачки и линзы преимущественно кремнистых пород, выделяющиеся в разных районах зоны под различными названиями: сугралинская, байтерекская и блявинская свиты ( $S_{1-2}$ ). Ордовикско-силурийские отложения формировались на ультрабазит-габбровом основании (Поспелов, Руженцев, 1972) и соответствует ранней, или океанической, стадии развития Уральской геосинклинали (Пейве и др., 1972).

Изменение характера коры (растяжение и удаление сиалического цоколя) в ордовике наложило отпечаток на состав терригенно-кремнисто-туфовой формации. В вертикальном формационном ряду она рас-

полагается между субаркозовой «грабенной» формацией и собственно «океанической» эффузивно-кремнистой. Общая характеристика этого ряда приведена в работе И. В. Хворовой и др. (1975,). В данной же статье разбирается происхождение исходного материала формации и условия осадконакопления.

Литология ордовикских вулканогенно-осадочных отложений освещена в работах А. А. Гаврилова (1964, 1967). Он дал петрографическую характеристику пирокластических, осадочно-пирокластических и осадочных пород и в общих чертах рассмотрел обстановку седиментации; им впервые отмечено, что большая часть осадков формировалась в относительно глубоководных условиях.

### ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ ФОРМАЦИИ И ЕГО ИСТОЧНИКИ

По литологии в терригенно-кремнисто-туфовой формации выделены два комплекса: кураганский аргиллитовый и косистекский кремнисто-туфовый, охватывающий отложения косистекской и губерлинской свит; первый развит на севере зоны, второй на всей территории.

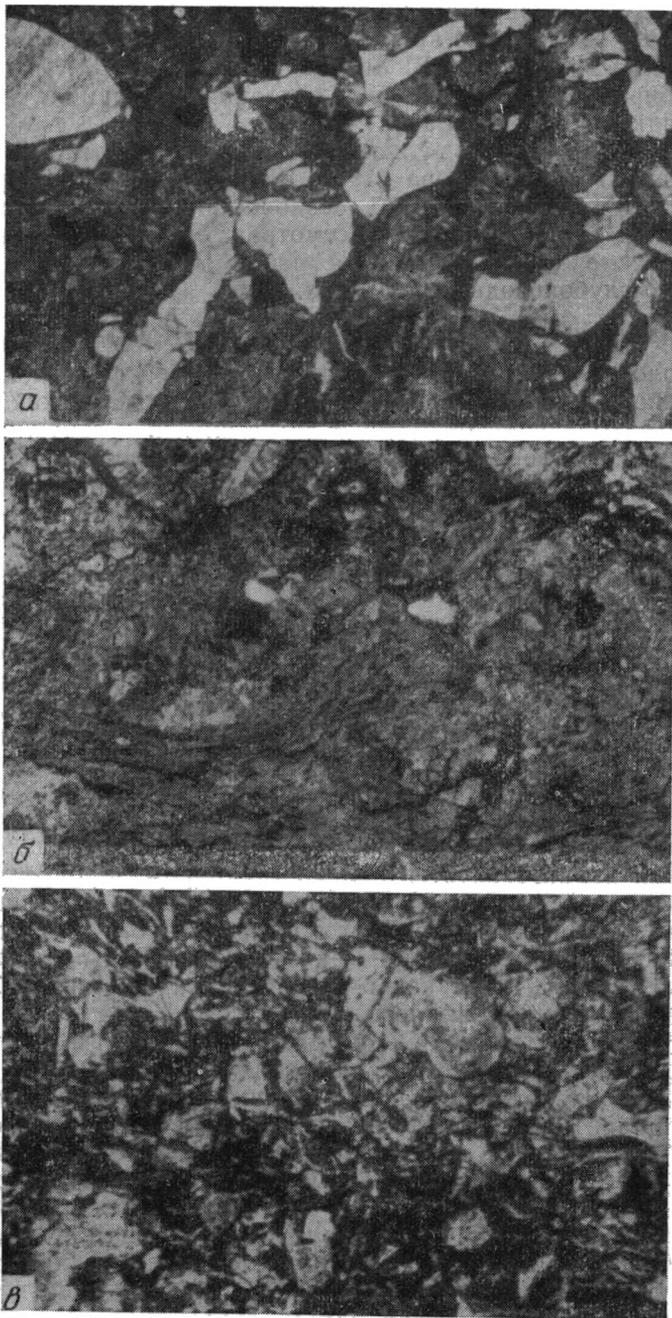
Формация сложена туфами, обломочными и кремнистыми туффитами, менее распространены аргиллиты и сциллиты; терригенные обломочные породы встречаются спорадически; присутствуют пласты и дайки диабазов, спилитов и вариолитов, альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Породы зеленые (преобладают), бирюзовые, красные, желтые; одни части формации монотонны по цвету, другие пестрые, красочные, что обусловлено частым чередованием слоев контрастных цветов.

Образование терригенно-кремнисто-туфовой формации происходило в морском бассейне, основными обитателями которого были радиолярии, кремневые губки и граптолиты. Обстановка осадконакопления была довольно сложной, что обусловлено рядом причин: многообразием источников материала и разными путями его поступления в осадок, типом вулканической деятельности, особенностями подводного рельефа и гидродинамикой.

Формация характеризуется большим набором пород, что связано в первую очередь с многочисленностью источников, питавших бассейн обломочным, глинистым и кремнистым материалом, а также смешением разнородного материала при седиментации. Все поставщики вещества можно свести к трем категориям: вулканы, внутривулканские поднятия и континент (сиалическая суша).

*Вулканическая кластика.* Облик рассматриваемой формации определяется пирокластикой, которую поставляли взрывчатые вулканы в зону седиментации. Вулканическая кластика разнообразна по составу — от плагиолипаритовой до андезитовой, характеру фрагментов — витрический (пепел, пемза) и кристаллический (плагиоклазы, кварц) компоненты, которым подчинен литический (более характерный для андезитовой кластики), и структуре — от тонко- до грубообломочной. Пирокластика часто накапливалась изолированно, формируя туфы: литокристаллокластические, кристалло-литокластические, кристалло-пемзовые, кристалло-витрические и витрические (фиг. 1).

В зоне седиментации тефра подвергалась механической обработке и сортировке. Гидродинамическое воздействие на тефру по силе и продолжительности было различным, что привело к возникновению пород, образующих непрерывный ряд: туфы — тефроиды — тефрогенные песчаники и алевролиты. В этом ряду слева направо намечается: увеличение кристаллических и литических фрагментов при уменьшении витрических; уменьшение цемента, представленного стекловатыми фрагментами дробленной пемзы — в тефроидах пемзы немного, а цемента больше, чем в тефрогенных породах, в которых он скудный, а пемза отсутствует; увеличение степени окатанности кристалло- и литокластов, что особенно ярко проявляется на плагиоклазах; улучшение сортированности мате-

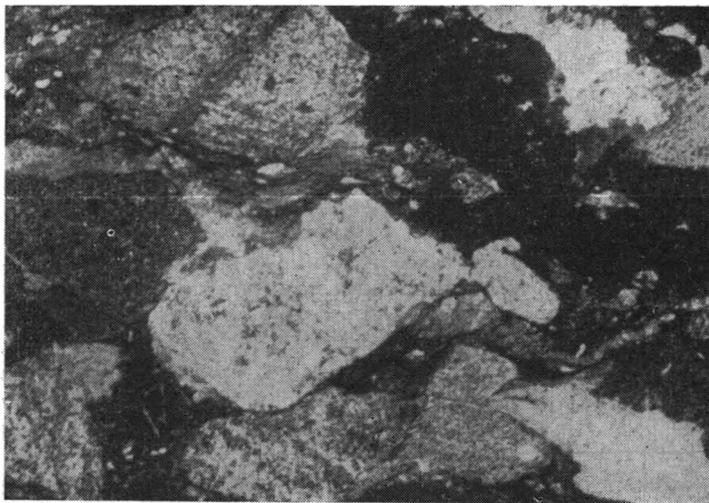


Фиг. 1. Некоторые разновидности туфов

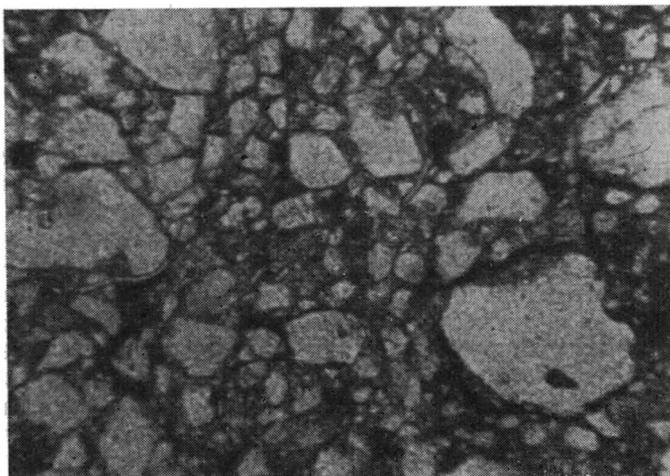
*a* — лито-кристаллокластический (р. Жаксы-Қарғала), шлиф, николь один,  $\times 20$ ; *б* — кристалло-пемзовый плагиолипаритовый (р. Киндерля), шлиф, николь один,  $\times 20$ ; *в* — кристалло-витрический андезитовый (р. Кос-Истек), шлиф, николь один,  $\times 72$

риала — в туфах, особенно пемзовых, сортировка материала отсутствует, в тефроидах выражена слабо, а в тефрогенных песчаниках — средняя (за редким исключением).

В зоне седиментации происходило также смешение и разбавление пирокластики. «Разбавителем» был вулканотерригенный материал, но



Фиг. 2. Эдафогенный песчаник (правобережье р. Кос-Истек), шлиф, николь один,  $\times 20$



Фиг. 3. Слюдисто-кварцевый песчаник (р. Медес), шлиф, николь один,  $\times 72$

чаще «эдафогенный»<sup>1</sup>, представленный обломками подстилающих пород: аргиллитами, туффитами, силицитами, туфами; в результате формировались обломочные туффиты с разным содержанием пирокластике. К тонким пепловым осадкам в разных пропорциях примешивались кремнезем и глинистое вещество, соответственно формировались кремнистые и тонкообломочные туффиты.

*Вулканотерригенная и эдафогенная кластика.* По происхождению этот материал внутривулкановый; он возникал от разрушения островных поднятий и вследствие подводного размыва литифицированных донных осадков.

Вулканотерригенный материал — это продукты разрушения кислых и основных эффузивов; основная масса обломков — альбитофиры и кварцевые альбитофиры, спилиты и диабазы, часто хлоритизированные,

<sup>1</sup> В. П. Петелин (1971) предложил называть эдафогенными «марино-литогенные компоненты, образующиеся при разрушении твердых пород дна».

реже плагонитизированные и ожелезненные; меньше плагиоклазов (альбит — андезин) и кварца; немного — жильных кварцитов, аргиллитов и силицитов. В одних случаях преобладают кислые породы, в других — основные, причем последние распространены там, где кремнисто-туфовый комплекс тяготеет к полю развития разновозрастной ему эффузивно-кремнистой формации, в которой широко развиты основные эффузивы; сформированные из этого материала вулканотерригенные алевролиты и песчаники содержат примесь зеленокаменных пород, иногда присутствуют окатанные зерна эпидота. Часть кварц-полевошпатовой составляющей может представлять собой примесь тефрового материала.

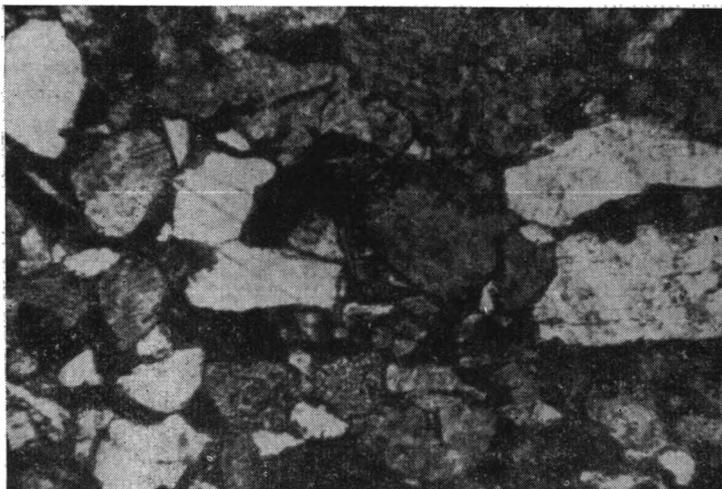
Кроме разрушения вулканических поднятий в ордовике размывались вулканогенно-осадочные образования самой рассматриваемой формации: туфы, туффиты, силициты, аргиллиты. Из этого материала формировались своеобразные по составу эдафогенные породы; в них кроме обломков подстилающих отложений всегда присутствует примесь иного материала: фрагменты кристаллов, основные или кислые вулканыты (фиг. 2).

Внутрибассейновый материал сортирован средне и в разной степени обработан: литические фрагменты полуокатаны, иногда хорошо окатаны, причем аргиллитовые разнообразны по форме и часто вытянуты по напластованию; плагиоклазы не окатаны и имеют сглаженные углы. Породы бесцементны либо цемент очень скудный.

Кроме песчаных внутрибассейновый материал создавал особые «гравийно-галечные» накопления — микститы, в которых материал слабо обработан и не сортирован; они отличаются обильной связующей массой — песчаной либо глинистой.

*Сиалическая терригенная кластика.* Поставщиком сиалической кластики была платформенная суша (континент), обрамлявшая геосинклинальный бассейн с запада и северо-запада; материал от ее разрушения для геосинклинали является чуждым, аллохтонным (Хворова и др., 1975<sub>2</sub>). Он представлен кварцем, часто мозаичным, характерным для гранитоидов, полевым шпатом, слюдой — мусковитом и биотитом, обломками гранитоидов, кварцитов и слюдяных сланцев; встречается немного обломков из нижележащих отложений аргиллитов и силицитов (примесь внутрибассейновой кластики). Из сиалической кластики формировались мезомиктовые алевролиты и песчаники: слюдисто-кварцевые (фиг. 3) и аркозовые; в целом они отличаются плохой сортировкой материала, различной его окатанностью и скудной связующей массой. Наличие двух разновидностей мезомиктовых пород отражает некоторую неоднородность питающей провинции.

*Полимиктовая терригенная кластика* характеризуется довольно изменчивым составом: это различные измененные основные и кислые эффузивные и субвулканические породы, осадочные (силициты, аргиллиты, алевролиты, иногда туффиты) и реже метаморфические (кварциты, слюдяные сланцы), а также кварц, плагиоклазы, калишпаты, слюда (мусковит, реже биотит) (фиг. 4). Такой разнородный материал предполагает «сложный» петрографический состав питающей провинции либо смешение в зоне седиментации обломочного материала из разных источников. Полимиктовость осадков Сакмарского бассейна определяется вторым фактором потому: что по сравнению с другими типами обломочных образований количество полимиктовых пород резко ограничено; кроме того, в их составе всегда несколько преобладают те компоненты, которые полностью формируют состав ассоциирующих с ними обломочных пород: в одних случаях это внутрибассейновый материал, в других — сиалический. Иногда в полимиктовой кластике наблюдается примесь переотложенной тефры, хорошими индикаторами которой являются характерные для пирокластики оплавленные кристаллы кварца с газовыми включениями, резко отличающиеся от «мозаичного» квар-



Фиг. 4. Полимиктовый песчаник, шлиф, николь один,  $\times 72$

да из гранитоидов. Материал сортирован плохо и средне. Окатанность обломков разная — от плохой до хорошей. Цемент скудный.

*Глинистое вещество.* Глинообразование происходило на протяжении всего ордовика и было одним из основных седиментационных процессов. Глины кураганского комплекса, накопившиеся вдали от эксплозивных вулканов, ближе к континенту, существенно терригенные; основным их компонентом является железистая диоктаэдрическая гидрослюда ( $\sim 80\%$ ) с небольшим количеством ( $< 10-20\%$ ) набухающих пакетов. Резко подчиненное значение имеет рентгеноаморфное вещество, мелкие обломки кварца и полевых шпатов; спорадически встречается триоктаэдрический хлорит (данные М. А. Ратеева и Б. П. Градусова).

Глины косистекского комплекса формировались в зоне влияния эксплозивного вулканизма в периоды ослабления и затухания вулканической деятельности. По составу более пестрые. В одних случаях они сходны с кураганскими (но в отличие от последних в них всегда отмечается триоктаэдрический Mg-Fe-хлорит), в других имеют несколько иной состав: содержание диоктаэдрической гидрослюды снижается до  $50-60\%$ , большую роль начинают играть триоктаэдрические смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования с относительно повышенным содержанием монтмориллонитовых пакетов ( $\sim 30\%$ ); всегда отмечается значительное содержание рентгеноаморфного вещества и присутствие полевых шпатов и кварца. Вариации в составе глин связаны главным образом с разным содержанием в них тонкого пепла, изменение которого происходило в постседиментационную стадию преобразования осадков.

Таким образом, по происхождению глинистое вещество полигенное: терригенное и вулканогенное.

*Кремнезем.* В общем балансе кремнезема в водах Сакмарского бассейна значительная доля принадлежала вулканогенному кремнезему. Об этом свидетельствует сам факт тяготения силицитов к вулканическим комплексам. Подчиненную роль в формировании кремнистых пород играла «кремневая органика»: радиолярии и спиккулы губок. Большинство силицитов лишены ее; радиоляриты и спонголиты развиты лишь локально.

Вулканогенные источники кремнезема можно свести к двум категориям: пирокластика и эксгаляционно-гидротермальная деятельность.

В некоторых разрезах рассматриваемой формации наблюдается частое повторение многослоев (ритмов) следующего ряда: грубый туф —

тонкий витрический туф — кремнистый туффит — туфосилицит; мощность туфов 3—8 м, кремнистых пород — первые десятки сантиметров. Возникновение таких многослоев обусловлено главным образом эруптивной вулканической деятельностью. В этой ассоциации развиты кремнистые породы, преимущественно зеленые, редко красные; характерно, что радиолярии в них встречаются крайне редко. Такая устойчивая ассоциация не может быть случайной и имеет определенный генетический смысл. По-видимому, большая часть кремнезема диагенетическая, освобождающаяся при изменении тонких пеплов. Некоторые силициты по существу являются криптотуфогенными породами, которые в отличие от седиментационных кремней характеризуются неравномерной раскристаллизацией и содержат иногда кристаллокласты кварца и плагиоклаза.

Кроме силицитов, ассоциирующих с туфами, в формации развиты кремни, залегающие среди аргиллитов и тонких туффитов и образующие линзы мощностью в несколько десятков метров. Некоторые из них обладают повышенным содержанием Fe и Mn, и их железомарганцевый модуль  $> 100$ , что, по Н. М. Страхову (1974), является показателем эксгаляционно-гидротермального генезиса Fe и Mn, а так как существует определенная генетическая связь между этими элементами и  $\text{SiO}_2$ , последний может иметь то же происхождение. В литературе неоднократно подчеркивали тесную связь основных эффузивов и яшм; в рассматриваемых отложениях основных эффузивов очень мало, но установлены одновозрастные им комплексы, в которых главная роль принадлежит спилитам и диабазам, ассоциирующим с яшмами, «дистальными частями» которых можно рассматривать некоторые яшмы терригенно-кремнисто-туфовой формации.

#### ТРАНСПОРТИРОВКА МАТЕРИАЛА В ЗОНУ СЕДИМЕНТАЦИИ

Одним из основных седиментационных процессов было глинообразование. Главная масса глинистого вещества поступала с континента и разносилась по всей акватории. Особенно интенсивно глины накапливались в северной части Сакмарского бассейна. Они повсюду бескарбонатны и характеризуются довольно однородным составом на значительной площади; в них не наблюдаются текстуры взмучивания и нет остатков бентосных организмов, встречаются лишь радиолярии и очень редко граптолиты. В совокупности все эти признаки свидетельствуют об относительно глубоководных условиях формирования. В связи с этим большой интерес представляет заключенный в глинах терригенный и тефрогенный материал — песчаный, а местами и более грубый.

Пески обнаружены в глубоких частях современных морей и океанов: Атлантике, Индийском океане, Средиземном море и др. Транспортировка такого материала на значительные расстояния осуществляется двумя основными способами: во взвеси — суспензионными потоками разной плотности и волочением — придонными течениями. Отложенный материал приобретает характерные структурно-текстурные признаки, которые в совокупности с другими геологическими данными позволяют установить принадлежность осадка определенному генетическому типу.

Для установления генезиса песчаных накоплений рассматриваемой формации обратимся к структурно-текстурным особенностям песчаников и ассоциирующих с ними пород.

*Терригенные песчаные накопления.* Развиты на севере Сакмарской зоны (Абишевский район), где представлены гравийными, песчаными и алевритовыми осадками, которые образуют пачки от 1 до 6 м, состоящие из нескольких пластов мощностью 0,25—1 м. Внутри пластов наблюдается прямое градационное распределение материала. Гравелит или грубозернистый песчаник постепенно переходит в мелкозернистый, на котором по резкой поверхности вновь залегает грубозернистый. При

хорошей вертикальной отсортированности материала в пластах, он в целом плохо сортирован. Количество глинистой составляющей непостоянно: как правило, она отсутствует или незначительна в более грубых разностях и ощутима в более тонких. Песчаные пачки разделены глинистыми, содержащими примесь алеврита. В целом вверх по разрезу наблюдается уменьшение мощности песчаных пачек от 6 до 1 м с одновременным увеличением мощности глинистых от 3—5 до 12—15 м; при этом в последних развиты тонкие (0,3—0,5 м) пласты мелкозернистых песчаников и алевролитов, характеризующихся средней сортировкой материала и лучшей (средней и хорошей) обработкой обломков; в них часто наблюдается микрослоеватость, связанная с обогащением отдельных слоев глинистым веществом.

Характер стратификации и структурно-текстурные особенности песчаных накоплений позволяют предположить отложение их турбидными потоками. Алевритовый и мелкий песчаный материал мог разноситься по более широкой площади придонными течениями. Используя диагностические критерии, установленные Дж. В. Шелтоном (Shelton, 1973), можно рассматривать песчаные накопления северной части Сакмарского бассейна как промежуточные между проксимальными и дистальными турбидитами, формирование которых происходило у нижнего края крутого западного склона бассейна.

Южнее (Кувандык-Медногорский район) в кураганском комплексе роль песчаного материала резко снижена. Песчаники образуют отдельные маломощные пласты (0,3—1 м), иногда линзовидные, разделенные более мощными пачками алевролитов и аргиллитов. Как правило, песчаники мелко-, реже среднезернистые, массивные, иногда с едва уловимым уменьшением гранулометрии от подошвы к кровле пласта. Реже в них наблюдается четкая отсортированная слоистость. Так, на правом берегу р. Блявы обнажается пачка чередования песчаников (0,5—0,7 м), алевролитов и аргиллитов (более 1 м). Среднезернистые песчаники, залегающие с резким контактом на аргиллитах, кверху постепенно переходят в мелкозернистые, которые тоже постепенно, а чаще довольно резко сменяются алевролитами с очень тонкой горизонтальной слоистостью либо слабоволнистой слойчатостью. Такой ритм венчается аргиллитами. Количество песчаных пластов резко сокращается вверх по разрезу курганского комплекса, и в верхней части они отсутствуют.

Как и на севере, в Кувандык-Медногорском районе алевро-песчаный материал транспортировался и отлагался турбидными и придонными течениями. Турбидиты дистальные отлагались в относительно глубоководной части бассейна, и их надо рассматривать как «хвостовые части» турбидитов Абишевского района. В данной части бассейна, видимо, возрастает роль контуритов — осадков придонных течений.

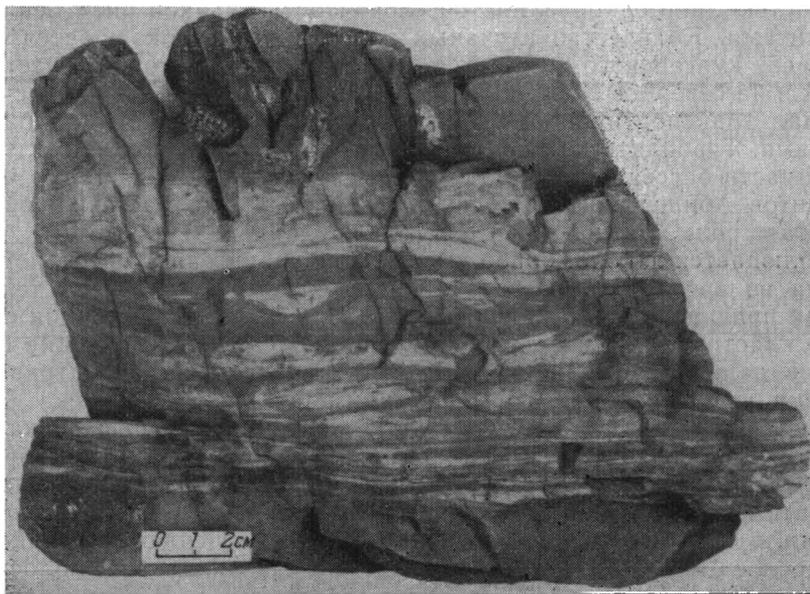
Наблюдается закономерное уменьшение терригенного песчаного материала во времени; видимо, это прежде всего обусловлено тектоническими причинами (растяжением), которые отдаляли источник сиалической кластике. В основе такого предположения лежат общие геологические данные и вполне определенное положение рассматриваемой формации в вертикальном формационном ряду.

*Тэфрогенный материал.* Алевритовый и мелкопесчаный, изредка среднезернистый, связан с глинисто-кремнистыми осадками. Он образует массивные (0,1—1 м), гранулометрически однородные пласты, иногда с горизонтальной прерывистой слоеватостью. Они разделены слоистыми пачками, в которых песчаники и алевролиты встречаются в виде тонких прослоев и удлинённых, сильно вытянутых линз среди полосчатых и слоеватых туффитов, туфосилицитов и аргиллитов. В целом слоистые пласты представляют собой серию тонких пологих неровных линз со слабоволнистыми границами (фиг. 5). В алеврито-песчаных слоях развиты сингенетические складочки.

Структурно-текстурные особенности пород в совокупности с другими данными, например, отсутствием бентосной фауны, наличием только «кремневого планктона», положением на общем фациальном профиле бассейна, свидетельствуют о формировании их в относительно глубоководной части моря. Алевриты и мелкозернистые песчаники относятся преимущественно к контуритам. Им свойственны тонкая горизонтальная и косая слоистость, линзовидность пластов, слабоволнистые поверхности границ, отсутствие типичной *graded bedding*, низкое содержание глин и средняя, а иногда хорошая сортировка материала. Придонные течения перемывали периодически поступающую тефру; определенную роль играли в ее разnose и турбидные течения.

*Пирокластический материал.* Большой интерес представляет транспортировка пирокластического материала. Выяснение этого вопроса даст дополнительную информацию о характере вулканической деятельности и условиях седиментации в зоне ее влияния.

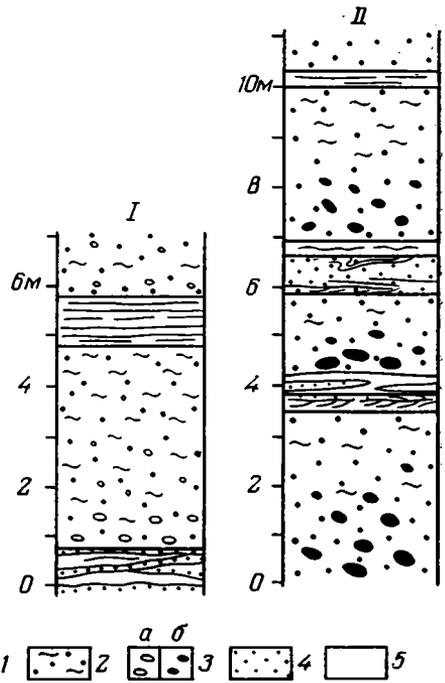
Очень разнообразные по петрографическому составу и структурно-текстурным признакам туфы приурочены к двум участкам распространения косистекского комплекса: это нижнее течение р. Кос-Истек и верхнее течение р. Киндерля. Здесь широко развиты пласты грубых либо крупно-среднеобломочных туфов мощностью 1—8 м, сортировка материала в которых отсутствует либо слабо выражена. Они неслоисты, с резкими, иногда неровными (эрозионными) контактами. Обычно такие туфы залегают на тонких туфах либо на туффитах, при этом часто в последних наблюдаются текстуры оползания и встряхивания. В тех случаях, когда один слой грубого туфа перекрывается другим, граница между ними устанавливается по наличию крупных обломков подстилающих пород и обилию кристаллокластов либо по незначительному преобладанию грубой фракции в нижней части слоя. Верхние контакты туфовых пластов также резкие, но иногда наблюдается постепенный, хотя и быстрый переход в вышележащие отложения. Обычно грубые туфы перекрыты мелко- и тонкообломочными туфами (0,1—1 м), обладаю-



Фиг. 5. Слоистость алеврито-глинистых отложений (светлое — алевриты, темное — аргиллиты)

Фиг. 6. Стратификация туфовых пачек

I — правобережье р. Киндерля (южнее д. Красная Заря; II — правобережье р. Кос-Истек (примерно в 10 км южнее пос. Ленинское); 1 — грубо-крупнообломочный туф; 2 — то же, с многочисленными фрагментами пемзы; 3 — галька и гравий: а — кератофиров, б — кремнистых туффитов; 4 — мелкообломочный туф; 5 — кремнистый туффит; в пластах тонких туфов и туффитов линиями показана слоистость



щими тонкой горизонтальной, реже тонкой волнистой и косой слоистостью. Характер стратификации туфовых пачек показан на фиг. 6.

Структурно-текстурные особенности крупно-среднеобломочных пород, характер контактов, присутствие пемзового материала и некоторые текстурные признаки (линзовидные обособления алевро-мелкопесчаного материала в грубом: субпараллельное расположение уплощенных обломков пемзы, призматических кристаллов плагиоклаза, пластинчатого и «червеобразного» кварца; «расташенные» обломки одного и того же кварцевого зерна, расположенные согласно общей ориентировке материала) указывают на то, что транспортировка материала осуществлялась пирокластическим потоком. Спекание материала, столь характерное для большинства туфов данной генетической группы, при отложении в субаквальной обстановке и малых мощностях осадка трудно ожидать.

Транспортировка мелкой и тонкой пирокластике осуществлялась несколькими путями. Значительная часть ее переносилась во взвеси в толще морской воды и, оседая, формировала тонкослоистые туфы, часто переслаивающиеся с другими осадками, либо массивные, когда количество пирокластике было значительным, что связано с крупным извержением или серией следующих друг за другом эрупций.

Часть материала отлагалась придонными течениями; возникали небольшой мощности слои с тонкой горизонтальной, косой и волнистой слоистостью. Обычно такие породы ассоциируют с туфами пирокластических потоков. Видимо, после прохождения последних возникали придонные течения, способные переносить материал алевритовой и мелкопесчаной размерности.

Кроме слоистых в формации широко развиты массивные пласты мелко-тонкообломочных туфов, среднесортированных, с едва выраженной градационной отсортированностью или лишенных ее. Такие пласты могли откладываться турбидными потоками, периодически возникавшими в вулканической области, которой свойственны сложный расчлененный рельеф и поступление больших масс материала за короткое время.

**Микститы.** Важным представляется установление генезиса своеобразных «гравийно-галечных» накоплений — микститов, так как решение этого вопроса способствует определению батиметрии и рельефа дна.

Микститы имеют своеобразный состав: они сложены обломками подстилающих пород; материал обработан слабо, и часто порода может

быть определена как конглобрекция. Обломки размером от нескольких миллиметров до 20—30 см беспорядочно сгружены; встречаются глыбы и отторженцы до нескольких метров. Характерно обилие связующей массы — глинистой либо песчаной того же состава, что и крупные обломки, иногда с примесью пирокластики. Обычно мощность таких накоплений несколько десятков метров. Ассоциируют они с аргиллитами, тонкими туффитами и туфами; иногда перекрываются гравийно-песчаными образованиями мощностью 1—4 м, обладающими отчетливой градационной отсортированностью.

Текстурно-структурные особенности грубых накоплений, их своеобразный состав, ассоциация с тонкозернистыми породами или турбидитами позволяют отнести их к обвально-оползневым образованиям. Формирование микститов предполагает крутой подводный рельеф, который свойствен вулканическим постройкам. Высокая сейсмичность способствовала перемещению обломочного материала в более глубоководные части бассейна.

### ЭКСПЛОЗИВНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СЕДИМЕНТАЦИЮ

Вариация состава пирокластики от плагиолипаритового до андезитового указывает на непрерывную дифференцированность магматического расплава. Вулканизм имел общий антидромный характер.

В связи с глубоководностью значительной части осадков возникает вопрос: наземными или подводными были вулканы, поставившие пирокластику? Если подводными, то мелководными или глубоководными? Прямых доказательств для решения поставленных вопросов нет, так как отсутствуют остатки вулканических аппаратов и ассоциирующие с ними отложения. Отправной точкой могут служить данные о возможности образования пирокластических, в том числе пемзовых, потоков в подводных условиях на разных глубинах. Большинство исследователей считают, что пирокластические потоки могут возникать в условиях небольших глубин. С этой точки зрения интересны расчеты, сделанные С. Г. Грешнером, который, используя величину перепада между давлением в канале вулкана при эксплозиях и внешним давлением и максимальное значение давления при вулканических взрывах, показал, что гидростатическое давление, препятствующее образованию пирокластики при подводных извержениях, составляет первые десятки атмосфер, т. е. «...пирокластические потоки, в том числе и пемзовые, могут формироваться под водой при условии глубины не более первых сотен метров» (Грешнер, 1974, стр. 70).

Если не исключать возможности глубоководных эксплозий, то следует обратиться к работе Р. С. Фиске и Т. Матсуды (Fiske, Matsuda, 1964), показавших, что при глубоководных эксплозиях туфовые отложения приобретают двойную отсортированность (*doubly graded beds*). Такие текстуры не характерны для рассматриваемой формации. Следовательно, эксплозивные вулканы были наземными либо располагались на мелководе. Учитывая кратковременное существование некоторых современных эксплозивных вулканов, можно предположить, что и ордовикские вулканы временами могли создавать острова, быстро размывавшиеся и исчезающие под водой.

Литогеохимический анализ косистекского комплекса показал, что в ордовикское время на территории Сакмарского бассейна существовало два вулканических центра, расположенных на линии субмеридионального простирания. Обилие пеплов, а местами и пемзы указывает на пелейский тип извержений. Иногда эрупции следовали одна за другой, но часто были разделены значительными интервалами времени, необходимыми для формирования тонкозернистых туффитов и силицитов. Раска-

ленные лавины, состоящие, по данным исследователей, наблюдавших исторические извержения, из нижней плотной лавинной части и эруптивного интенсивно расширяющегося облака газов, вулканического пепла и пыли, давали начало пирокластическим потокам и пеплопадам.

Пирокластические потоки, поступавшие в море и продвигавшиеся в более глубокие части бассейна, были теплыми и заключенные в них пемзовые фрагменты легко пластически деформировались, уплощались и вытягивались по направлению течения; пемза со сферическими пузырьками встречается очень редко. Потоки остывали довольно быстро, о чем свидетельствует наличие сильно трещиноватых кристаллокластов. При движении в потоке происходило некоторое перераспределение пирокластического материала: нижние его части обогащались кристаллокластами, а верхние — пемзой; иногда пемза распределялась послойно, создавая в породе слоистость.

Пепел разносился по акватории далеко от вулканов и поступал в общий запас взвеси в морской воде, принимая участие в формировании смешанных осадков. Сильные или часто следовавшие друг за другом извержения давали такое количество пирокластики, что она могла формировать самостоятельные пепловые накопления.

Вулканическая деятельность оказывала разнообразное влияние на седиментацию. Прежде всего вулканы были источником огромных масс ювенильной кластики и некоторого количества растворенных веществ ( $\text{SiO}_2$ , Fe, Mn). Но, кроме того, вулканическая деятельность создавала особые условия осадконакопления: ею обусловлен расчлененный вулканический рельеф и с нею связана повышенная сейсмичность. Все это стимулировало возникновение обвально-оползневых явлений и турбидных течений.

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРДОВИКСКОГО БАССЕЙНА

Установить первоначальные размеры Сакмарского бассейна в ордовике невозможно. В настоящее время его отложения в меридиональном направлении прослеживаются примерно на 200 км (длина Сакмарского аллохтона), в широтном (после палинспастических реконструкций) — более чем на 300 км.

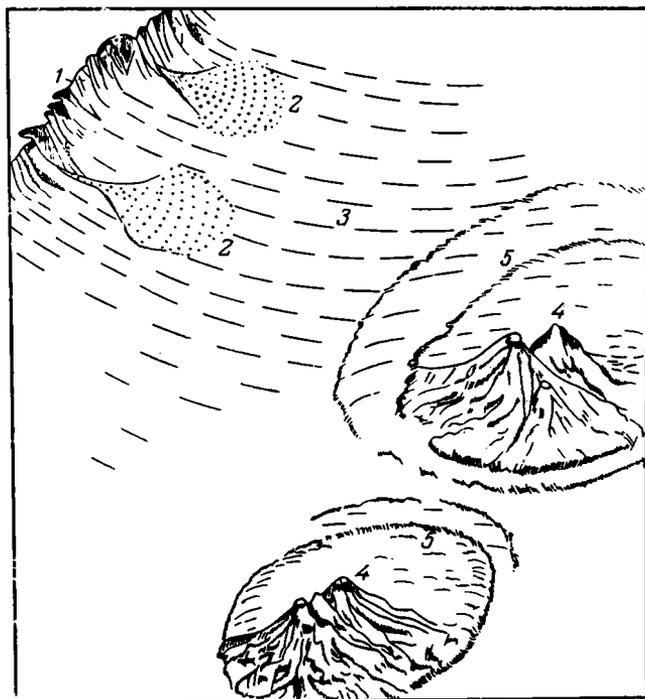
Глубоководная северная часть бассейна обрамлялась с запада и северо-запада платформенной сушей (фиг. 7). Однообразие осадков этой части бассейна во времени и пространстве свидетельствует об отсутствии значительного донного рельефа, а также о господстве спокойных условий седиментации, только эпизодически нарушавшихся турбидными потоками и придонными течениями. Присутствие в осадках турбидитов позволяет предположить, что бассейн имел на западе довольно крутой склон.

Юго-восточнее располагались эксплозивные вулканы. В современной структуре Сакмарского аллохтона сохранились лишь отложения, которые, придерживаясь терминологии В. Р. Дискинсона (Diskinson, 1962), следует рассматривать как комплексы вулканического склона. Осадки косистекского комплекса формировались на разных глубинах, но ниже вулканического шельфа. Наименее глубоководные отложения сохранились в бассейнах рек Кос-Истек и Киндерля. Они, видимо, относятся к верхней части вулканического склона. Большая же часть осадков косистекского комплекса формировалась в относительно глубоководных условиях.

Рельеф вулканического склона был довольно расчлененным, и для осадков характерна быстрая смена одних генетических типов другими. Спокойные условия седиментации, связанные с длительными межэруптивными интервалами, сменялись периодами повышенной гидродинамики среды, связанной с землетрясениями и вулканическими экспло-

зиями. Пирокластические потоки, двигавшиеся по склону вулкана, по-видимому, вызвали появление тефротурбидитов и часто порождали придонные течения.

Восточнее и юго-восточнее северного вулканического центра в относительно глубоководных условиях шло накопление глинистого вещества,



Фиг. 7. Морфология Сакмарского бассейна к концу раннего ордовика

1 — склон; 2 — веера песчаного силикатического материала; 3 — котловина, выполненная глинистыми осадками; 4 — вулканические постройки; 5 — зона распространения пирокластических осадков

кремнезема и тонкой пирокластик. Эпизодически действовавшие волнения и придонные течения перемывали пирокластику песчаной и алевритовой размерности и поставляли ее наряду с турбидными течениями в глубоководную часть бассейна, в осадках которой не встречается алевро-песчаный силикатический материал.

Таким образом, северная часть Сакмарского бассейна (Абишевский и Кувандык-Медногорский районы) в ордовике представляла собой относительно глубоководную котловину, в которой, приблизительно в центральной части, возвышались сильно расчлененные подводные горы вулканического происхождения; отдельные вершины этих гор периодически могли выходить из-под уровня моря.

Геологические данные о южной части Сакмарского бассейна очень скудны. Здесь развиты лишь образования вулканического склона, переходящие в маломощные (до 200 м) глинисто-кремнистые осадки, содержащие линзы перемытой тефры алевритовой размерности. Эти отложения сходны с глинисто-кремнистыми образованиями восточной части бассейна на севере. Для южного вулканического центра характерны обвально-оползневые явления, предшествовавшие эрупциям и стимулировавшие турбидные течения, поставлявшие пирокластику в глубоководные части бассейна.

Скорости осадконакопления в пространстве и во времени были различными. Используя мощность пород, сформировавшихся за определенный промежуток времени, можно очень приблизительно подойти к оценке средних скоростей осадконакопления. Эти данные заведомо будут занижены, так как осадки претерпели не только диагенез, но и катагенез. Для относительно глубоководных тонких осадков (кураганский комплекс) это от 3—4 до 7—8 мм, а для образований вулканического склона — более 20 мм за 1000 лет.

В конце раннего ордовика между указанными вулканическими центрами и несколько западнее начались трещинные излияния базальтов и формирование железисто-кремнистых осадков. К началу силура эти процессы доминируют и охватывают значительную территорию Сакмарского бассейна. Зона эксплозивного вулканизма переместилась в результате раздвига на восток и отгородила силурийский Сакмарский бассейн от остальной части Уральской геосинклинали.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гаврилов А. А. Ордовикские туфогенные аргиллиты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1964, т. 166, № 6.
- Гаврилов А. А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1967, вып. 169.
- Грешнер С. Г. Игнимбриты и пемзовые туфы с точки зрения использования их для палеовулканических реконструкций. В сб.: Палеовулканизм и оруденение (Тез. докл. II Уральского палеовулканол. симп.). Уральский научный центр АН СССР, Свердловск — Миасс, 1974.
- Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Складчатые покровы западного склона Южного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.
- Кропачев С. М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 1.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклинальных областей. В кн.: Тектоника (Докл. сов. геол., на XXIV сесс. МГК). М., «Наука», 1972.
- Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков. В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Петровский А. Д. Литология и условия образования тремадокских песчаников южной части Южного Урала. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Тр. ВСЕГЕИ, Л., нов. сер., 1962, т. 86.
- Поспелов И. И., Руженцев С. В. К проблеме «офиолитового комплекса» центральной части Сакмарской зоны Урала.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1.
- Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район). В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Руженцев С. В. Тектоническое положение и внутренняя структура Сакмарской зоны Урала. В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974.
- Страхов Н. М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Руженцев С. В. Раннегеосинклинальные формации Сакмарской зоны Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 3.
- Хворова И. В., Ренгартен Н. В., Вознесенская Т. А. Особенности минерального состава обломочных пород раннегеосинклинальных формаций (на примере Южного Урала). В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Diskinson W. R. Marine sedimentation of clastic volcanic strata.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, v. 46, No. 2.
- Fiske R. S., Matsuda T. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa formation, Japan.— Amer. J. Sci., 1964, v. 262, pp. 76—106.
- Shelton J. W. Models of sand and sandstone deposits: a methodology for determining sand genesis and trend.— Oklah. Geol. Surv., 1973, 118.

Геологический институт АН СССР,  
Москва

Дата поступления  
19.V.1975

УДК 552.124.4.553.643(477)

## **О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФОСФОРИТОВЫХ КОНКРЕЦИЙ В КАЛЮССКИХ СЛОЯХ ВЕНДА ПОДОЛИИ**

**В. А. ВЕЛИКАНОВ**

На основе материалов детальной геологической съемки установлено повсеместное распространение конкреционных фосфоритовых скоплений в калюских слоях венда Подолии. Фосфоритоносная пачка мощностью от 7—8 до 15—20 м занимает среднюю часть разреза калюских слоев и служит прекрасным маркирующим горизонтом. Фосфоритовые конкреции внутри этой пачки сконцентрированы в пределах определенных согласных с напластованием уровней, количество которых достигает 14—15. В среднем течении р. Ущицы фосфоритовые конкреции трех самых верхних уровней несут обильную полиметаллическую минерализацию в полостях усыхания. Площадь распространения сульфидно-фосфоритовой ассоциации контролируется палеоструктурными условиями калюского времени.

В верхнедокембрийских отложениях Восточно-Европейской платформы конкреционные фосфориты в значительных концентрациях известны лишь на ее юго-западной окраине. В отношении изучения этого своеобразного минерального комплекса уникальным районом в связи с широкой обнаженностью фосфоритоносной толщи является Приднестровская Подолия. Минералогическому и химическому изучению первичных фосфоритов Подолии посвящены работы многих исследователей (Чирвинский, 1907; Лазаренко, 1947; Константинов, 1954; Фурман, 1954; Малиновский, 1955; Крашенинникова, 1956, и др.), но условия залегания и характер распределения фосфоритовых конкреций во вмещающих их калюских слоях венда оставались до последнего времени недостаточно выясненными. Имеющиеся в этом отношении сведения ограничивались отдельными обнажениями, и данные о распределении фосфоритовой минерализации на широкой площади по существу отсутствовали. Возможность выяснить эти вопросы появилась лишь после детальной геологической съемки, проведенной под руководством Ю. К. Пийяра и автора в пределах левобережья Среднего Приднестровья от р. Студеницы на западе до р. Мурафы на востоке, а также на прилегающих территориях правобережья Днестра. Накопленные в процессе этих работ материалы и положены в основу настоящего сообщения.

Калюские слои впервые выделил Н. Т. Зонов в 1928 г. (Зонов и др., 1932) под названием «продуктивные сланцы»; собственное название («черные фосфоритоносные сланцы Калюса») они получили в стратиграфической схеме Л. Ф. Лунгерсгаузена и О. И. Никифоровой (1942), синоним — «миньковецкий горизонт» (Дикенштейн, 1953; Сташук, 1958). Из-за отсутствия палеонтологических данных данный возраст калюских слоев, как и всей древней терригенной толщи Подолии, датировался поразному — от рифея до силура; лишь сравнительно недавно он был признан докембрийским — вендским (Решения..., 1965). Обнажения калюских слоев широко представлены в долине Днестра (фигура) на участ-

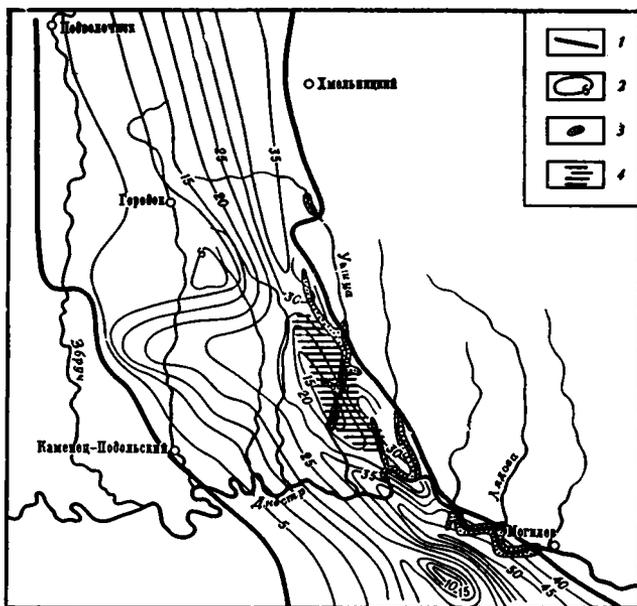


Схема распространения калюсских слоев в Подолии  
 1 — граница распространения калюсских слоев; 2 — линии изо-  
 мощностей; 3 — выходы калюсских слоев на дневную поверх-  
 ность; 4 — распространение конкреций с обильной сульфидной  
 минерализацией в полостях усыхания

ках сел Мерешовка — Текливка, а также Рудковцы — Лоевцы и в долинах ручья Даниловки (от с. Барсуки до устья), р. Ушки (ниже сел. Покутинцы и Слобода Малиевская), р. Ушицы (на участках сел Вербка Мурованная — Шаровка, Джуржевка — Тымков, Соколец — Яр Косиковский), р. Калюса (ниже с. Куча), в приустьевых частях долин рек Карайца, Лядовы, Наславчи. Западнее рек Ушки и Ушицы и севернее с. Вербка Мурованная калюсские слои залегают ниже местных эрозионных врезов и вскрываются лишь буровыми скважинами.

Калюсские слои почти всегда очень выдержаны по составу и в большей части своего разреза сложены темно-серыми и серо-черными тонкослоистыми аргиллитами, состоящими из дисперсно- и тонкочешуйчатого агрегата глинистых минералов (преимущественно гидрослюды) с примесью гидратизированных чешуек биотита (Копелиович, 1965). В переменном количестве (3—15%) в глинистой основной массе присутствует тонкообломочный материал, представленный слюдами, хлоритом, кварцем, полевым шпатом и обогащающий отдельные микропрослойки, которые подчеркивают слоистую текстуру породы. Кроме того, в аргиллитах содержится повышенное по сравнению с другими слоями количество органического вещества, представленного обугленными остатками вендотениевых водорослей и бесструктурными битуминозными продуктами, тонкие линзовидные обособления пирита и микроскопические округлые выделения фосфатов. В средней части калюсской толщи часто встречаются эпигенетические карбонатные образования с текстурой «конус в конус», обычно залегающие в виде линзообразных тел мощностью 1—50 см, согласных со слоистостью или секущих слоистость под различными, обычно пологими углами. В нижних частях разреза в аргиллитах часто присутствуют маломощные (0,1—0,2 м) прослойки и линзы тонко- и мелкозернистых, обычно интенсивно кальцитизированных полевошпат-кварцевых песчаников, аналогичных песчаникам залегающих ниже джуржевских слоев.

Взаимоотношения калюсских слоев с нижележащими джуржевскими характеризуются постепенными переходами, и граница их в большинстве случаев выражена нерезко из-за того, что нижняя часть калюсского разреза обогащается песчанистыми прослоями, а вмещающие их аргиллиты грубеют, сменяясь алевролитами. Верхняя же граница калюсских слоев повсюду в Подолии выражена отчетливо, поскольку вышележащие соколецкие слои каниловской свиты залегают на них с размывом и перерывом. В течение этого перерыва калюсские слои подвергались континентальному выветриванию, результатом которого явилось образование в их кровле своеобразной коры выветривания, представленной тонкослоистой пластичной голубовато-светло-серой, беловато-желтой глиной, или зоны осветления аргиллитов мощностью от 0,1—0,2 до 2—3 м. Наиболее интенсивно в обнажениях эта кора выветривания проявлена на участке долины р. Ущицы от слияния ее с р. Ушкой до сел Антоновка — Миньковцы. По скважинам зона осветления калюсских слоев (зеленовато-серые аргиллиты) хорошо прослеживается в приустьевых частях долин рек Даниловки и Калюса и далее на правом берегу Днестра на юго-восток, а также северо-западнее устья р. Ушки. В Юго-Западной Подолии (западнее р. Збруч) предканиловский перерыв был более длительным. Во время отложения калюсских слоев морских условий там не было.

Последовавшее за континентальным перерывом наступление моря привело к интенсивному размыву калюсских слоев, а на юго-западе Подолии — к полному уничтожению береговых фаций и отчасти подстилающих их слоев. В Подольском Приднестровье указанный размыв наиболее контрастно проявился в среднем течении р. Ущицы вследствие роста ряда локальных поднятий (Соколецкого, Тымковского и др.), начавшегося еще во время накопления калюсских слоев. Следствием этого размыва являются значительные колебания мощностей калюсских слоев и различный по отношению к кровле уровень залегания фосфоритовой минерализации в разрезе.

Приведем описания условий залегания и особенностей распределения фосфоритовых конкреций для нескольких участков территории открытых разрезов калюсских слоев.

В среднем течении р. Ущицы, в долине руч. Побоянка, фосфоритсодержащей является большая верхняя часть калюсских слоев, мощность которых здесь колеблется от 12 до 20—21 м. Более песчаная нижняя часть толщи конкреций не содержит. В размещении конкреций четко устанавливаются горизонтальные согласные со слоистостью уровни, количество которых составляет 14—15. Наиболее крупными правильными шарообразными конкрециями (диаметром до 15—20 см) построены 8-й—12-й сверху уровни, 3—4 выше- и нижележащих уровня сложены тоже сфероидальными, но менее крупными (средний диаметр их 8—10 см) конкрециями. Верхние три уровня фосфоритов сложены почкообразными, с двумя-тремя, а иногда с четырьмя-пятью центрами кристаллизации конкрециями, характернейшей особенностью которых является постоянное (практически в 100% конкреций) присутствие в полостях усыхания их значительных количеств (до 30% всего объема конкреций) сульфидов свинца, цинка, меди (галенит, сфалерит, халькопирит) или продуктов их окисления.

Сульфидная минерализация преимущественно свинцовая, до 70—75% всех конкреций имеют почти мономинеральное галенитовое заполнение внутренних полостей, и только в 25—30% конкреций внутренние полости заполнены сфалеритом при резко подчиненном содержании других сульфидов. Проведенные А. М. Ханисенко химические анализы разрозненных фосфоритовых конкреций или гнездовых скоплений их из двух верхних фосфоритовых рядов (с. Велика Кужелева) показали со-

держание свинца до 7,14% при одновременном содержании цинка до 3,95% в отдельных пробах и меди — 0,01—0,18%.

Размер рудоносных конкреций непостоянный и колеблется от 2 до 6—8 см, в среднем составляя 4—6 см в длинном пересечении. В пределах того или иного ряда подавляющее большинство конкреций располагается практически на одном и том же уровне напластования. Отдельные конкреции удалены от условного среднего уровня, как правило, не более чем на 3—4 диаметра в верхних рядах и 1—2 диаметра в нижних. Расстояние между конкрециями в нижних и средних рядах значительно больше, чем в верхних, и более постоянно (2—3 м против 0,2—1,0 м). Мелкие неправильной формы конкреции верхних рядов иногда срastaются, образуя сплошные фосфоритовые линзы и пласты протяженностью до нескольких метров.

Расстояние между уровнями фосфоритовых стяжений 0,5—0,8 м. Самый верхний уровень фосфоритовых конкреций удален от подошвы вышележащей каниловской свиты от 2—3 м (села Велика Кужелева, Миньковцы, Антоновка, Большая Побоянка, Соколец) до 6—7 м (села Тымков, Притуловка, устье р. Ушки). Когда на калюсских слоях залегают отложения сеномана, часть фосфоритоносной толщи может быть размыта. Фосфоритовые конкреции, образующие верхние и нижние уровни, в пределах упомянутого выше района обладают хорошо выраженной радиально-лучистой структурой. Общая мощность фосфоритоносной толщи составляет 8—9 м в районе с. Соколец и 12—13 м в районе сел. Миньковцы и Антоновка.

Юго-восточнее с. Соколец фосфоритовая минерализация приобретает ряд отличительных черт. В среднем течении руч. Даниловки появляются изменения в морфологии и составе фосфоритовых конкреций верхних уровней. В самом верхнем уровне, располагающемся в 3—4 м ниже кровли, наряду с почкообразными конкрециями, размер которых уменьшается до 2—3 см, появляются мелкие (1—1,5 см в диаметре) сфероидальные желваки. Сульфидную минерализацию, значительно более бедную, чем в выходах по р. Ушице, несут здесь лишь многоцентровые желваки, а сфероидальные конкреции в этом отношении стерильны. Конкреции второго и третьего рядов по сравнению с таковыми вышеописанных участков уменьшаются по величине и имеют интенсивно выщелоченные, часто заполненные гидроксидами марганца полости усыхания. Недостаточная обнаженность не позволяет выяснить здесь строение нижележащей части фосфоритоносной толщи.

В приустьевой части долины руч. Даниловка (район с. Хребтиев), в нижнем течении р. Калюса, а также на правом берегу Днестра у с. Непоротово мощность верхней бесфосфоритовой части калюсских слоев значительно увеличивается, достигая иногда 15 м. Начинается фосфоритоносная толща с ряда мелких (1,5—2 см в диаметре) сфероидальных, несколько сплюснутых, как слива, конкреций без полостей усыхания, с радиально-лучистым строением наружной и аморфным — внутренней зоны. На 1,5 м ниже располагается второй ряд фосфоритов — в целом некрупных, почкообразных, с иногда встречаемой в полостях усыхания сульфидной минерализацией, представленной в основном галенитом. Размер конкреций в 2—2,5 раза меньше, чем величина многоцентровых желваков, занимающих аналогичный уровень в районе сел Антоновка — Побоянка. Еще ниже, в 0,5—1 м, обычно располагается слой тоже мелких фосфоритов, среди которых имеются сфероидальные с радиально-лучистой структурой и почкообразные конкреции. Последние преобладают, но содержат рудную минерализацию очень редко.

Часто почкообразные стяжения, иногда с рудным заполнением внутренней полости, встречаются и в верхнем ряду, и вместе с тем появляются шарообразные конкреции в среднем ряду. По сравнению с районом сел. Антоновка и Большая Побоянка для участка характерно в це-

лом значительное уменьшение величины желваков, невыдержанность морфологии их, практически полное отсутствие сфалерита в составе сульфидного заполнения пустот и отсутствие столь явной приуроченности этой минерализации к полицентровым конкрециям. Примерно на 1 м ниже рядов мелких фосфоритов среди аргиллитов появляются крупные шарообразные конкреции, размер которых вверху 7—8 см, книзу увеличивается, достигая в самом нижнем ряду 18—20, иногда 25 см в диаметре.

Все крупные конкреции имеют четкое радиально-лучистое строение и в полостях усыхания заполнены розовым кальцитом, часто разрастающимся за счет замещения фосфатной массы. В верхних рядах нередко наблюдается срастание конкреций в двойники-тройники, а иногда и плиты — линзы длиной до 1 м и более (овраг между селами Калюс и Рудковцы). В нижней части толщи наряду с крупными встречаются и мелкие (1—2 см в диаметре) шарики фосфоритов с нечетко выраженной радиально-лучистой структурой или без нее. Общее количество рядов, сложенных конкрециями крупной величины, 7—8, хотя такого четкого послойного обособления, как это имеет место в среднем течении р. Ушицы, здесь не наблюдается. Очевидно, фосфоритовые конкреции концентрируются в линзы, в которых содержание самих фосфоритов меняется от обнажения к обнажению. Мощность фосфоритоносной пачки около 15 м.

Юго-западнее описанного участка, в районе с. Лоевцы, фосфоритоносные ряды растянуты на большую мощность (20 м), причем самый верхний ряд конкреций, залегающий в 6 м ниже кровли калюсских слоев, отделен от нижележащего бесфосфоритовой пачкой мощностью около 10 м.

Далее к юго-востоку, в устье р. Карайца, а также на правобережье Днестра в районе с. Распопинцы, самый верхний ряд фосфоритов погружен уже на 15—20 м ниже границы калюсских слоев. Он сложен очень мелкими, от 1—1,5 см до горошины, сферическими конкрециями с хорошо выраженным радиально-лучистым строением. Они имеют небольшие полости усыхания, выщелоченные или заполненные исключительно марганецсодержащим кальцитом. Второй ряд располагается в 0,8 м ниже первого и сложен более крупными (до 2—2,5 см) тоже шаровидными конкрециями, нередко срастающимися по 2—3 штуки, с полыми пустотами усыхания. В приустьевой части левого склона долины р. Карайца напротив с. Липчаны фосфориты этого ряда сцементированы эпигенетическим кальцитом с текстурой «конус в конус», который образует линзы мощностью до 0,4 м. На правом берегу Днестра, южнее с. Распопинцы, в разрезе калюсских слоев есть и третий ряд мелких конкреций аналогичной формы. Как и в других местах, ниже располагаются послойно-линзообразные скопления более крупных конкреций, подобные по своему строению описанным для других участков.

В юго-восточной части территории открытых выходов калюсских слоев (район сел Мерешовка, Вережаны, Ленкауцы) фосфоритоносна средняя часть разреза, общая мощность которого 45—50 м; мощность фосфоритоносной пачки — 10 м. Самый верхний ряд конкреций залегает на уровне около 20 м ниже кровли калюсских слоев. В одних случаях эти конкреции очень мелкие (менее 1 см), редкие, без четкого послойного расположения, в других наряду с изолированными конкрециями на одном и том же гипсометрическом уровне наблюдаются сростки и линзы мелких фосфоритов (3—5, реже до 10 конкреций), толщина которых всегда равна диаметру отдельно взятой конкреции. Иногда конкреции не срастаются, а лишь соприкасаются друг с другом. Количество конкреций в этих скоплениях непостоянно, как и расстояние между ними, изменяющееся от нескольких сантиметров до десятков метров, а обычно составляющее 0,5—1 м.

Конкреции характеризуются слабо выраженным радиально-лучистым строением, отсутствием или слабым развитием полостей усыхания. В большинстве случаев последние заполнены кальцитом. Сульфидная минерализация в них представлена исключительно галенитом и отмечается крайне редко (с. Наславча). В некоторых обнажениях наблюдается и второй ряд мелких шарообразных фосфоритов аналогичного строения, располагающийся на 1 м ниже описанного. Залегающая ниже пачка аргиллитов с крупными фосфоритами, к сожалению, не везде доступна наблюдению и в целом отличается от вышеописанных участков значительно меньшим содержанием конкреций, отсутствием четкого послойного расположения их, увеличением расстояний между уровнями фосфоритовых конкреций и отдельными конкрециями в пределах этих уровней.

Крайние северо-западные выходы фосфоритоносной толщи распространены по р. Ушке. Однако в них представлены неполные разрезы калюсских слоев, в той или иной мере срезанные сеноманской трансгрессией и лишь иногда имеющие в кровле соколецкие слои. Нижняя часть калюсской толщи здесь также не вскрыта. По буровым данным устанавливается, что мощность калюсских слоев в этой части исследованной территории увеличивается вверх по течению р. Ушки от 18—20 до 30—35 м, фосфоритоносная пачка погружена на глубину соответственно от 3—5 до 15—20 м ниже кровли и имеет строение, подобное соответствующей части калюсского разреза других участков. Сульфидное оруденение в конкрециях верхних фосфоритовых рядов отмечено лишь в приустьевых участках долины р. Ушки.

В скважинах отдельные фосфоритовые конкреции в калюсских слоях встречены на всей территории Подолии, однако по керновому материалу изучить характер распределения этой минерализации, естественно, не представляется возможным.

Из рассмотренных данных видно, что фосфоритовая минерализация локализована в калюсских слоях на определенном стратиграфическом уровне, а именно в средней части их, в связи с чем фосфоритоносная пачка служит прекрасным маркирующим горизонтом. К подошве вышележащих соколецких слоев фосфоритоносная пачка приближается лишь на участках достаточно глубокого раннекайноловского размыва калюсских слоев. Площадь распространения рудоносных конкреций верхних уровней более локальна и совпадает с областью наименьших мощностей калюсских слоев (в пределах площади открытых выходов калюсских слоев в Подольском Приднестровье).

Учитывая, что общая мощность фосфоритоносной части разреза за пределами этого участка значительно возрастает (до 20 м и более против 7—12 м), можно заключить, что ореол распространения оруденелых фосфоритовых конкреций оконтуривает конседиментационное поднятие или группу поднятий, вытянутых в направлении сел Сивороги — Большая Побоянка — Соколец — Шебутинцы и располагавшихся параллельно и близко к береговой линии калюсского бассейна. Эти поднятия не только контролировали процесс осадконакопления, но и активно влияли, по-видимому, на фосфоритонакопление и сорбцию фосфатом содержащихся в осадке растворенных металлических компонентов. Выполняя роль своеобразного барьера, разделявшего калюсский бассейн, указанные поднятия создавали спокойную гидродинамическую обстановку, благоприятную для развития бактериальных процессов, сероводородного заражения бассейна и, задерживая или препятствуя рассеиванию взвешенных и растворенных продуктов, поступавших из области сноса, способствовали обогащению осадка не только фосфатом, но и тяжелыми металлами. Это предположение хорошо согласуется с высказанными С. В. Нечаевым представлениями о том, что флюорит-баритовая и сульфидная минерализации в позднедокембрийских и нижнепалеозой-

ских толщах западного склона Украинского щита сформировалась на фоне обогащенной рудоносными элементами среды уже в процессе диагенеза осадков.

Приведенные данные свидетельствуют о повсеместном распространении конкреционных фосфоритовых скоплений в калюсских слоях венда Подолии. Представления Г. И. Князева и др. (1974) о концентрации первичных (вендских) фосфоритовых конкреций в узких линейных зонах не подтверждаются результатами геологического картирования. Строго выдержанными узкими линейными зонами (Курман, Ларин, 1937 и др.) характеризуются лишь залежи вторичных фосфоритов в основании сеномана, сформировавшиеся за счет размыва фосфоритоносных аргиллитов, на которых они и залегают. Причины относительного разубоживания или обогащения первичной конкреционной минерализации, как и изменения морфологии фосфоритовых конкреций верхних уровней, не вполне ясны. Площадь распространения сульфидно-фосфоритовой ассоциации, локализованной в верхней части фосфоритоносной пачки, более ограничена и контролируется палеоструктурной обстановкой калюсского времени. Учитывая обильную зараженность конкреций рудными минералами, эту площадь надо более детально изучить в связи с возможностью обнаружения более богатых локальных концентраций, которые могут стать потенциальным источником цветных металлов, в первую очередь свинца.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дикенштейн Г. Х.* Древний палеозой Подолии.—Тр. Моск. фил. ВНИГРИ, 1953, т. 3.  
*Зонов Н. Т., Курман И. Т., Ларин Н. И.* К вопросу об образовании Подольских месторождений фосфоритов. В кн.: *Агрономические руды СССР*, тт. 1, 2, 4. Тр. НИУ, вып. 100, 1932.
- Князев Г. Г., Вигдергауз Л. М., Лазаренко Ю. М.* Деякі закономірності розміщення фосфоритів на Поділлі.—Доповіді АН УРСР, серія Б, 1974, № 2.
- Константинов М. М.* Экзогенные сульфиды свинца и цинка. В кн.: *Вопросы минералогии осадочных образований*, вып. 1. Изд-во Львовск. ун-та, 1954.
- Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.—Тр. ГИН АН СССР, М., 1965, вып. 121.
- Крашенинникова О. В.* Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Курман И. М., Ларин Н. И.* Силурийские отложения и условия образования фосфоритовых месторождений Подолии. В кн.: *Геологические исследования агрономических руд СССР*. М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Лазаренко Е. К.* О галените и халькопирите в фосфоритовых конкрециях Подолии. В кн.: *Минералог. сборник № 1 Львовского геол. об-ва*, Изд-во Львовск. ун-та, 1947.
- Лунгерсгаузен Л. Ф., Никифорова О. И.* О стратиграфическом отношении силурийских слоев Подолии к аналогичным слоям некоторых других мест Европы.—Докл. АН СССР, 1942, т. 34, № 2.
- Малиновский Ф. М.* О сульфидоносных фосфоритах Подолии.—Зап. ВМО, 1955, № 1. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г. Л., «Наука», 1965.
- Стащук М. Ф.* Літологічні особливості давньопалеозойських відкладів Середнього Придністров'я. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
- Фурман Е. П.* О минералогии фосфоритовых месторождений Приднестровья. В кн.: *Вопросы минералогии осадочных образований*, вып. 1. Изд-во Львовск. ун-та, 1954.
- Чирвинский В. Н.* Химические и микроскопические исследования Подольских фосфоритов.—Зап. Киевск. о-ва естествоиспыт., т. 8, вып. 2, 1907.

Институт геологических наук АН УССР  
Киев

Дата поступления  
3.VI.1975

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 551.735·552.52(477)

**ВЫЯВЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ИЗМЕНЕНИЯ  
ПОГЛОЩЕННОГО КОМПЛЕКСА  
НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД  
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ  
МЕТОДОМ РЕГРЕССИОННОГО АНАЛИЗА**

**К. В. ФЛЕРОВА, Г. П. ГАПОНЦЕВ, Е. П. БОЛТАЧ,  
А. А. ШУРКО**

При оценке экранирующих свойств глинистых пород-покрышек особое значение приобретает изучение поглощенного комплекса глинистых минералов. Ряд исследователей (Саркисян, Котельников, 1971; Грим, 1956, 1967, и др.) показали, что одним из важнейших факторов, контролирующих степень дезагрегации и агрегации глинистого вещества, является способность глинистых минералов к катионному обмену. Большое влияние на экранирующие свойства глин оказывает и состав их обменного комплекса. В связи с этим одной из задач при характеристике нижнекаменноугольных глинистых пород-экранов Днепроовско-Донецкой впадины явилось изучение их поглощенного комплекса.

Для раннекаменноугольного времени (особенно поздневизейского) характерно чередование мелководно-морской, прибрежной и субконтинентальной обстановок. Глинистые породы отлагались в морских, лагунных и озерно-болотных обстановках и представлены главным образом тонкоотмученными и алевритистыми глинами и аргиллитами, обогащенными углефицированным растительным детритом, темно-серыми глинами и аргиллитами с различным количеством примеси алевритового материала, комковатой текстурой и углефицированными корневыми остатками и тонкоотмученными почти черными глинами и аргиллитами, местами с остатками морских организмов.

Среди глинистых пород выделены каолинитовые, гидрослюдисто-каолинитовые, каолинит-гидрослюдистые и гидрослюдистые разновидности (Карпова, Лукин, 1967, и др.). Во всех этих ассоциациях, кроме гидрослюдистой, в том или ином количестве присутствуют смешанослойные образования типа монтмориллонит — гидрослюда с различным, но обычно незначительным количеством разбухающей фазы. Как исключение встречаются монтмориллонитовые глины.

Содержание катионов поглощенного комплекса определено в 90 образцах тонкодисперсных глинистых пород, представляющих все выде-



При выборе уравнения регрессии, наилучшим образом описывающего анализируемую совокупность, необходимо оценить «силу» построенных линий и реальность связи. «Сила» линии регрессии может быть выражена в виде доли, которую изменчивость, описываемая этим уравнением, составляет от общей изменчивости анализируемой совокупности (Крамбейн, Грейбилл, 1969). Мерой изменчивости является сумма квадратов отклонений определяемой величины (в нашем случае логарифмов концентраций) от среднего или аппроксимирующей линии. Увеличивать степень аппроксимирующего полинома рекомендуется лишь до тех пор, пока это сопровождается заметным приростом его «силы»<sup>2</sup>.

Проверку реальности уравнения регрессии (определение его доверительного уровня) можно провести с помощью дисперсионного анализа по схеме А. К. Митропольского (1961). При этом рассчитываются: 1) изменчивость, описываемая  $k$ -м членом уравнения; она определяется как разность между изменчивостями, учтенными уравнениями  $k$ -й и  $(k-1)$ -й степеней, и численно равна дисперсии  $k$ -го члена, так как имеет одну степень свободы; 2) остаточная изменчивость, т. е. неучтенная регрессионным уравнением; она имеет  $(n - k - 1)$  степеней свободы.

Выведенное уравнение регрессии  $k$ -й степени считается реальным, если с достаточно высокой вероятностью установлено, что дисперсия  $k$ -го члена больше остаточной дисперсии. Такой вывод может быть сделан, если значение критерия Фишера ( $F$ ), равное отношению первой дисперсии ко второй, превышает критическое значение<sup>3</sup> при заданном уровне значимости и соответствующих числах степеней свободы.

Как свидетельствуют расчеты по 60 пробам глинистых пород визе (таблица), изменения содержаний обменного К, Na и суммы (Ca + Mg) с глубиной могут быть описаны уравнениями регрессии первой и второй степеней. Некоторое понижение доверительного уровня уравнений регрессии второй степени обусловлено, по-видимому, недостаточным количеством данных для больших (3800—4000 м) и малых (до 2000 м) глубин.

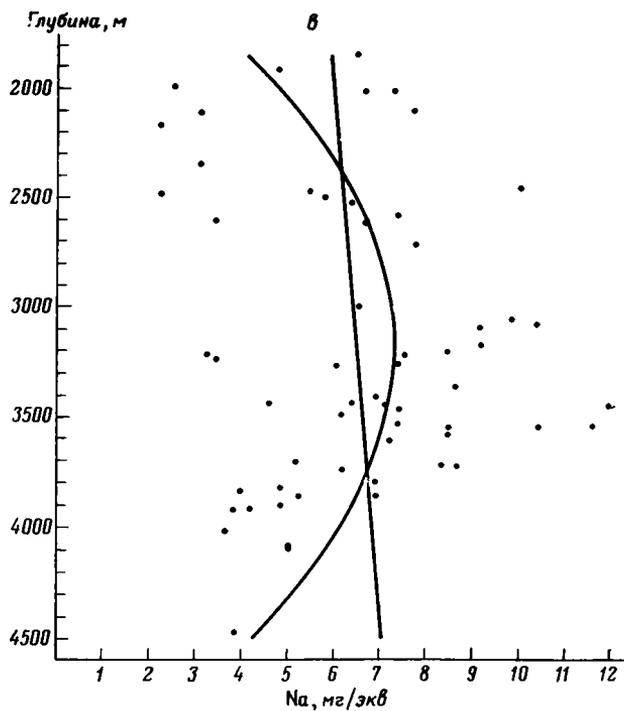
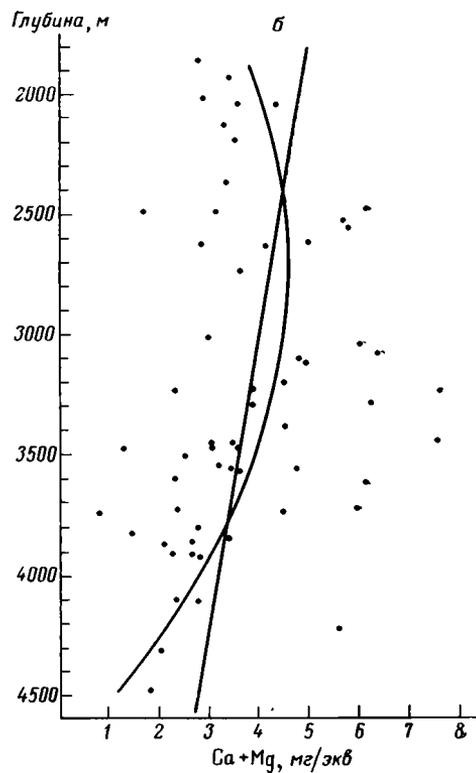
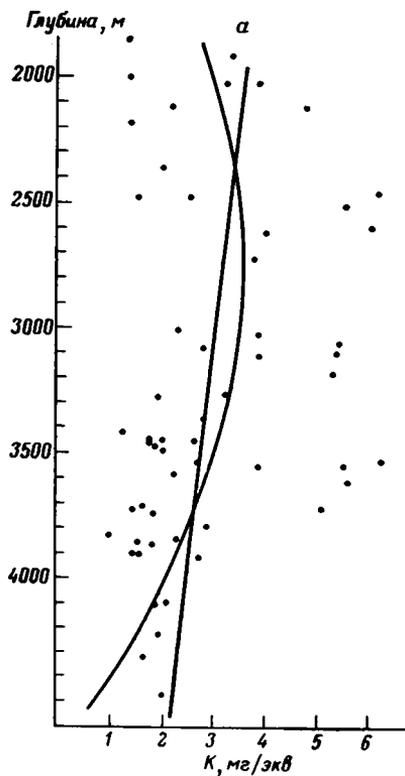
Рассеяние точек относительно полученных результирующих линий изменения поглощенного комплекса с глубиной (фигура) объясняется, по нашему мнению, как аналитическими погрешностями, так и различной глубиной залегания границы зоны глубинного эпигенеза для разных структурных элементов Днепровско-Донецкой впадины, отсутствием равновесия в толще одной зоны эпигенеза и в известной мере вариациями минерального состава глинистых пород.

Анализируя полученные данные, можно с уверенностью констатировать наличие закономерного изменения поглощенного комплекса с глубиной. Для обменных К и суммы (Ca + Mg) с высокой вероятностью (99%) фиксируется уменьшение их количеств в глинистых породах с увеличением глубин залегания. С достоверностью 85—93% можно предполагать более сложную параболическую зависимость: некоторое возрастание их количеств до глубин соответственно 2800—3000 и 2600—2800 м с постепенным убыванием при дальнейшем погружении (фигура, а, б). Для Na с достоверностью 99% можно утверждать возрастание его содержаний в составе поглощенного комплекса с глубиной. С достоверностью 85% изменения количеств обменного Na описываются параболической кривой, аналогичной кривым для К и суммы (Ca + Mg), но более выпуклой, с максимумом на глубинах 3200—3300 м (фигура, в).

Намечающиеся криволинейные зависимости содержаний обменных катионов от глубины залегания пород объясняются, по-видимому, следующим: с увеличением глубин залегания глинистых пород, постепенным

<sup>2</sup> Численно «сила» регрессии соответствует квадрату корреляционного отношения, вычисляемого по несгруппированным данным (Айвазян, 1968).

<sup>3</sup> Определяется по таблицам квантилей распределения Фишера.



Зависимость содержаний обменных элементов глинистых пород виле от глубины:  
*а* — К, *б* — Са+Мг, *в* — Na

отжатием интерстиционных вод, повышением температуры, давления, концентрации остаточных растворов и т. д. происходит постепенное насыщение обменных позиций глинистых минералов, и сумма катионов поглощенного комплекса приближается к величине емкости поглощения глин. При дальнейшем погружении пород нарастают явления преобразования неустойчивых в данной термодинамической обстановке (смешанослойных и др.) глинистых минералов, процессы собирательной перекристаллизации и соответственно уменьшаются емкостные свойства глинистых пород. При этом часть катионов обменного комплекса:

Расчет «силы» и доверительного уровня уравнений регрессии

Элемент	k *	Изменчивость			Изменчивость			Дисперсия		F	Доверительный уровень
		общая	описываемая уравнением регрессии k-й степени	«Сила» уравнения регрессии	описываемая k-м членом уравнения регрессии	остаточная	Соотношение числа степеней свободы	k-го члена уравнения регрессии	остаточной изменчивости		
K	1	144,878	54,698	0,378	54,698	90,180	1:58	54,698	1,555	35	0,9999
	2		58,256	0,402	3,558	86,622	1:57	3,558	1,520	2,34	0,85
	3		60,344	0,416	2,088	84,534	1:56	2,088	1,510	1,38	0,75
Na	1	331,464	191,420	0,578	191,420	140,044	1:58	191,420	2,42	79,2	0,9999
	2		199,938	0,604	8,518	131,526	1:57	8,518	2,31	3,69	0,93
	3		200,328	0,605	0,390	131,136	1:56	0,390	2,35	0,17	0,3
Ca+Mg	1	175,238	76,814	0,437	76,814	98,424	1:58	76,814	1,597	48	0,9999
	2		80,942	0,461	4,128	94,296	1:57	4,128	1,655	2,49	0,85
	3		81,254	0,463	0,312	93,984	1:56	0,312	1,678	0,19	0,25

\* k — степень полинома.

фиксируется в решетках минералов, часть отжимается вместе с остаточной породой водой, а возможно, и выносится вместе с высвобождающейся в процессе перекристаллизации связанной водой.

В результате намечаются следующие изменения средних значений суммы рассматриваемых обменных катионов в глинистых породах визе: на глубине до 2600 м — 13,1 мг/экв, 2600—3400 — 17, 2, 3400—4000 — 12,2 и более 4000 м — 10 мг/экв на 100 г породы<sup>4</sup>.

Следует отметить, что обменный Na остается преобладающим элементом поглощенного комплекса. Более того, наблюдается относительное возрастание его количеств с глубиной. Это подтверждается ростом Na/K и наличием обратной корреляционной зависимости данных элементов в исследованном диапазоне глубин (коэффициент корреляции 0,54).

Обменный Na, преобладая в поглощенном комплексе, по-видимому, задерживает агрегацию глинистого материала в процессе эпигенеза и, кроме того, занимая межслоевые позиции деградированных гидрослюдов, может способствовать сохранению свойств разбухания до больших глубин в связи с формированием пакетов типа браммалита.

С погружением пород на глубины более 4000 м следует ожидать некоторого незначительного уменьшения величин емкости поглощения глинистых пород, и с этой точки зрения, ухудшения их экранирующих свойств.

Соотношение обменных катионов должно, по-видимому, изменяться слабо, и преобладание Na в поглощенном комплексе может сохраняться до зоны метагенеза. Это в какой-то мере подтверждается образованием

<sup>4</sup> Данные по чисто каолиновым глинам раннего визе в расчет не принимались.

в прослоях каолиновых аргиллитов (тонштейн) Донбасса в процессе метазенеза. гидрослюд мусковит-парагонитового и парагонитового типов (Зарицкий, 1973).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Айвазян С. А. Статистическое исследование зависимостей. М., «Металлургия», 1968.  
Викуллова М. Ф. Глинистые породы. В сб.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 2. М., Гостоптехиздат, 1958.  
Горбунов Н. И. Почвенные коллоиды. М., Изд-во АН СССР, 1957.  
Грим Р. Е. Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит., 1956.  
Грим Р. Е. Минералогия и практическое использование глин. М., «Мир», 1967.  
Заварицкий П. В. О гидрослюдизации каолиновых прослоев.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 2.  
Карпова Г. В., Лукин А. Е. Глинистые минералы каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.  
Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969.  
Ларина О. Г., Подгорная Г. А. Результаты изучения состава поглощенного комплекса глинистых пород морских и континентальных отложений в связи с их нефтегазонасыщенностью.— Вестн. МГУ, сер. IV, геология, 1966, № 4.  
Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961.  
Морозов С. С. Зависимость физических и механических свойств грунтов от состава обменных катионов.— Уч. зап. МГУ, 1958, вып. 105.  
Саркисян С. Г., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., «Недра», 1971.  
Спиро Н. С., Бонч-Осмоловская К. С. Изучение состава поглощенных катионов глинистых отложений триаса. В кн.: Сборник статей по геохимии осадочных пород, вып. II, Л., Гостоптехиздат, 1961.  
Филлипов Б. В. Типы природных резервуаров нефти и газа. М., «Недра», 1967.

Украинский научно-исследовательский  
геологоразведочный институт,  
Госуниверситет,  
Львов

Дата поступления  
25.II.1974

УДК 551.491.43-552.5 (47.7.9+477.7)

## КАЛИЙ В ПОРОВЫХ РАСТВОРАХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ РАВНИННОГО КРЫМА И ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Т. П. СИВАН

Калий — один из элементов, широко распространенных в земной коре. Среднее его содержание в осадочных породах (глинах и сланцах) — 2,28 вес. % (Виноградов, 1956), что более чем втрое превышает содержание в них Na (0,66 вес. %). Кларк K в земной коре — 2,60, а Na — 2,64. В то же время в природных водах, несмотря на распространенность и хорошую растворимость соединений K, его доля в химическом составе по сравнению с Na незначительна. Так, в воде океана, по А. П. Виноградову (1967), содержится 387,5 мг/л K и 10354 мг/л Na (Na/K=28). По Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой (1962), среднее содержание K в воде Черного моря составляет 239 мг/л. Эту особенность распространения Na и K в водах различные исследователи объясняют большей стойкостью первичных калиевых минералов по сравнению с натриевым присутствием в коре выветривания преимущественно труднорастворимых соединений K, повышенной его адсорбцией коллоидными силикатами и поглощением K живым веществом (Валяшко, 1962). При взаимодействии воды с горными породами происходит разделение Na и K: для первого характерна миграция в водных растворах, для второго — накопление в осадочных породах (Красинцева, 1962).

В данной статье изложены первые результаты изучения  $K^1$  в поровых растворах, отжатых из пород от четвертичного до раннемелового возраста в Причерноморье (Виноградовская площадь) и Крыму — в Сивашской впадине (Балашовская и Северо-Сивашская площади), Индольском прогибе (Советская, Восточная, Андреевская площади) и на Новоцарицынском поднятии (пос. Азовское).  $K$  определен нами в 43 образцах растворов, выделенных из суглинков, глин, алевролитов и мергелей на глубинах 6,7—1717 м. Кроме того, освещены некоторые закономерности его распределения в этих породах и водных вытяжках их них.

Отпрессовывание поровых растворов из четвертичных и мезоцено-сарматских пород проведено при естественной влажности 9,6 и 23,4—39,2%, после отжима влажность уменьшалась до 3,7 и 8,4—20,5% соответственно. Естественная влажность глин майкопа и тортона изменялась от 7,7 до 21,6%, после отжима влажность снижалась до 4,4—16,4%. Естественная влажность алевролитов и мергелей эоцен-палеоцена не превышала 4,1—10,4%, снижаясь после отжима до 3—5%. Гигроскопическая влажность, по Н. П. Затенацкой (1963), соответствующая количеству прочно связанной воды, невелика (0,29—3,8%) в образцах майкопа и палеоцен-эоцена, и только в глинах сармата она повышается до 6,6%. Так как остаточная влажность в 2—3 раза превышает гигроскопическую, так называемый нерастворяющийся объем прочно связанной воды при применяемых для отжима сравнительно небольших давлений (порядка сотен  $кг/см^2$ ) не влиял на состав и минерализацию поровых растворов, которые, таким образом, были достаточно однородными.

Содержание  $K$  в поровых растворах Крыма и Причерноморья 5—578,7  $мг/л$  (в среднем 124,4  $мг/л$ ). Наиболее часто встречающиеся значения (67,5% определений) составляют 15,6—117,3  $мг/л$  (фиг. 1). Максимальные концентрации  $K$  характерны для растворов, отжатых из глин среднего майкопа (117,3—508,3  $мг/л$ ) и тортона (313  $мг/л$ ) в Индольском прогибе и нижнего майкопа (578,7  $мг/л$ ) Северо-Восточного Присивашья. Здесь же в сульфатнонатриевых (по В. А. Сулину) рассолах, выделенных из мергелей и алевролитов среднего и нижнего эоцена, концентрации  $K$  также высокие (234,6—508,3  $мг/л$ ), значительно ниже они в хлормagneйных и хлоркальциевых растворах верхнего эоцена (15,6—156,4  $мг/л$ ). Примерно такие же содержания  $K$  (19,6—70,0  $мг/л$ ) в растворах, отжатых из суглинков и глин верхней (антропоген — верхний майкоп) части разреза осадочной толщи Восточного Крыма (фиг. 2).

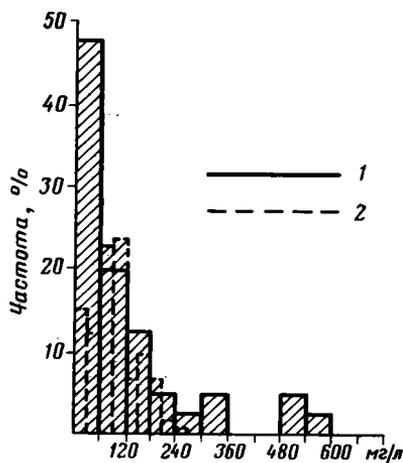
Содержание  $K$  в подземных водах исследуемой территории 2,5—288  $мг/л$  (в среднем 110  $мг/л$ ). Наиболее часто встречающиеся значения (74,3% определений) лежат в тех же пределах, что и для поровых растворов, 0—120  $мг/л$  (фиг. 1).

Абсолютные концентрации  $K$  в поровых растворах и подземных водах Крыма и Причерноморья связаны прямым соотношением с их минерализацией. Действительно, графический и корреляционный анализ содержания  $K$  в растворах и пластовых водах показал, что между концентрациями  $K$  и общей минерализацией вод обеих групп существует прямая корреляционная связь (фиг. 2). Коэффициент корреляции для зависимости калий — минерализация в первом случае равен 0,75, во втором — 0,78. Содержание  $K$  в поровых растворах при увеличении их минерализации до 40  $г/л$  существенно не отличается от его количеств в пластовых водах той же минерализации. Каждая из двух прямых, характеризующих концентрацию этого компонента в зависимости от минерализации вод, имеет близкие между собой углы наклона. При даль-

<sup>1</sup> Калий в поровых растворах определяли на пламенном фотометре в Физико-химической лаборатории ИГиГГИ АН УССР аналитики С. Х. Шереметьев, Э. И. Захарченко, в осадочных породах — аналитик Б. П. Грабчак.

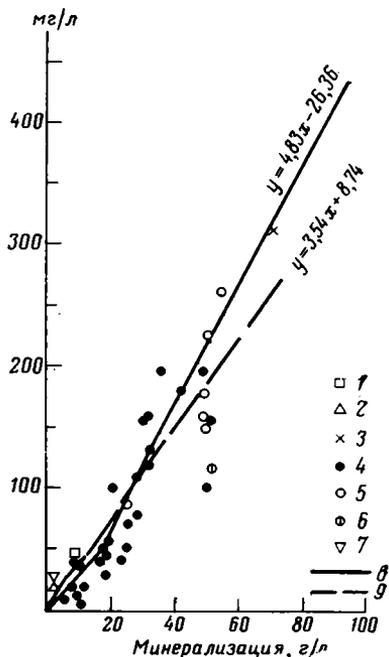
нейшем росте общей минерализации накопление К в поровых растворах значительно превышает рост его содержания в подземных водах.

Абсолютные содержания К в водных вытяжках в 2—3 раза меньше или того же порядка, что и в поровых растворах, а относительные концентрации этого компонента в 2—3 раза превышают таковые в растворах, отпрессованных из аналогичных образцов. В некоторых случаях К обнаруживался в вытяжках, в то время как в растворах он отсутствовал (табл. 1).



Фиг. 1

Фиг. 1. Гистограммы распределения содержаний К  
1 — поровые растворы; 2 — подземные воды



Фиг. 2

Фиг. 2. Зависимость содержаний К от минерализации поровых растворов  
Отдельные значения содержания К в поровых растворах, полученных отпрессовыванием из осадков: 1 — мзотис, 2 — сармат, 3 — тортон, 4 — майкоп, 5 — эоцен, 6 — палеоцен, 7 — нижний мел; эмпирическая линия регрессии для: 8 — поровых растворов, 9 — подземных вод

Мы проанализировали зависимость между содержанием в растворах К и давлением отпрессовывания, для чего исследовали отдельные фракции поровых растворов, полученных при различных давлениях, и зависимость содержания К от методики отпрессовывания (естественная влажность и искусственное увлажнение). В составе вод, отжатых из пород, предварительно увлажненных до 5 вес. % от навески загружаемой породы, количество К возрастает в 5—6 раз по сравнению с таковым в растворах, выделенных из пород при естественной влажности. При повышении давления отпрессовывания содержание К увеличивается во фракциях, которые отпрессовывались при давлениях свыше  $3209 \text{ кг/см}^2$  (табл. 1).

В. В. Красинцева и А. К. Алешина (1962), изучая состав поровых растворов в связи с присутствием К в минеральных водах, установили, что соотношения между Na и К могут служить показателем гидрогеохимических процессов формирования состава вод, вследствие чего интересно проследить изменения отношения Na/K в поровых растворах и подземных водах исследуемой территории.

Таблица 1

## Содержание К в поровых растворах и водных вытяжках

Площадь	Интервал отбора образца, м	Стратиграфический индекс	Порода	Фракция	Начальное давление отпрессовывания, кг/см <sup>2</sup>	Содержание К, мг/л			
						в поровых растворах		в водных вытяжках	
						естественная влажность	искусственное увлажнение		
Село Трудолюбовка	6,7—8,9	Q	Суглинок	I	753	Следы	—	7,8	
								<u>16,96</u>	
Андреевская	940—950	N <sub>1</sub> <sup>1</sup> mk <sub>3</sub> bc	Глина	»	376	5,0	35,2	15,6	
						<u>0,54</u>	<u>10,14</u>	<u>3,05</u>	
	1250—1260	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> mk <sub>2</sub> kl <sub>2</sub>	»	»	II	1355	3,9		
							<u>0,63</u>		
					I	75	11,0	15,6	19,6
							<u>1,15</u>	<u>1,06</u>	<u>4,79</u>
	1359—1369	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> mk <sub>2</sub> kl <sub>2</sub>	»	»	II	1807	11,7		
							<u>1,55</u>		
					I	75	5,0		19,6
							<u>0,46</u>		<u>2,86</u>
	1450—1460	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> mk <sub>2</sub> kl <sub>2</sub>	»	»	II	903	5,0		
							<u>0,48</u>		
III					1355	23,5			
						<u>2,44</u>			
I					501	58,7		20,0	
						<u>3,05</u>		<u>3,74</u>	
1480—1490	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> mk <sub>2</sub> kl <sub>2</sub>	»	»	II	2206	5,0			
						<u>0,28</u>			
				III	3209	7,8			
						<u>0,67</u>			
I	401	7,8	50,8						
		<u>1,33</u>	<u>1,82</u>						
II	3209	11,7							
		<u>2,45</u>							
Советская	950—958	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> mk <sub>2</sub> kl <sub>2</sub>	»	»	I	301	180,0	50,8	
							<u>4,19</u>	<u>14,99</u>	
1200—1210	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> mk <sub>2</sub> kl <sub>2</sub>	»	»	»	»	238	50,0	273,7	
							<u>1,98</u>	<u>7,73</u>	
Восточная	980—988	Pg <sub>3</sub> <sup>1</sup> mk <sub>1</sub> pl	»	»	»	2607	100,0	35,2	
							<u>4,89</u>		<u>12,22</u>
	996—1004	Pg <sub>3</sub> <sup>1</sup> mk <sub>1</sub> pl	»	»	»	2206	Не обн.		78,2
Северо-Сивашская	1527—1532	Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup> km	Мергель	»	»	4003	15,6	15,6	
							<u>0,62</u>		<u>3,74</u>
	1535—1541	Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup> km	»	»	»	2206	19,6	27,4	
							<u>0,39</u>		<u>6,36</u>
	1331—1336	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Алевролит	»	»	»	1504	508,3	82,1
								<u>10,01</u>	
1427—1432	Pg <sub>2</sub> <sup>1</sup>	»	»	»	»	2206	234,6	31,3	
							<u>3,99</u>		<u>12,83</u>
1479—1484	Pg <sub>1</sub> <sup>2</sup>	»	»	»	3209	136,9	11,7		
						<u>2,51</u>		<u>3,10</u>	

Числитель — абсолютное содержание К, мг/л; знаменатель — коэффициент К·10<sup>3</sup>M<sup>-1</sup>.

## Содержание Na и K в осадочных породах Крыма и Причерноморья

Площадь	Интервал отбора образца, м	Стратиграфический индекс	Порода	Естественная влажность, %	Na <sub>2</sub> O, вес. %	K <sub>2</sub> O, вес. %	Na/K
Село Трудолюбовка	6,7—8,9	Q	Суглинок	9,6	0,87	1,99	0,44
Пос. Азовское	257—257,9	N <sub>1</sub> <sup>3</sup> srm <sub>1+2</sub>	Глина	32,9	0,97	2,49	0,39
Восточная	560—570	N <sub>1</sub> <sup>1</sup> mk <sub>3</sub> bc	»	19,6	1,15	2,15	0,53
	870—880	N <sub>1</sub> <sup>1</sup> mk <sub>3</sub> bc	»	20,7	1,35	2,15	0,63
	1160—1170	N <sub>1</sub> <sup>1</sup> mk <sub>3</sub> bc	»	13,1	1,41	2,41	0,59
	1627—1635	N <sub>1</sub> <sup>1</sup> mk <sub>3</sub> bc	»	12,4	1,35	2,07	0,65
	995—1005	N <sub>1</sub> <sup>1</sup> mk <sub>3</sub> bc	»	8,1	1,47	2,32	0,63
	1570—1580	N <sub>1</sub> <sup>1</sup> mk <sub>3</sub> bc	»	7,7	0,67	2,20	0,30
	996—1004	Pg <sub>3</sub> <sup>1</sup> mk <sub>1</sub> pl	»	8,2	1,01	2,32	0,44
	Виноградовская	500—510	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> mk <sub>2</sub> kl <sub>2</sub>	»	21,3	1,65	2,32
Советская	950—958	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> mk <sub>2</sub> kl <sub>2</sub>	»	18,8	1,22	2,41	0,51
	1100—1110	Pg <sub>3</sub> <sup>2</sup> mk <sub>2</sub> kl <sub>2</sub>	»	11,8	1,20	2,23	0,54
Северо-Сивашская	1700—1705	Pg <sub>2</sub> <sup>1</sup>	»	3,9	0,61	1,70	0,36
	1705—1710	Pg <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Мергель	5,3	1,22	2,07	0,59
	1331—1338	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Алевролит	8,8	0,67	1,29	0,52
	1479—1484	Pg <sub>1</sub> <sup>2</sup>	»	8,8	0,51	1,20	0,43

В поровых растворах Крыма и Причерноморья Na/K=38,4—1169,3, и только в пробах, полученных с предварительным увлажнением, и в пробе, выделенной из глин мзотиса (с глубины 131 м), оно снижается до 8,3—29,1—значений, равных или меньших таковых в морской воде. В водных вытяжках Na/K уменьшается в 2—5 раз по сравнению со значением в поровых растворах. Na/K в подземных водах имеет тот же порядок (48—4000), что и в растворах, выделенных из пород соответствующих стратиграфических горизонтов.

Таким образом, в поровых растворах и подземных водах изучаемого региона рост содержания K отстает от роста концентраций Na. В то же время средние величины валового содержания указывают на значительное обогащение глин и мергелей K по сравнению с Na. Так, содержание в глинах майкопа и эоцена Na<sub>2</sub>O составляет 0,61—1,65, а K<sub>2</sub>O — 1,70—2,49 вес.%; в мергелях и алевролитах палеоцен-эоцена — Na<sub>2</sub>O — 0,51—1,22, K<sub>2</sub>O — 1,20—2,07 вес.%, что отвечает Na/K=0,30—0,71 (табл. 2).

Близкие значения Na/K в поровых растворах и подземных водах свидетельствуют о том, что состав этих вод находится в равновесии с вмещающими породами. При проникновении инфильтрационных вод в породы величина Na/K в поровых растворах должна быть значительно меньше, чем в гравитационных водах соответствующих стратиграфических горизонтов (при одинаковом содержании Cl). С другой стороны, если бы подземные воды формировались в результате выщелачивания вмещающих пород, они имели бы низкие Na/K вследствие десорбции калия из глинистых частиц, которая происходит в результате растворения других катионов, вытесняющих K. Высокие значения Na/K в поровых растворах по сравнению с таковыми в морской воде, по-видимому, свидетельствуют о том, что K частично адсорбируется глинистыми частицами в процессе диагенеза осадков.

Таким образом, учитывая, что отношения Na/K в подземных водах и поровых растворах равнинного Крыма и Причерноморья превышают таковые в морской воде, можно предположить, что состав этих вод формируется в условиях длительного взаимодействия водных растворов при существенном участии процессов обмена катионов, что подтверждается опытами В. В. Красинцевой и А. К. Алешиной (1962).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1962.
- Виноградов А. П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— *Геохимия*, 1956, № 1.
- Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Затенацкая Н. П.* Поровые воды глинистых пород, их роль в формировании подземных вод. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Красинцева В. В.* К вопросу о гидрогеохимии калия.— В сб.: Проблемы гидрогеологии. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. XLV. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Красинцева В. В., Алешина А. К.* Калий в минеральных водах.— В сб.: Проблемы гидрогеологии. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. XLV. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тагеева Н. В., Тихомирова М. М.* Гидрогеохимия донных осадков Черного моря (северо-западная часть). М., Изд-во АН СССР, 1962.

Институт геологии и геохимии  
горючих ископаемых АН УССР,  
Львов

Дата поступления  
13.XII.1974

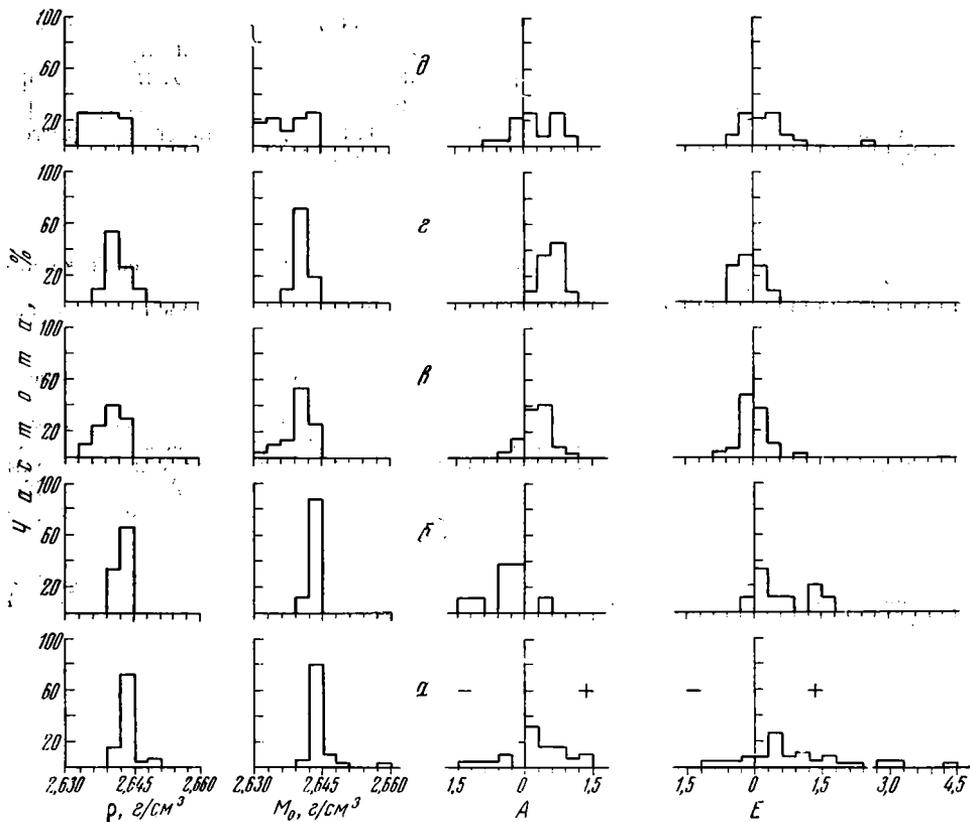
УДК 549.514.51-551.71(234.853)

## СТАТИСТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛОТНОСТИ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН ИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

*Л. В. АНФИМОВ*

Данное исследование выполнено для получения новых характеристик, позволяющих узнавать кварц различного генезиса в составе кластогенной части кварцитовидных песчаников базальных свит рифея западного склона Южного Урала. Изучались плотности кварца тех кристаллических пород, которые по геологическим данным были материнскими для обломочных толщ рифея. Предыдущие исследователи состав материнских пород, за счет размыва которых возникли обломочные толщи рифея в данном регионе, определяли петрографическим анализом галек конгломератов (Гарань, 1946; Олли, 1948; Смирнов, 1956) и установили, что питающая провинция (по М. И. Гараню — «Восточные Карелиды», а по А. И. Олли — «Палеоурал») слагалась комплексом пород, среди которых преобладали магматические образования типа гранитоидов и метаморфические — типа гнейсов, мигматитов и т. п. Предлагаемая работа ставит целью показать, что массовое измерение плотностей кварца увеличивает информативную ценность кварцитовидных песчаников — пород, широко распространенных в составе докембрия Башкирского мегантиклинория.

Исследовали плотность кластогенного кварца в 106 образцах кварцитовидных песчаников из базальных свит рифея — айской, зигальгинской и зильмердакской. Кристаллические породы, за счет размыва которых сформированы данные обломочные толщи рифея, были представле-



Фиг. 1. Разброс статистических характеристик плотности кварца из кристаллических дорифейских и нижнерифейских пород докембрия

а — метаморфические образования тараташского комплекса (39 образцов); б — граниты Тараташского массива (11 образцов); в — граниты Бердяушского массива (42 образца); г — гранитные гальки из конгломератов айской свиты (11 образцов); д — жильный кварц (гальки конгломератов, прожилки) (23 образца)

ны 126 образцами дорифейских и нижнерифейских образований. Среди дорифейских кристаллических пород были метаморфические и граниты тараташского комплекса, а также гранитные гальки из конгломератов айской свиты, залегающей в основании рифея. Нижнерифейские кристаллические породы представлены гранитами Бердяушского массива. Кроме названных пород изучали плотность жильного кварца различного возраста (из галек рифейских конгломератов, а также прожилков, секущих граниты Тараташского, Бердяушского массивов и различные породы нижнего рифея).

Для определения плотности кварца выбирали такие разновидности пород, в которых присутствовали в значительных количествах зерна размерной фракции  $>0,3$  мм. Микроскопическое изучение кварцитовидных песчаников показало, что обломочные зерна в них не подвержены бластезу, но затронуты процессами внутрислойного растворения и регенерацией. Таким образом, в этих породах измеряли плотность первичнообломочного кварца, не затронутого метаморфизмом. Измерение плотности в кристаллических и обломочных породах проводили только в тех зернах кварца, которые представляли собой обломки монокристаллов, без сростков с другими минералами. Отбор материала из отмытых и просеянных (от 0,25 до 0,20 мм) протолочек пород для исследования плотности осуществляли с помощью бинокулярной лупы. Из каждой протолочки из-

влекали 70—90 зерен визуально изученного кварца для измерения плотности. Таким образом, в 232 изученных образцах была измерена плотность более 16 000 кварцевых зерен.

Плотность кварцевых зерен исследовали методом подсчета в градиентной гравиметрической трубке без автоматики, конструкции М. Я. Каца (ГИН АН СССР), с диаметром кюветы 10 мм. Термостатирование концов трубки осуществляли теплообменниками с кипящими жидкостями — ацетоном и этиловым спиртом. Температурный градиент прибора составлял 0,65 град, а плотностной — 0,0016 г/см<sup>3</sup> на 1 см шкалы. Рабочая жидкость представляла собой смесь бромформа и диметилформамида. Измерение плотности зерен производили в соответствии с методикой М. Я. Каца (1966) при одном, а иногда двух реперах.

Результаты измерений изображали в виде гистограмм, для которых с помощью ЭВМ были рассчитаны следующие статистические характеристики: средняя арифметическая плотность  $\rho$ , модальное значение плотности  $M_0$ , дисперсия  $\delta$ , коэффициент эксцесса  $E$ , коэффициент асимметрии  $A$ .

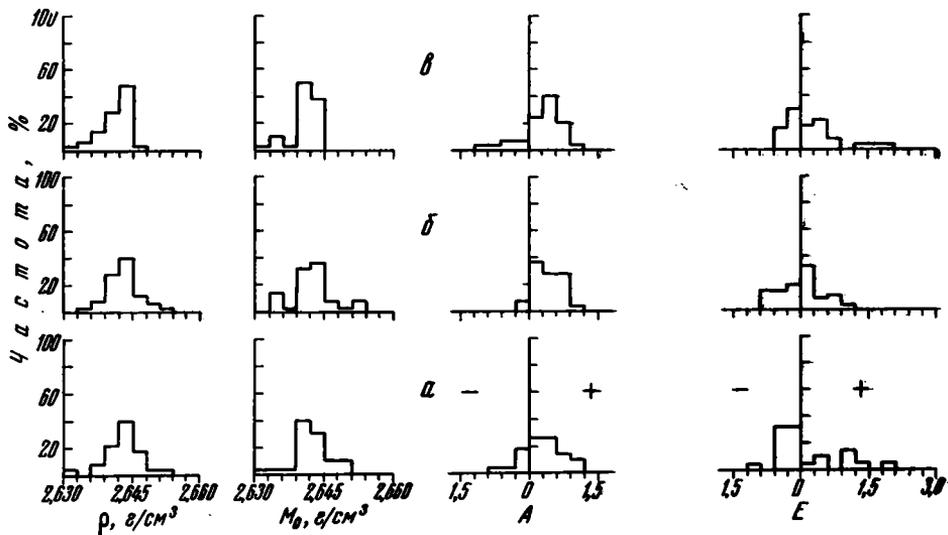
Изучение гистограмм показало, что кварцевые жилы характеризуются преимущественно «легким» и «средним» кварцем, граниты — «средним», реже — «тяжелым», гнейсы и мигматиты — «тяжелым». Названные термины следует понимать как условные, соответствующие примерно следующим интервалам плотностей, г/см<sup>3</sup>: <2,640; 2,640—2,643; >2,643.

Наиболее интересные результаты дает анализ разброса статистических характеристик гистограмм распределения зерен кварца по плотности сравниваемых типов пород. Таким путем устанавливают специфические отличия в плотности кварцевых зерен метаморфических пород, различных типов гранитов и жильного кварца (фиг. 1). Ранее выполненное автором с Н. Д. Знаменским и В. Д. Старковым (Анфимов и др., 1974) исследование кварца гранитоидов Мугоджар выявило тенденцию к увеличению плотности этого минерала в связи с возрастанием глубин формирования гранитных массивов. Эта закономерность проявляется и на фиг. 1, из которой видно, что плотность кварца гранитов Тараташского массива выше, чем у кварца гранитов Бердяшского массива. Первый из названных массивов относится к абиссальным, второй — гипабиссальным интрузиям (Штейнберг, 1969).

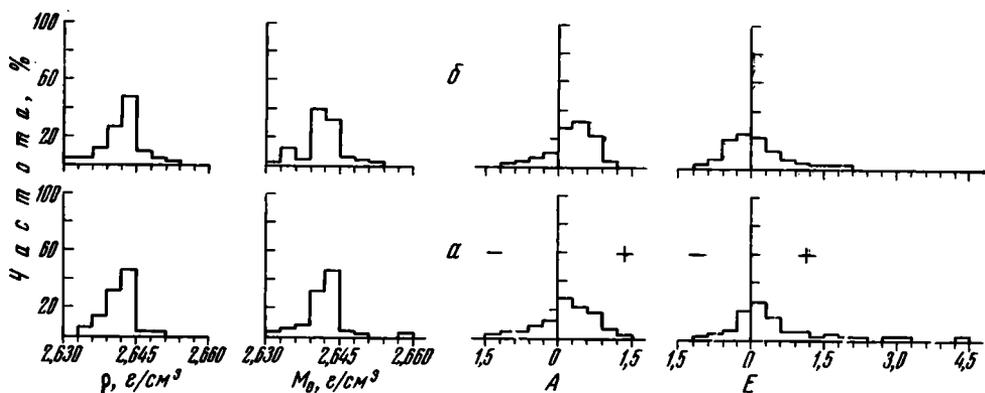
М. Я. Кац и И. М. Симанович (1974), изучая кварц кристаллических пород в градиентной гравиметрической трубке методом разделения с последующим микроскопическим исследованием плотностных фракций, установили, что в ряду жильный кварц — гранитоиды — метаморфические образования плотность кварца статистически возрастает от первого члена к последнему. Изложенные выше данные по кристаллическим породам докембрия Южного Урала вполне согласуются с выводом этих авторов.

Изучение разброса статистических характеристик плотности кварца из обломочных пород базальных толщ рифея показало, что эти породы сложены в основном кварцем из гранитов и метаморфических пород (фиг. 2). Характерная особенность этих осадочных образований — постоянное присутствие в кластогенной части этих пород зерен «легкого» кварца из кварцевых жил. На графиках разброса модальных значений (фиг. 2) это особенно отчетливо проявлено для пород зигальгинской и зильмердакской свит в интервале плотностей 2,633—2,636 г/см<sup>3</sup>.

Если рассматривать характер разброса статистических характеристик плотности в целом по двум группам — кристаллические породы и рифейские осадочные образования, то обнаруживается значительное сходство сравниваемых графиков (фиг. 3). Это несомненно свидетельствует о том, что кварц исследованных кристаллических пород (фиг. 1) и кластогенный кварц псаммитов рифея (фиг. 2) Башкирского меганти-



Фиг. 2. Разброс статистических характеристик плотности кварца из кварцитовидных песчаников базальных толщ рифея  
*а* — айская свита (23 образца); *б* — зигальгинская свита (45 образцов); *в* — зильмердакская свита (38 образцов)



Фиг. 3. Разброс статистических характеристик плотности кварца из кристаллических пород докембрия и кварцитовидных песчаников базальных свит рифея  
*а* — кристаллические породы (метаморфические образования, граниты, жильный кварц) (126 образцов); *б* — кварцитовидные песчаники (106 образцов)

клинория тождественны. Таким образом, рассматриваемые кристаллические породы действительно представляют собой материнский комплекс для осадочных образований рифея. Особенность этого вывода в том, что он получен изучением псаммитовых зерен кварца из песчаников, а не анализом петрографического состава галек конгломератов.

Изложенное выше показывает, что массовое измерение плотностей кварца увеличивает информативную ценность кристаллических и обломочных немых пород докембрия, особенно кварцитовидных песчаников. Несомненно, плотность кварца может быть типоморфным признаком этого минерала. В целом статистический анализ плотностей, измеренных в зернах кварца докембрийских пород Башкирского мегантиклинория, является важным средством получения самостоятельной информации, имеющей корреляционное и генетическое значения для немых обломочных толщ.

- Анфимов Л. В., Знаменский Н. Д., Старков В. Д.* Плотность кварца из гранитоидов: Мугоджар. В кн.: Ежегодник — 1973 ИГ и Г УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974.
- Гарань М. И.* О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М., Госгеолиздат, 1946.
- Кац М. Я.* Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. Тр. ГИН АН СССР. М., 1966, вып. 158.
- Кац М. Я., Симанович И. М.* Кварц кристаллических горных пород. Тр. ГИН АН СССР. М., 1974, вып. 259.
- Олли А. И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948.
- Смирнов Г. А.* Уфимский амфитеатр, ч. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Штейнберг Д. С.* Интрузивные формации. В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1. М., «Недра», 1969.

Институт геологии и геохимии  
Уральского научного центра  
АН СССР,  
Свердловск

Дата поступления  
21.III.1975.

УДК 553.6.688 (234.9)

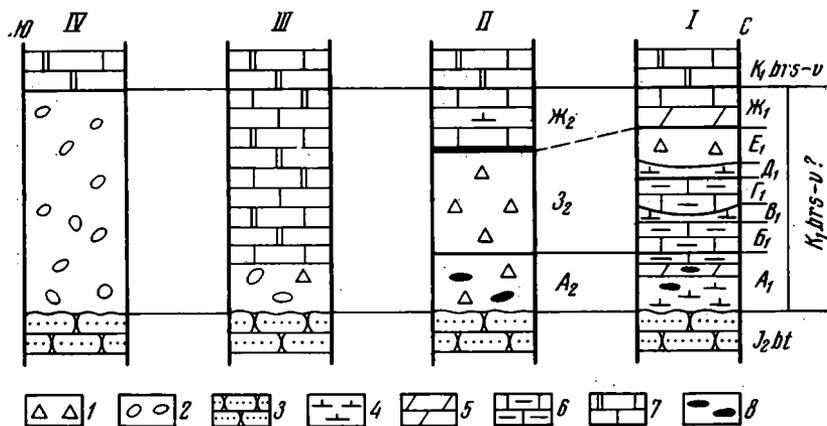
## ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕЛЕСТИНА НА СЕВЕРНОМ КAVKAZE

**А. А. БАЙКОВ, А. В. ФЕДУЛОВ, В. И. ШВЕДОВ**

Применение Sr в различных областях народного хозяйства заметно расширилось. В СССР сырьем для получения солей Sr сейчас является целестин — один из его наиболее распространенных минералов, образующий промышленные концентрации. Целестин становится новым перспективным видом минерального сырья для Северного Кавказа, где к настоящему времени известен ряд проявлений и месторождений, часть которых вызывает практический интерес. Они установлены преимущественно в зоне контакта юры и мела, хотя стратиграфический диапазон минерализации гораздо шире и охватывает осадочную толщу от верхней юры до палеогена (Бурков, Подпорина, 1962; Магомедов, 1974; Пустовалов, 1955, и др.). Среди целестиновых проявлений выделены осадочные, диагенетические и эпигенетические (наложенные). Последние наиболее перспективны для поисков.

В описываемом районе целестиновые тела локализуются в пачке глинисто-карбонатных пород, содержащих незначительную примесь терригенного материала. Пачка залегает с глубоким размывом на песчанико-аргиллитовой толще нижней — средней юры мощностью около 3000 м и перекрывается известняками (100—120 м) берриаса (?) — готерива. Эти образования участвуют в геологическом строении юго-западного крыла Мугринской антиклинали (Голубятников, 1940; Пустовалов, 1955). Целестиноносный горизонт, залегающий в подножье эскарпа куэсты меловых известняков, обнажается редко и на месторождении вскрыт системой горных выработок.

Мугринская антиклиналь расположена в известняковом Дагестане и простирается на северо-запад (300—310°), согласуясь с общекавказским направлением складчатости. Это размытая до нижнеюрских образований крупная коробчатая складка, в центральной части нарушенная поперечным глубинным разломом. Отсутствие в разрезе района верхнеюрских отложений не сопровождается заметными угловыми и азимутальными несогласиями, которые резко выражены в других пунктах антиклинали.



Фиг. 1. Разрезы целестиноносного горизонта юго-западного крыла Мугринской антиклинали (вне масштаба)

1 — брекчии; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — глины карбонатные; 5 — мергели; известняки: 6 — глинистые; 7 — доломитизированные; 8 — стяжения целестина; I — IV — типы разреза; буквы на фигуре — элементы горизонта

Севернее месторождения, в присводовой части крыла, пласты юры и мела имеют наклон около  $8-12^\circ$  при простирании  $305-310^\circ$ . По мере погружения они резко наклоняются до  $20-30^\circ$ . Такое падение наблюдается и на месторождении. Близ него выявлены два субпараллельных взброса амплитудой до 50 м, диагональных к простиранию структуры и ориентированных на северо-северо-запад ( $350-355^\circ$ ). Взброшенными являются восточные блоки. Западнее месторождения прослежен субмеридиональный сброс, пересеченный одной из штолен. Простирание сброса  $10-15^\circ$ , наклон плоскости сбрасывателя юго-восточный ( $65-80^\circ$ ), восточный блок, в пределах которого располагается месторождение, опущен на 8—10 м.

Целестиноносный горизонт отличается весьма сложным, изменчивым по простиранию разрезом и может быть подразделен по характеру строения и вещественному составу пород на четыре типа (фиг. 1). Непосредственно на месторождении преобладают последовательно наслаивающиеся карбонатные глины и глинистые известняки, затем известняки, перекрывающие их невыдержанные по простиранию брекчии и снова глинистые известняки (первый тип). В ряде случаев брекчии или лежащие выше известняки отсутствуют. В южном направлении, за пределами месторождения, в горизонте преобладают брекчированные породы (второй тип). Южнее разрез становится существенно карбонатным, без видимой целестиновой минерализации. В его основании появляется пласт конгломератов и конгломератобрекчий (третий тип), еще южнее он полностью представлен конгломератами (четвертый тип).

В разрезе продуктивного горизонта месторождения отчетливо выделяются 7 элементов — слоев ( $A_1-Ж_1$ ).

$A_1$  — глины, мергели и глинистые известняки, зеленовато-серые. Глины, как правило, наблюдаются в нижней части слоя, иногда переслаиваясь с мергелями, известняки — в верхней. Контакты между этими разностями нечеткие. Минерализация кальцитовая и целестиновая. Кальцит и целестин обычно среднекристаллические, образуют небольшие линзы, жеоды, прожилки в верхней части слоя. В виде уплощенных овальных стяжений наблюдается мелкозернистый сахаровидный целестин. Мощность 0,7—1,7 м.

$B_1$  — известняки желтовато-серые, пелитоморфные, слабоглинистые, алевроито-песчанистые, интенсивно минерализованные. Порода обычно

сохраняется реликтами неправильной формы, а кальцит и целестин, заполняя трещины и пустоты, образуют подобие цемента. Мощность 0,25—1,5 м.

**В<sub>1</sub>**—глины карбонатные, зеленовато-серые, как правило, не минерализованы. Мощность до 0,15 м.

**Г<sub>1</sub>**—известняки желтовато-серые, глинисто-алевритистые, пелитоморфные, интенсивно минерализованные, подобные известнякам **Б<sub>1</sub>**. Порода в виде реликтов между прожилками, гнездами, жеодами, сплошными массами мелко-среднекристаллического целестина и кальцита. Мощность 0,3—1,7 м. При выклинивании **В<sub>1</sub>** слои **Б<sub>1</sub>** и **Г<sub>1</sub>** сливаются в один пласт.

**Д<sub>1</sub>**—мергели или глинистые известняки темно-серые, обычно неминерализованные, верхний контакт выражен плохо. Во многих случаях выклиниваются. Мощность до 0,15 м.

**Е<sub>1</sub>**—брекчия, представленная обломками желтовато-серых, серых мергелей, известняков и алевролитов. Размер обломков 1—4 см, связующая масса глинисто-алеврито-карбонатная. Степень минерализации колеблется в широких пределах. Местами брекчия полностью выклинивается. Мощность до 3,1 м.

**Ж<sub>1</sub>**—переслаивание светло-серых глинистых известняков и зеленовато-серых алевритистых мергелей. Мергели преобладают в нижней части слоя. Минерализация непостоянна. Мощность слоя до 1,9 м, иногда он полностью выклинивается.

Выше залегает толща светло-серых известняков, иногда доломитизированных (нижний мел), близ основания которых, примерно в 4—5 м от подошвы, наблюдаются прожилки целестина, иногда в промышленных концентрациях.

Южнее месторождения разрез продуктивного горизонта существенно изменяется (второй тип), содержание целестина в нем заметно меньше. Здесь прослежены слои **А<sub>2</sub>** и **Б<sub>2</sub>**, представленные брекчиями, и **Ж<sub>2</sub>** — мергели.

**А<sub>2</sub>**—брекчия, сложенная обломками зеленовато-серых алевролитов и мергелей, связующая масса алеврито-глинисто-карбонатная со слабо выраженной слоистостью. Она параллелизуется с **А<sub>1</sub>**. Содержит лепешковидные стяжения мелкозернистого сахаровидного целестина, жеоды и гнезда целестина средне-крупнокристаллического. Мощность 0,25—1,5 м.

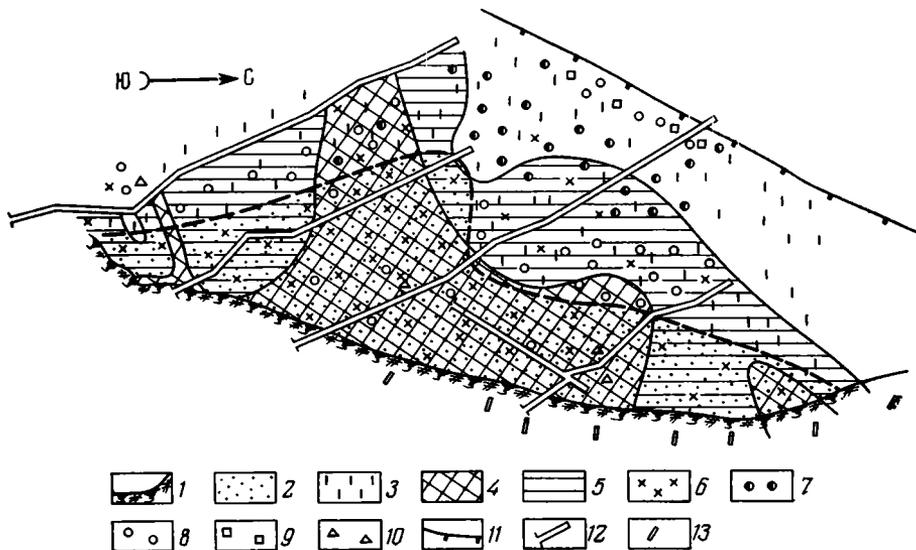
**Б<sub>2</sub>**—брекчия, состоящая из обломков мергелей и известняков, сцементированных карбонатно-глинистым материалом. Средне- и крупнокристаллический целестин образует гнезда размером до 3×5 см. Мощность 0,8—1,7 м.

**Ж<sub>2</sub>**—светло-серые мергели и доломитовые известняки с прослойками глин. Видимая минерализация отсутствует. Мощность 1,0—1,7 м.

Морфология рудного тела несложная и описывается в общих чертах по концентрациям **Сг** только в продуктивном горизонте, где сосредоточены основные запасы. Рудное тело вытянуто почти по падению пластов и постепенно приближается на юге к сбросу (фиг. 2). Здесь же, по данным штолен, его усложняет небольшая апофиза. На севере залежь с высоким содержанием целестина выклинивается, однако еще севернее концентрация его снова значительно возрастает. Восточная часть залежи уничтожена эрозией.

На месторождении выделены прожилково-вкрапленные и массивные руды.

Прожилково-вкрапленные руды являются основным типом. Они равномерно распространены в пределах всего рудного горизонта. Целестин образует многочисленные, различно ориентированные прожилки мощностью до 3 см, обычно 1,5—2,0 см. Часть прожилков переходит в жеоды и гнезда, стенки которых, как правило, выполнены белым кальцитом. Преобладающие размеры кристаллов целестина 1—4 мм, окраска



Фиг. 2. Схематический план месторождения

1 — выходы продуктивного горизонта на дневную поверхность; зоны: 2 — карбонатно-сульфатная, 3 — сульфатно-карбонатная; содержания SrO: 4 — высокие, 5 — низкие; 6 — целестин; кальцит, генерация: 7 — I, 8 — II; 9 — пирит; 10 — гипс; 11 — линия сброса; 12 — штольни; 13 — траншеи-врезы

белая и бледно-голубая. В жеодах и гнездах нередко интенсивно голубые толстопризматические кристаллы, достигающие 0,5—1,0 см по длинной оси, иногда здесь же находятся щетки светло-серых полупрозрачных скаленоэдров кальцита с единичными крупными таблитчатыми кристаллами бледно-голубого целестина и очень редко — водяно-прозрачного гипса. Мелкая вкрапленность целестина присутствует во вмещающих отложениях близ целестиновых прожилков и жезд.

Массивные руды состоят в основном из целестина, значительно меньше кальцита и вмещающих пород. Обычно руды этого типа образуют небольшие линзы и прослои в известняках слоев Б<sub>1</sub> и Г<sub>1</sub>, редко распространяясь по значительной части продуктивного горизонта. Вмещающие породы присутствуют в виде ксенолитов или тонких прослоек (1—3 мм), интенсивно пропитанных целестином. Ксенолиты и прослойки пород иногда оторочены молочно-белым кальцитом. Целестин мелко-, средне- и крупнозернистый, кристаллы белые, реже бледно-голубые. В полостях редко наблюдаются единичные кристаллы (до 1 см) водяно-прозрачного гипса. В шлифах руд отмечены выделения пирита до 0,1 мм.

На флангах месторождения наблюдаются целестин-кальцитовые руды, обычно относящиеся к забалансовым. Для них характерно несколько генераций кальцита. Светло-коричневый средне- и крупнокристаллический кальцит I генерации образует оторочки по краям пустот и прожилки. Кальцит II генерации молочно-белый, мелко- и среднезернистый, в крупных кристаллах с серым оттенком, образует прожилки, жезды, гнезда, накладываясь на кальцит I и редко пересекая его. Близ зоны сброса генерации кальцита разделены пиритом. Целестин в рудах этого типа образует единичные гнезда или друзы в кальцитовых гнездах, размер кристаллов около 1 см. Морфологии прожилков, жезд и других форм выделения целестина и кальцита очень близки друг к другу.

Для всех типов руд характерны следующие особенности: слабая связь многих кристаллов целестина между собой и как следствие — сыпучесть руд; интенсивное выщелачивание вмещающих пород и неравномерное ожелезнение, предшествовавшие отложению кальцита, целестина и других новообразований; битуминозный запах при ударе молотком.

На месторождении отчетлива горизонтальная зональность минерализации (фиг. 2). От западного его фланга, где наблюдается субмеридиональный сброс, к восточному происходит последовательная замена кальцита I и II с целестином на кальцит II с целестином (существенно карбонатная зона). Примерно в 10—15 м восточнее интенсивно проработанной гидроокислами железа зоны сброса появляется в довольно значительном количестве пирит. Далее к востоку преобладает кальцит-целестиновая минерализация (существенно сульфатная зона). Граница карбонато-сульфатной и сульфатно-карбонатной зон практически совпадает с контуром рудной залежи, характеризующейся высоким содержанием  $\text{SrO}$ .

Описанному месторождению целестина присущи многие черты стратиформных месторождений. Главнейшие из них — четкая стратиграфическая приуроченность, весьма широкое площадное развитие, простота минерального состава руд. Здесь можно выделить два генетических типа оруденения: диагенетический и эпигенетический (наложенный).

Целестин диагенетического типа встречается в мергелях ( $A_1$ ) или брекчиях ( $A_2$ ), которыми начинается продуктивный горизонт. Он образует единичные мелкокристаллические уплощенной формы стяжения, иногда располагающиеся послойно. Происхождение стяжений связано, по-видимому, с перераспределением вещества в нелитифицированном осадке.

Основную массу рудной залежи образует целестин, наблюдаемый в виде прожилков, жезд, гнезд, вкрапленности, причем наибольшие содержания минерала установлены в известняках ( $B_1$ ,  $\Gamma_1$ ) и брекчиях ( $E_1$ ). Тонкие прожилки явно вторичного целестина имеются в среднеюрских песчаниках, непосредственно подстилающих продуктивный горизонт, и в нижней части крошечной толщи известняков. Формы выделений целестина, существование карбонатно-сульфатной и сульфатно-карбонатной зон минералообразования, наличие нескольких генераций кальцита, структурные особенности месторождения позволяют связывать происхождение массивных и прожилково-вкрапленных сульфатных руд  $\text{Sr}$  с эпигенетическими процессами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Стронций. М., Изд-во АН СССР, 1962.  
*Голубятников В. Д.* Геологическая карта Кавказа в масштабе 1 : 200 000.— Тр. по геол. и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1940, вып. VII, листы К-38-XVIII, Левашинский, и К-39-XIII, Дербентский.  
*Магомедов К. К.* Распространение стронция в меловых и юрских отложениях в Дагестане и типы оруденения.— В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, Изд-во СКГУ, 1974.  
*Пустовалов И. Ф.* Геологическое строение района месторождений целестина Центрального Дагестана.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1955, т. XXXI.

Ростовский госуниверситет

Дата поступления  
18.IV.1975

УДК 552.124.4+551.243

### О СВЯЗИ МОРФОЛОГИИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ КОНКРЕЦИЙ С ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫМИ ДЕФОРМАЦИЯМИ

**Ю. О. ГАВРИЛОВ**

Для среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья характерно широкое развитие подводно-оползневых нарушений (Шатский, 1929; Вассоевич, 1948). Размах этого явления довольно большой: есть горизонты мощностью до первых десятков метров, перемятые в результате подводного оползания. Следы деформаций особенно хорошо видны

в песчано-алевритовых пачках. Формы нарушений — колобки, закрутыши, складки, размеры — от дециметров до нескольких метров. В чокракском горизонте нередки нептунические дайки. Генетически они связаны с подводными оползнями, являясь отражением частых землетрясений, сопровождавших интенсивный рост Кавказского острова в чокракско-караганское время.

В глинистой части среднемиоценовой толщи часты пачки с карбонатными конкрециями, различными по минеральному составу и морфологии. Сопоставление пространственной ориентации некоторых подводно-оползневых образований и удлиненных конкреций позволило установить между ними определенную зависимость.

Связь образования конкреций с текстурами оползания отмечал П. В. Зарицкий (1971) на примере угленосных отложений свиты  $S_4^2$  Донбасса. Он описал деформацию уже частично сформированного карбонатного стяжения последующим оползанием осадка.

В среднемиоценовых отложениях Восточного Предкавказья мы неоднократно наблюдали обратную картину: деформация осадка в результате подводного оползания обуславливала вполне определенную форму образующихся карбонатных конкреций и их пространственную ориентацию. Наиболее четко эта зависимость установлена в нижнечокракских отложениях, вскрывающихся по р. Элистанжи, где прекрасная обнаженность позволяет детально проследживать соотношения пород. Здесь в основании чокрака залегает 80-метровая глинистая толща, в которой чередуются пачки чистых глин с прослоями диагенетических карбонатных конкреций и пачки глин с тонкими песчано-алевритовыми прослоями, содержащие следы подводно-оползневых нарушений.

Глины с конкрециями представлены черными тонкополосчатыми разностями с хорошо выдержанной слоистостью. На выветренной поверхности глины, распадаясь на тонкие плиточки, приобретают характерную «книжную» отдельность. Конкреции образуют прослой, количество которых меняется от 3 до 6. Прослой обычно приурочены к интервалу в 1—1,5 м. Стяжения залегают в виде изолированных тел либо соединяясь в непрерывные цепочки. Конкреции имеют четкие контуры, плотно облекаются вмещающей глиной. Слоистость из глины частично прослеживается внутри стяжений. Сложены конкреции магниезальным кальцитом, но у зональных разновидностей во внешней части преобладает железистый карбонат. Форма конкреций обычно шаровидная либо эллипсоидная с отношением высоты к большому диаметру не более 1 : 3; размер их колеблется от 3—5 до 35 см. Ряд признаков указывает на образование конкреций этого типа в стадию раннего диагенеза, когда мощность перекрывающего осадка измерялась дециметрами.

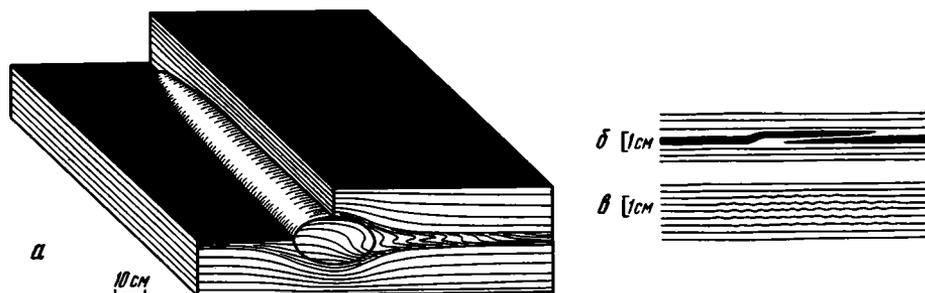
В некоторых горизонтах помимо изометричных тел встречаются удлиненные стяжения, большой диаметр которых многократно превышает ширину и высоту, достигая 1—2 м. Когда в прослое встречается несколько таких тел, наблюдается их одинаковая пространственная ориентация: длинные оси конкреций параллельны друг другу. Преимущественное их направление 65—70°.

Подавляющее большинство конкреций имеет изометричную форму, поэтому образование удлиненных стяжений следует рассматривать в известном смысле как нарушение обычных условий формирования диагенетических конкреций.

Действительно, у накопившегося в спокойных условиях осадка физико-механические свойства (пористость, плотность и др.) в горизонтальном направлении одинаковы, т. е. осадок обладает как бы изотропностью на плоскости. При этом конкрециеобразователь по известной схеме (Страхов, 1960) равномерно со всех сторон стягивается к некоторым центрам, что приводит к образованию более или менее изометричных тел. Вместе с тем любые даже небольшие механические нарушения осадка

приводят к потере им изотропности. Конкрециеобразователь при этом соответственно стягивается по некоторым преимущественным направлениям и образует уже неизометричные стяжения. Форма последних начинает обуславливаться приобретенной локальной анизотропностью осадка.

В нижнечокрацких отложениях такие нарушения однородности осадка связаны с подводно-оползновыми деформациями. Во вмещающих глинах на одном уровне с удлиненными стяжениями были отмечены небольшие оползневые складочки; наблюдались они в прослоях мощностью не более 0,2 м.



Взаимоотношение конкреций с вмещающей породой

*а* — удлиненная конкреция, образовавшаяся по оползневой складочке в глинах;  
*б, в* — первичная текстура осадка, сохранившаяся в раннедиагенетических конкрециях

А. Д. Архангельский (1930) показал, что соскальзывание может начаться при очень небольшом угле склона 1—2°, поэтому сотрясения, сопровождавшие рост Кавказского острова, вызывали оползания даже в таких полого залегающих осадках, как глины из горизонтов с конкрециями.

Складочки в глинах встречаются нечасто, вернее, их не всегда легко заметить, но в тех случаях, когда они прослеживаются, с ними соседствуют и по ним развиваются удлиненные карбонатные стяжения (фигура, *а*). При этом простираения складок и конкреций совпадают. Это объясняется тем, что во время формирования стяжений движение конкрециеобразователя было облегчено вдоль оси складочки и, наоборот, заметно затруднено вкрест ее простираения.

Осадок имел различные степень и характер дислоцированности: мелкие надвиги в отдельных слоях, складочки, слабое смятие в виде гофрированной поверхности (фигура, *б, в*). Все они одинаково влияли на форму стяжений. Однако если складочки в несколько сантиметров более или менее отчетливо прослеживаются в глинах, то гофрированность осадка в литифицированной глине почти не оставляет следа. Степень уплотнения «книжных» глин в процессе литификации велика. Проведенные измерения огибания слойков смещающей глины вокруг магнетитово-кальцитовых конкреций указывают на сокращение мощности глины иногда более чем в 4 раза при среднем значении коэффициента усадки 3,6. Естественно, что при такой усадке мелкие складочки в сформированной породе практически не будут заметны. Первоначальное смятие осадка иногда можно наблюдать только в раннедиагенетических удлиненных конкрециях, которые как бы «запечатывают» их в себе. Трудность наблюдения в глинах исходной текстуры осадка часто маскирует описываемую зависимость, т. е. ее влияние на форму конкреций.

Как отмечено выше, пачки «книжных» глин чередуются с глинистыми интервалами, в которых прослеживаются многочисленные тонкие про-

слои мелкозернистого песчано-алевритистого материала. В этих прослоях встречаются хорошо выраженные подводно-оползневые образования. Последние обычно представлены небольшими закрутышами, реже колобками. Форма закрутышей веретенообразная, длина 0,2—0,6 м. По простиранию пропластка, в котором встречаются закрутыши, появляются ненарушенные песчаные прослои, т. е. при оползании материал, очевидно, проходил небольшое расстояние (первые метры).

При оползании больших масс осадков происходит их перемешивание, в результате чего образуются довольно хаотичные скопления материала. В нашем случае оползли маломощные (1—2 см) прослои алевритистого песчаника, фиксируясь вскоре в виде закрутышей. При этом их удлиненные тела располагались не беспорядочно, а с вполне определенной пространственной ориентацией: их оси взаимно параллельны. Направление осей примерно 65—70°. Но так же ориентированы и длинные конкреции в пачках «книжных» глин. Очевидно, это не случайное совпадение. Если учесть, что ориентация удлиненных конкреций была обусловлена направлением простирания оползневых складочек, это тождество становится вполне понятным.

Учитывая характер оползневых явлений в описываемой части разреза, думается, можно достаточно уверенно считать, что направление осей закрутышей и складочек должно отражать простирание склона дна палеоводоёма. Но нами уже показано сходство пространственной ориентации закрутышей и оползневых складочек, с одной стороны, и удлиненных конкреций, с другой. Таким образом, в ряде случаев форма и ориентация конкреций будет отражать простирание склона палеоводоёма.

На склоне среднемиоценового бассейна могли существовать различные конседиментационные структуры, осложнявшие его профиль. Последующие тектонические движения, возникшие в результате роста линейной структуры Кавказа, должны были изменить первоначальное залегание пород, снивелировать, привести примерно к одному направлению. Нынешнее простирание чокракско-караганских отложений в пределах моноклинали Черных гор довольно постоянное и соответствует 85—100°, в частности в районе р. Элистанжи 95—100°. Направление осей удлиненных конкреций и закрутышей точнее указывает на существовавшее в том или ином месте простирание склона палеоводоёма. Разумеется, это верно только для районов без следов сложной складчатости и разрывных нарушений. Очевидно, основываясь на площадных наблюдениях над конкрециями вкупе с другими данными, можно выявлять существовавшие конседиментационные структуры.

В различных отложениях многие исследователи описывают удлиненные стяжения, часто не объясняя, чем такая форма конкреций обусловлена. Думается, что оползневые явления будут в ряде случаев служить одной из причин образования неизометричных стяжений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1930, т. 8, вып. 1, 2.  
Вассоевич Н. Б. Подводно-оползневые явления в среднем миоцене Дагестана.— Азерб. нефт. хоз-во, 1948, № 3.  
Зарицкий П. В. О глубине формирования конкреций под поверхностью осадка.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.  
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.  
Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан).— Тр. Гос. н.-и. нефт. ин-та, 1929, вып. 4.

## ОБ ОСОБЕННОСТЯХ АЛЛОТИГЕННЫХ И ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ (ПЕПЛОВЫХ) МОНТМОРИЛЛОНИТОВ

С. И. ШУМЕНКО

В изучении глинистых минералов карбонатной толщи позднего мела наблюдается в последние годы существенный прогресс. Достаточно подробно они описаны во многих пунктах Русской платформы, Западной Сибири, Казахстана, Средней Азии, Кавказа. Недавно мы исследовали также глинистые минералы из меловых известняков и мергелей Горного Крыма. Подобные исследования предприняты также в ГДР, ФРГ, Франции, Англии, Чехословакии, США и странах Северной Африки. В пределах гумидных зон карбонатакопления позднего мела наблюдаются смешанные гидрослюдисто-монтмориллонитовые глинистые фракции. Основными минералами являются диоктаэдрические гидрослюды I-типов *1M* и *1Md* и железистый диоктаэдрический монтмориллонит. Количественные соотношения этих компонентов существенно варьируют в зависимости от фациальной принадлежности пород, местами заметную роль играют их незакономерные сростки. На наш взгляд, есть все основания считать эти минералы в основной их части аллотигенными и лишь частично взаимно трансформированными.

Весьма своеобразным компонентом является монтмориллонит «бентонитового» типа в тонких (от миллиметров до нескольких сантиметров) глинистых прослоях среди мелов и мергелей. На юге Русской платформы эти прослои приурочены к туронским отложениям, а в Крыму и на Кавказе встречаются и в более молодых отложениях позднего мела. Один из таких прослоев в туронском мелу у г. Изюма Харьковской области мы описали еще в 1961 г. В дальнейшем подобные прослои нам удалось установить в туронских отложениях района КМА (Стойленское и Лебединское месторождения, Щигры, Курск), на окраинах Донбасса, а также у г. Кременец в Западной Украине (Шуменко, 1971).

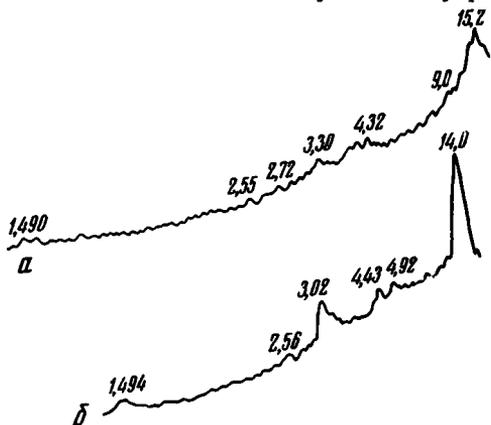
Для этих прослоев часто характерен мономинеральный монтмориллонитовый состав, причем не только во фракции  $< 1 \text{ мк}$ , но и  $1-10 \text{ мк}$ . В них отсутствуют даже аутигенные цеолиты, обычные в некарбонатном остатке мело-мергельных пород. По-видимому, именно с такими прослоями пришлось столкнуться во Франции Ж. Милло (1968), что и привело его к ошибочному выводу о мономинеральности глинистых фракций в меловых породах вообще. Есть все основания полагать, что к такому типу относятся и прослои, обнаруженные Г. И. Бушинским (1954) в Туроне Старого Оскола.

В отличие от аллотигенного монтмориллонита основной части мергельно-меловой толщи, глинистые фракции из указанных прослоев характеризуются значительно более низкими показателями светопреломления.  $n_D$  в ориентированных препаратах составляет 1,500, иногда 1,490. При увлажнении этих фракций наблюдается резко выраженная способность к набуханию, после длительного отстаивания образуется гелевидный осадок. На рентгенограммах фиксируются обычно лишь рефлекс монтмориллонита, отсутствуют примеси и смешанослойных сростков (фиг. 1). Рефлексы 060 свидетельствуют о диоктаэдрическом характере минерала ( $d/n = 1,490-1,494$ ).

Электронная микроскопия также подтверждает однородный состав глинистой фракции, представленной «облаковидными» частицами с размытыми очертаниями. Весьма показательны термографические отличия монтмориллонита из прослоев от аллотигенного монтмориллонита. Для последнего типично наличие трех эндотермических эффектов: наиболее

сильный с максимумом при 100—150°С (в зависимости от скорости нагрева), более слабый с максимумом при 540—560°С и слабый, часто едва заметный, при 850—880°С<sup>1</sup>. Монтмориллонит из «бентонитовых» прослоев при тех же условиях съемки характеризуется смещением максимума второго эндотермического эффекта до 640—660°С и четко выраженным эндотермическим эффектом с максимумом при 830—840°С. Потеря веса при нагревании в этом типе монтмориллонита значительно больше, чем в аллотигенном, и достигает 25% (фиг. 2, а—г). Нельзя не отметить, что термографическая характеристика монтмориллонита второго типа очень сходна с таковыми бентонитов типа «асканглина» и крымского кила (фиг. 2, д).

Для монтмориллонита обоих типов из наиболее мономинеральных образцов на основании химического анализа фракций <1 мк были по «катионному» способу рас-



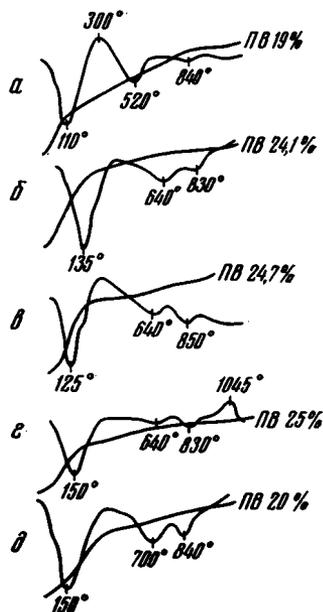
Фиг. 1

Фиг. 1. Дифрактограммы глинистых фракций  $\leq 1 \mu\text{м}$

а — из пясчого кампанского мела г. Балаклея; б — из глинистого «бентонитового» прослоя в туронском мелу г. Изюма

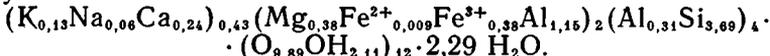
Фиг. 2. Термограммы глинистых фракций  $\leq 1 \mu\text{м}$  (кривые а — в, д сняты при скорости нагрева 20°/мин, кривая г — 5°/мин; ПВ — кривые потери веса)

а — типичная термограмма для мело-мергельных пород (Белгород, кампан); «бентонитовый» прослой в туронском мелу; б — Лебединского месторождения КМА, в — район Семилуки, г — г. Изюма; д — крымский кил (район с. Партизанское)



Фиг. 2

считаны их структурные формулы. Аллотигенный монтмориллонит имеет формулу



Для монтмориллонита из «бентонитовых» прослоев характерна формула  $(\text{K}_{0,05}\text{Na}_{0,21}\text{Ca}_{0,44})_{0,70}(\text{Mg}_{0,37}\text{Fe}^{3+}_{0,23}\text{Al}_{1,40})_2(\text{Al}_{0,18}\text{Si}_{3,82})_4(\text{O}_{10,44}\text{OH}_{1,56})_{12} \cdot 8,15 \text{H}_2\text{O}$ .

Как видно из формул, количество ионов Fe в октаэдрических позициях вдвое меньше во втором типе монтмориллонита. Соответственно Al занимает здесь больше октаэдрических позиций, но в тетраэдрических позициях его значительно меньше, чем в первом типе. Показательно для второго типа и возрастание роли Na.

Таким образом, свойства и кристаллохимические особенности позволяют уверенно различать в меловых отложениях два типа монтморилло-

<sup>1</sup> Данные получены на основании термографического изучения более 100 образцов.

нита, причем один из них очень близок некоторым бентонитам. Прослой с монтмориллонитом «бентонитового» типа мы исследовали в Крыму и Дагестане. Очень сходный монтмориллонит был описан в туронском известняке Подольского Приднестровья в ассоциации с вулканическим стеклом (Гофштейн, Рипун, 1959). Такая же ассоциация отмечена в прослоях (tonlagen) мела ФРГ (Valeton, 1960). Бентонитовые прослой описаны в мелу польских Карпат (Sicora, 1967) и неоднократно описывались в Советских Карпатах. Недавно в Равнинном Крыму скважины вскрыли прослой и линзы пирокластов сеноман-коньякского возраста (Бондаренко и др., 1967). Общеизвестны позднемеловые бентониты Малого Кавказа.

Все эти факты, а также выдержанность на сотни километров при ничтожной мощности и отсутствие терригенных частиц даже во фракции 0,01—0,001 мм приводят к выводу о генетической связи «бентонитовых» прослоев с вулканическим пеплом. Нужно отметить, что ни разу нам не удавалось зафиксировать реликтов пепловых структур, которые, правда, не всегда устанавливаются даже в бентонитах, заведомо образовавшихся по пирокластическому материалу.

«Бентонитовые» прослой в меловой толще, являясь своеобразным литологическим аналогом «тонштейнов» угольных месторождений, могут служить надежным маркирующим горизонтом на больших расстояниях. На территории КМА, например, один из таких прослоев располагается на границе нижнего и верхнего турона, и есть основания предполагать, что этот прослой распространяется значительно дальше, вплоть до окраин Донбасса.

Исследование подобных прослоев создает предпосылки для дробной литостратиграфии внешне монотонных толщ.

Не менее важно и палеогеографическое значение таких прослоев. До сих пор на палеогеографических картах позднего мела отмечались на Кавказе (наиболее вероятный источник вулканогенного материала), лишь подводные вулканы. Распространенность пирокластогенных глинистых прослоев позволяет сделать вывод о мощных извержениях наземных (или надводных) вулканов в Крымско-Кавказской геосинклинали, пепел которых в туроне осаждался на значительной части Русской платформы, чему способствовали юго-восточные ветры. В послетуронское время такие мощные пароксизмы наземного вулканизма, очевидно, уже не повторялись.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко В. Г., Апостолова М. Я., Шаповалов М. С. Вулканокластические породы верхнемелового возраста Равнинного Крыма и Керченского полуострова.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ИГиН АН СССР. 1954, М., вып. 156.
- Гофштейн И. Д., Рипун М. В. О находке вулканогенной породы в меловых отложениях Подолии — Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 2.
- Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1966.
- Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Изд-во ХГУ, 1971.
- Sicora W. Bentonity i ilolupki bentonityczne w polskich Karpatach. Kwart. geol., v. 11, г. 1, 1967.
- Valeton J. Vulkanische Tuffiteinlagerung in der nord westdeutschen Oberkreide. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 29, 1960.

## ПЕРВАЯ НАХОДКА ЩЕЛОЧНОЙ БЕНТОНИТОВОЙ ГЛИНЫ В ЗАКАРПАТЬЕ

*В. И. ЛЕБЕДИНСКИЙ, Я. В. МАСЛЯКЕВИЧ, Л. П. КИРИЧЕНКО*

В 1973 г. совместными работами Института минеральных ресурсов и Закарпатской геологической экспедиции треста «Киевгеология» впервые обнаружены щелочные бентонитовые глины, приуроченные к миоценовым отложениям Солотвинской впадины.

В Закарпатском прогибе выделены Солотвинская и Чоп-Мукачевская впадины. Они окаймлены наложенной вулканической Выгорлат-Гутинской грядой. Прогиб формировался при опускании донеогенового фундамента по системе глубинных разломов (Закарпатского, или Утесово-Мармарошского, и Припаннонского, или Чоп-Береговского) в ходе поднятия складчатого сооружения Карпат в неогене.

На донеогеновом фундаменте Закарпатского прогиба лежит мощная толща моллас (до 3500 м) бурдигала, гельвета, тортона, сармата и левантина. В нижней ее части широко распространены конгломераты, песчаники, алевролиты и глины, переслаивающиеся с туфами и глинисто-галогенными осадками соленосной формации. Верхняя часть толщи сложена озерно-болотными песчано-глинистыми отложениями с прослоями бурых углей и пирокластических пород. Венчают разрез пестроцветные и серые глины позднеплиоценовой чопской свиты.

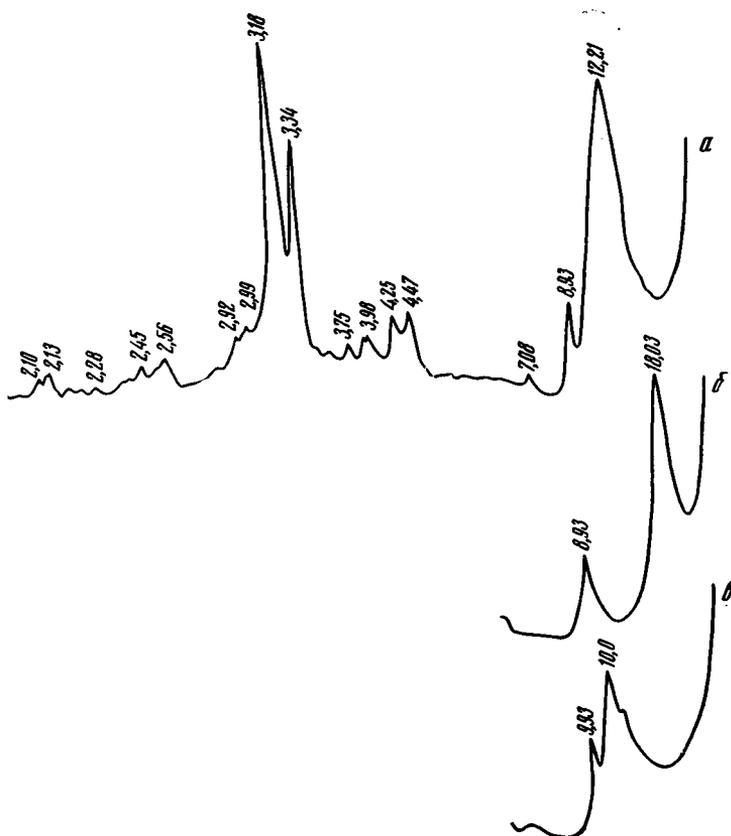
В Солотвинской впадине кислые туфы тортон-сармата местами преобразованы в своеобразные монтмориллонит-давсонитовые породы с переменным содержанием главных минералов. Интенсивность давсонитизации и монтмориллонитизации обратно пропорциональна мощности пластов. Монтмориллонит-давсонитовые породы связаны постепенными переходами с чистыми монтмориллонитовыми глинами мощностью до 1—1,5 м. После дождя бентонитовые глины сильно набухают и превращаются в клейкую гелевидную массу.

Щелочные бентонитовые глины довольно часто встречаются в участках Кишта, Лопощ, Туфовая горка и по периферии Вышковского рудного поля.

Изученные образцы щелочной бентонитовой глины взяты из измененных туфов доробратовского горизонта нижнего сармата в окрестностях с. Яблунивка, в 4 км восточнее с. Вышково. Пласт бентонитовой глины скв. 13 встречен в интервале 98,9—99,3 м. В подошве лежат известковистые аргиллиты, в кровле — олигомиктовые кварцевые песчаники. Тонкие прослойки щелочного бентонита встречены и на других глубинах. В скв. 12 (участок Кишта) интервал 315—318 м представлен аналогичной щелочной бентонитовой глиной, перекрывающейся сильно давсонитизированным липаритовым туфом. Макроскопически щелочной бентонит представляет собой глинистую породу с гладкой, чуть жирной поверхностью с четкими реликтовыми признаками пирокластической структуры. По механическому составу это алевитистая глина с содержанием фракций, мм (%): <0,001—67,6; 0,001—0,01—21,6; 0,01—0,1—7,5; >0,1—3,3. При обработке глин пирофосфатом Na содержание тонких фракций практически не меняется, что указывает на отсутствие агрегатов глинистых частиц и косвенно — на резкое преобладание  $\text{Na}^+$  в поглощенном комплексе катионов.

По данным дифрактометрического анализа в рентгеноструктурной лаборатории треста «Артемгеология» (аналитик И. Г. Прохоров), основным глинистым минералом бентонита служит 12 Å монтмориллонит с характерным высоким и узким пиком  $d(001)$  при 12,21—12,52 Å (фиг. 1).

После насыщения глицерином  $d(001)$  возрастает до 17,9—18,03 Å. После двухчасового прокаливания при 600°С на дифрактограммах фиксируется широкий рефлекс, протягивающийся от 9 до 7 2 $\theta$  Cu K $\alpha$  (пик при 9,94 Å). По-видимому, в межпакетных промежутках монтмориллонита содержится структурная примесь комплексных ионов типа Mg(OH)<sup>+</sup>, Al(OH)<sup>2+</sup>, Fe(OH)<sup>2+</sup>.



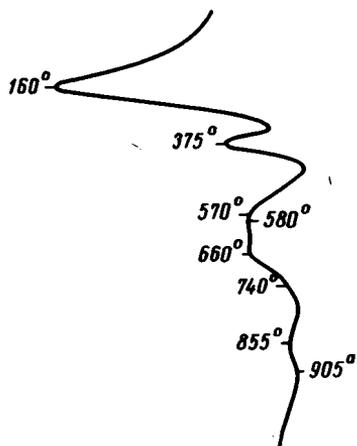
Фиг. 1. Дифрактограммы пелитовой фракции щелочной бентонитовой глины с. Яблунивка

*a* — в воздушно-сухом состоянии; *b* — после насыщения глицерином; *c* — после двухчасового прокаливания при 600°С

Глины несколько различаются по минеральным примесям. Глина из скв. 13 содержит каолинит, гидрослюда, давсонит (рефлекс 5,64 Å), кварц и полевой шпат. В глинистой массе давсонит образует глобулы, сферолиты, лучистые и сноповидные скопления, послонные либо секущие тончайшие прожилки. Глина из скв. 922 почти мономинеральна, с незначительной примесью каолинита; в ней из неглинистых минералов установлены кварц, полевой шпат и клиноптилолит (пик при 8,93 Å).

Термограмма 12 Å монтмориллонита (фиг. 2) сходна с кривыми нагревания щелочноземельных монтмориллонитов. Характерен резкий глубокий эндопик при 160°С (отвечающий удалению гигроскопической воды), сравнительно слабый эндопик в интервале 570—670°С (фиксирующий выделение кристаллизационной воды), эндопик при 855°С (разрушение решетки минерала) и экзопик при 905°С (образование высокотемпературных фаз). Специфическая особенность кривых нагревания состоит в том, что второй эндопик «обрезан» и похож на перевернутую трапецию с горизонтальным участком в интервале 570—670°С. Темпе-

ратура второго эндопика понижена по сравнению с таковой для чистых щелочноземельных бентонитовых глин типа крымского кила или глин Пыжевского месторождения, в которых максимум лежит около 700°С. Эндопик при 375°С обязан примеси давсонита. Химический состав фракции <0,001 мм щелочной бентонитовой глины Закарпатья и Ноемберянского месторождений представлен в табл. 1.



Фиг. 2. Термограмма пелитовой фракции щелочной бентонитовой глины с Яблунивка

Щелочная бентонитовая глина Закарпатья отличается более высоким содержанием  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и меньшим содержанием  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ . Повышенное содержание  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  объясняется примесью давсонита.

Преобладание Na среди поглощенных катионов (табл. 2) свидетельствует о натриевом типе бентонитовой глины. Очень высокое содержание поглощенного Na (144 мг. экв) в одном из образцов характерно для лучших щелочных бентонитовых глин. Большое различие в сумме поглощенных катионов в двух образцах указывает на изменчивость состава глин; это подтверждается данными рентгеноструктурного анализа.

Монтмориллонитовые и давсонит-монтмориллонитовые глины образовались в сарматском морском бассейне в стадиях седиментогенеза и диагенеза за счет пирокластичности плагиолипаритов. О возникновении бентонитовых глин по туфам свидетельствуют унаследованность ими структур и текстур пирокластических пород, реликтовые вкрапления кварца. Пирокластический материал в тортонское время поступал из вулканов в районе сел Крайниково, Данилово и у с. Залуж, в сарматское время — из Береговского вулкана (Малеев, 1964). Не исключен привнос пирокластичности и из липаритовых вулканов Северной Венгрии.

На седиментационно-диагенетическое происхождение бентонитовых глин указывает отсутствие магматических пород — источников гидротермальных растворов — в поле развития бентонитовых глин. При этом происходил вынос Si (часть которого осталась на месте в виде рассеянного тонкокристаллического кварца) и щелочей (часть их вошла в поглощенный комплекс монтмориллонита, другая — в цеолиты). По аналогии с глинами Ноемберянского месторождения, образовавшимися за счет кислой пирокластичности (Петросов, Цамерян, 1971), можно считать, что в процессе бентонитизации Закарпатского бентонита вынос и привнос элементов были незначительными.

Монтмориллонитовые и давсонит-монтмориллонитовые глины образова-

Таблица 1

Химический состав фракции <0,001 мм щелочной бентонитовой глины, %

Окисел	1	2
$SiO_2$	53,00	56,61
$TiO_2$	0,46	0,71
$Al_2O_3$	21,40	18,11
$Fe_2O_3$	2,10	3,54
$FeO$	0,97	1,44
$MnO$	Следы	Следы
$MgO$	2,55	2,14
$CaO$	0,45	2,01
$Na_2O$	2,61	0,83
$K_2O$	0,81	1,01
$P_2O_5$	0,08	—
$SO_3$	0,15	—
$H_2O^-$	7,96	9,32
П. п. п.	7,12	8,44
Сумма	99,66	100,16

1 — Закарпатье, с. Яблунивка, скв. 13, глина 98,9—99,3 м; 2 — Ноемберянский месторождение (Петросов, Цамерян, 1971).

Бентонитизация пирокластики происходила путем реакции между стекловатым материалом и придонной водой в стадию седиментогенеза и иловыми растворами в стадию диагенеза.

Значение иловых вод в процессе монтмориллонитизации стекловатого материала двоякое. Они выступают не только как среда, в которой активно преобразуется исходный материал, но и служат источником элементов, необходимых для образования монтмориллонита. По О. В. Шишкиной (1972), иловые воды океанов и открытых районов окраинных морей (к ним можно отнести и среднеторгонский — раннесарматский бассейн на месте современного Закарпатья) сохраняют в целом морской тип; основными их компонентами служат  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ . Среди катионов господствует  $\text{Na}$  (например, в иловой воде красной глины ионы

Таблица 2  
Содержание поглощенных катионов в глинах  
из скв. 13 у с. Яблунивка

Образец	Поглощенные катионы, мг·экв на 100 г сухой породы				Сумма
	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	
Интервал 98,9—99,3 м	8,8	2,0	144,0	2,8	157,6
Штуфный образец	13,8	6,4	42,3	2,3	69,8

Na занимают 55% от суммы катионов; Шишкина, 1972), что может быть основной причиной довольно широкого распространения щелочных бентонитов среди туфогенно-осадочных глин. Учитывая данные М. А. Ратеева (1968) о постседиментационном преобразовании миоценовых морских туфов Западной Камчатки, можно полагать, что под действием придонных и иловых вод алюмосиликатный каркас стекловатых частиц растворялся, и в условиях высокого рН и поступления  $\text{Mg}^{2+}$  из морской воды кислое стекло преобразовывалось в монтмориллонит.

Щелочная среда была также благоприятной для образования давсонита, но соотношение между Na-монтмориллонитом и давсонитом не вполне ясно. Поскольку часть давсонита встречается в виде послынных и секущих прожилков, напрашивается предположение о более позднем его образовании по сравнению с монтмориллонитом. Однако это объяснение нуждается в проверке, поскольку не исключено возникновение прожилкового давсонита путем перекристаллизации материала глобул, сферолитов, лучистых и сноповидных скоплений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гущенко П. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.
- Петросов И. Х., Цамерян П. П. Вещественный состав и условия образования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971.
- Ратеев М. А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.— В сб.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 1. М., «Наука», 1968.
- Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., «Наука», 1972.

Институт минеральных ресурсов,  
Закарпатская геологическая экспедиция  
треста «Киевгеология»,  
Симферополь,  
Берегово

Дата поступления  
24. IV. 1973

**МЕТОДИКА**

УДК 552.1 : 53

**МЕТОДИКА ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОГО  
ПРЕПАРИРОВАНИЯ ТОНКОДИСПЕРСНЫХ ОБЪЕКТОВ**

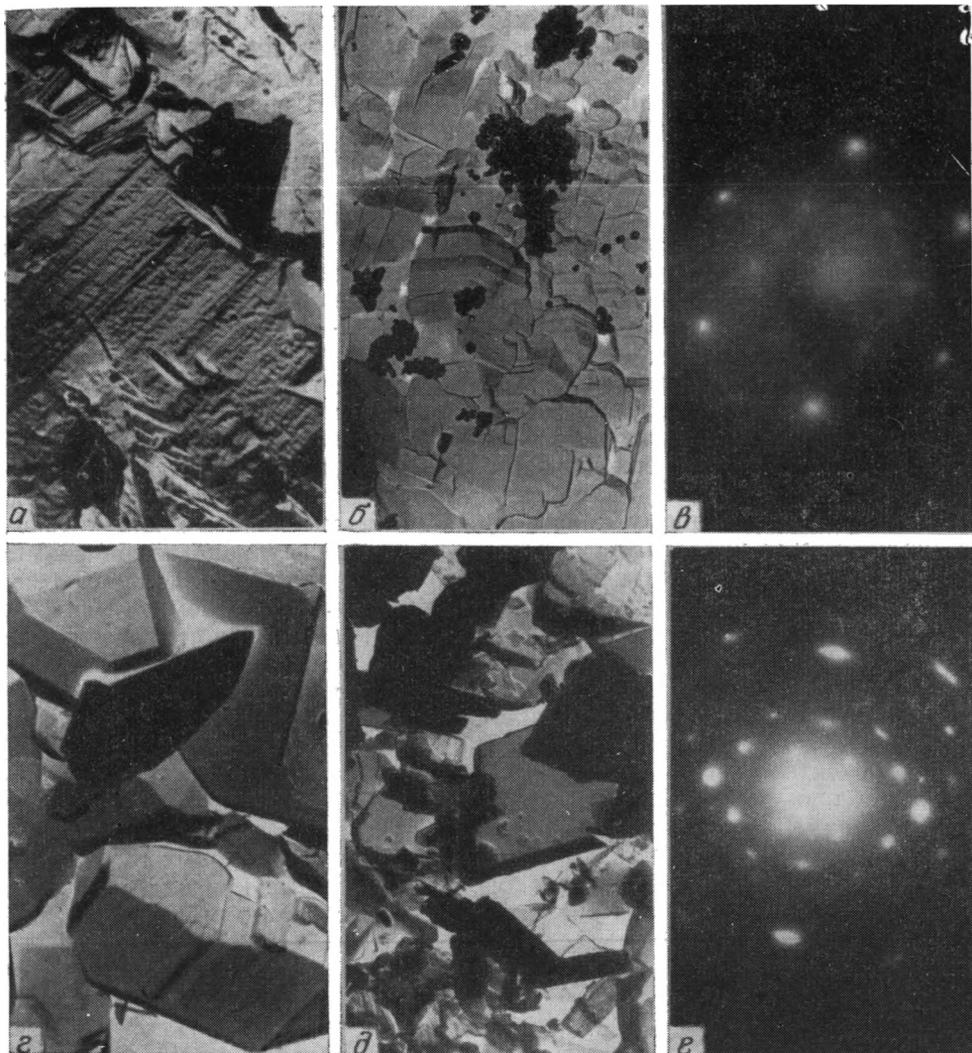
*П. Е. КОМИССАРОВ, В. Т. ДУБИНЧУК, Н. Г. БЕЛЯЕВСКАЯ*

Практическая необходимость изучения высокодисперсных, рыхлых и пористых минералов, руд и технологических проб связана с установлением фазового состава, генезиса и выявлением оптимальных вариантов их обогатимости.

Среди различных физических методов исследования перечисленных выше объектов методы просвечивающей электронной микроскопии занимают важное место. Наиболее распространенной методикой в практике минералогических исследований являются реплики, однако для методов электронной микроскопии минералов (Грицаенко и др., 1969) практически отсутствуют рекомендации по приготовлению реплик с поверхности рыхлых и пористых минералов, руд и технологических проб. В связи с этим авторы отработали приемы и методики приготовления прямых отпечатков с перечисленных типов объектов. Методики отработывали на образцах бокситовых руд и их технологических пробах, а также охрах, развивающихся по поверхности метамиктных минералов.

**ПОЛУЧЕНИЕ РЕПЛИК С ПОРИСТЫХ И РЫХЛЫХ ОБРАЗЦОВ**

Предлагаемые рядом авторов (Грицаенко и др., 1969) приемы и методы приготовления реплик, которые обычно используются при изучении компактных образцов, оказались неприемлемыми. Так, при прямом репликовании свежесколотых поверхностей сильно пористых и рыхлых образцов реплика получается дырчатой и завуалированной извлеченными частицами. Это связано с тем, что при отделении реплики от исследуемого образца желатиной она проникает в поры и вырывает толстые слои вещества, в особенности вблизи пор. Такого рода препараты непригодны для изучения в электронном микроскопе. Применение методики двухступенчатых реплик к изучению пористых образцов также не дало положительных результатов, так как размягченная поверхность нитрата целлюлозы или других веществ, используемых при изготовлении слепка, проникает в поры, чем способствует значительному извлечению вещества на поверхности отпечатка. Попытка очистить слепок от загрязняющих его частичек с помощью неоднократного нанесения и отделения желатины не дало положительных результатов. Основным препятствием, мешающим проведению прямого репликования, являются поры и границы слабо связанных зерен, но именно поровое пространство и межзерновые границы сыпучих минеральных агрегатов содержат



Фиг. 1. Электронно-микроскопические фотографии бокситовой руды  
*a* — самооттененная угольная реплика с поверхности бокситовой руды КМА, образец предварительно проваривался в растворе канифоли в ксилоле,  $\times 8000$ ; *b* — реплика с участка образца бокситовой руды в поре,  $\times 8000$ ; *c* — микродифракционная картина гиббсита, показанного на фиг. 1, *b*; *г* — бочонковидные кристаллы гиббсита вблизи поры, реплика с образца из Африки,  $\times 8000$ ; *д* — ромбовидные кристаллы бемита североонежских бокситов,  $\times 8000$ ; *e* — микродифракционная картина бемита к фиг. 1, *д*

важную генетическую информацию. Поэтому важно было отработать такой метод приготовления препаратов, который бы позволил сохранить эту информацию.

Это возможно, если зафиксировать матрицу образца. Фиксацию образца необходимо проводить так, чтобы используемый фиксатор при исследовании в электронном микроскопе не проявлял своей собственной структуры, обладал бы хорошей смачиваемостью и способностью проникать в мельчайшие поры и по межзерновым границам образца. Наиболее приемлемым фиксатором оказался раствор канифоли в ксилоле. Размер образца, концентрация раствора канифоли в ксилоле и время проварки подбираются экспериментально в каждом отдельном случае: чем пористее образец и больше размер пор, тем выше концент-

рация раствора и, наоборот, чем меньше поры, тем меньше должен быть размер кусочка исследуемого образца и меньше концентрация.

Отработку методики препарирования проводили на образцах бокситовых руд КМА, Африки и Северной Онеги. В первом и втором случаях кусочки размером  $5 \times 5$  мм проваривали в растворе 95% канифоли и 5% ксилола в течение 2 час. Кусочки образцов бокситов Северной Онеги брали размером  $3 \times 3$  мм и проваривали в растворе 90% канифоли и 10% ксилола в течение 3 час, так как в этом случае поры были очень маленькими. Проваренные образцы раскалывали и укрепляли на предметном стекле свежесколотой поверхностью кверху с помощью суперцемента или клея БФ. На приготовленные образцы обычным путем наносили самооттененную угольную или оттененную тяжелым металлом пленку, которую отделяли желатиной. Получение предложенным способом с пористых образцов были хорошего качества, что позволяло проводить надежно интерпретацию видимого микрорельефа.

На микрофотографии (фиг. 1, а) показана микроструктура свежесколотой поверхности бокситовой руды КМА. Наблюдаются «книжечки» кристаллов бемита. Размер кристаллов составляет десятки микрон. Совершенно иную форму кристаллов бемита мы видим в порах (фиг. 1, б, в). Бемит представлен в виде бочонковидных кристаллов размером  $1-2$  мкм. При сравнении этих снимков становится понятным появление шагрени на поверхности крупных кристаллов бемита (фиг. 1, а). Шагреновая микроструктура образовалась, вероятно, в результате разрушения кристаллов бемита в процессе выщелачивания. Выщелачиваемое вещество переносится в поры с образованием новых, уже вторичных кристаллов бемита иной кристаллографической огранки.

На фиг. 1, г приведен электронно-микроскопический снимок поверхности бокситовой руды из Африки. Этот снимок получен с участка образца вблизи поры, которая выполнена бочонковидными кристаллами бемита размером в несколько микрон.

Аналогично выполняются поры и в образцах бокситовых руд Северной Онеги. Так, на фиг. 1, д, е хорошо ограненные кристаллы бемита мы наблюдаем в порах. Кристаллы имеют форму ромбиков. Размер их  $1-2$  мкм.

## ПОЛУЧЕНИЕ РЕПЛИК С ОХР

Получить реплики хорошего качества с охр, образовавшихся по поверхности метамиктных минералов, с помощью прямого или двухступенчатого репликования не удалось. Корочки легко отделялись от поверхности метамиктного минерала, в обоих случаях полностью вуалируя отпечатки. Попытка укрепить корочки охр путем проварки в канифоли и ксилоле не дала возможности получить хорошие препараты для электронно-микроскопического исследования. В процессе проварки тончайшие корочки охр отделяются от поверхности, смещаются, нарушая свою микроструктуру, что весьма нежелательно. Для фиксации корочек мы использовали раствор пластмассы в ацетоне или бутакрил. Подбор концентрации фиксирующего раствора в каждом отдельном случае проводили экспериментально. Небольшой кусочек изучаемого минерала с корочкой охры на его поверхности помещали в бюкс, в котором налит раствор пластмассы в ацетоне. Необходимо, чтобы образец был полностью погружен в раствор. Закрываю часовым стеклом кювету с образцом помещают в вытяжной шкаф до полного испарения растворителя. После фиксации образец можно изучать обычным путем с помощью прямого репликования.

На фиг. 2, а, г приведены микрофотографии структуры корочек, образовавшихся на поверхности бритолита и браннерита. В ряде случаев

ев извлеченное на реплику вещество дает хорошие микродифракционные картины, с помощью которых удается идентифицировать тонкодисперсные фазы, образовавшиеся в результате разрушения метамиктных минералов.

### ПОЛУЧЕНИЕ РЕПЛИК С ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБ

В настоящее время электронная микроскопия все чаще используется при исследовании процессов обогатимости минерального сырья, но экспериментатор часто встречается с большими методическими трудностями. Как правило, технологические объекты тонкодисперсны, поэтому обычно используется метод суспензий на просвет и обволакивающих угольно-желатиновых реплик (Беляева, 1971).

При изучении формы и размеров частиц, слагающих пробу, нельзя растереть образец, что удается только в случае небольших размеров зерен исследуемой фракции и хорошей ее растворимости. Когда же исследуются крупнозернистые фракции и при этом со слабой растворимостью, получить интересующую технологов информацию довольно

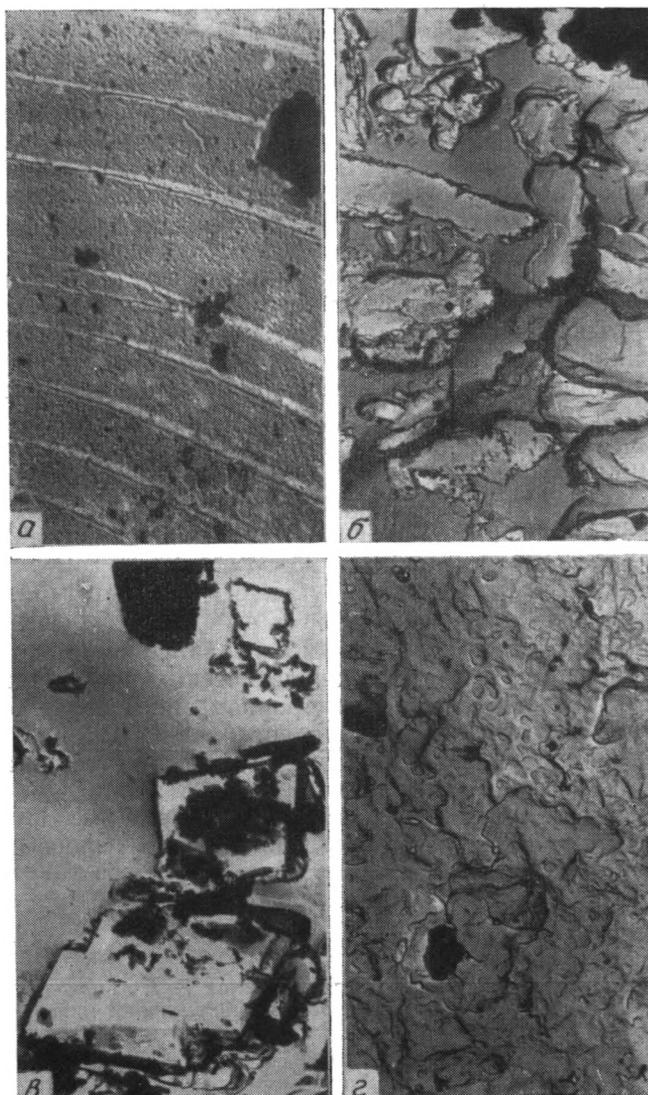


Рис. 2. Электронно-микроскопические фотографии бритолита, браннерита и технологических проб  $\times 8000$

*a* — мелкоглобулярная микроструктура охры, образовавшейся на поверхности метамиктного бритолита; *б* — реплики с технологической пробы, слепок изготовлен на нитрате целлюлозы; *в* — реплика с технологической пробы, слепок изготовлен на пластмассе МСН-1; *z* — колломорфная микроструктура мегамиктного браннерита

трудно. Такого рода трудности мы встретили при изучении технологических проб североонежских бокситовых руд различного класса крупности от 70 мкм до нескольких микрон. Эти трудности связаны со слабой растворимостью бемита в кислотах в обычных условиях. Поэтому получить обволакивающие реплики с технологических проб бокситовых руд не удалось. Не удалось получить и двухступенчатые реплики хорошего качества путем вдавливания объекта в предварительно размягченную поверхность кусочков нитрата целлюлозы, так как при этом происходило разрушение зерен, слагающих технологическую пробу (фиг. 2, б). Это затрудняет расшифровку электронно-микроскопических снимков. Мешают расшифровке снимков и прилипшие частицы вещества. Поэтому для получения препаратов хорошего качества из технологических проб был отработан качественно новый способ приготовления реплик с технологических проб и тонкодисперсных минералов и руд, находящихся в тонкодисперсном состоянии.

Два кусочка 10×10 мм пластмассы типа МСН-1, поверхность которых очищается от загрязнений желатиной, помещаются на нагреватель очищенными поверхностями кверху, где размягчаются. Степень размягчения определяется иголкой. Заготовки пригодны к дальнейшим операциям, если иголочка без особых усилий погружается в пластмассу. Нельзя допускать перегрева пластмассы, так как она пузырится, нарушая структуру поверхности, что в последующем может привести к артефактам на реплике. Размягченные кусочки пластмассы снимаются с нагревателя, и на поверхность одного из них тонким слоем в сухом виде наносится порошок объекта. Второй кусочек размягченной поверхностью накладывается на первый поверх нанесенного объекта. Полученный таким путем «слоеный пирог» помещают под прессик, где он находится несколько минут до полного остывания пластмассы. В данном случае частички объекта как бы запрессовываются в пластик, при этом не происходит разрушения частичек под действием нагрузки. Остывшие кусочки «пирога» довольно легко разъединяются. Обе половинки могут быть использованы как слепки. Они легко очищаются от прилипших частичек исследуемого вещества желатиной, легко отделяются от пластмассы и угольные пленки. О качестве отпечатка, получаемого при использовании предложенной методики, можно судить по микрофотографии, приведенной на фиг. 2, в, с технологической пробы бокситовой руды Северной Онеги. На снимке видны хорошо ограниченные кристаллы бемита, а рядом его обломки. Оба типа кристаллов бемита сохранили свою микроструктуру поверхности.

### ВЫВОДЫ

Предложены методики препарирования пористых, сыпучих руд и минералов, а также технологических проб. Приготовление препаратов для исследования в электронном микроскопе очень простое и не требует дополнительных приспособлений. Время подготовки образцов к препарированию — 2—3 часа. Можно утверждать, что предлагаемые приемы и методы препарирования найдут широкое применение при исследовании разнообразных руд и минералов, считавшихся ранее труднодоступными для исследования в просвечивающем электронном микроскопе.

### ЛИТЕРАТУРА

- Беляева И. Д. Электронно-микроскопическое исследование метамиктных минералов. М., «Наука», 1971.  
Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б., Боярская Р. В., Горшков А. И., Самогоин Н. Д., Фролова К. Е. Методы электронной микроскопии минералов. М., «Наука», 1969.

Дата поступления  
9.VII.1973

## ПАЛЕТКА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА СОРТИРОВКИ

К. С. ЛАЗАРЕВИЧ

Для характеристики гранулометрического состава рыхлых отложений применяется квартильный коэффициент сортировки (Рухин, 1961). Он вычисляется по формуле

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}, \quad (1)$$

где  $Q_1$  — первая квартиль, т. е. диаметр, содержание частиц мельче которого 25% (по весу);  $Q_3$  — третья квартиль — то же для 75%.

Получить первый и третий квартильные диаметры можно, построив кумулятивную (нарастающую) кривую по результатам гранулометрического анализа, если последний дал не менее трех фракций, в полулогарифмическом масштабе в порядке возрастания или убывания диаметров частиц. Обычно участок кривой, относящийся к наиболее крупному диаметру, условен, так как в анализах наиболее крупная фракция часто характеризуется так: более 10 мм или крупнее 5 мм, а где именно находится верхний предел, не указано. Участок, характеризующий наиболее мелкую фракцию, всегда условен, так как нижний предел диаметра не указан никогда, а изобразить нуль на логарифмической шкале невозможно, положение его чисто условно. Поэтому  $S_0$  можно вычислять, когда содержание каждой из крайних фракций — наиболее крупной и наиболее мелкой — не более 25%, и кривая имеет ординаты 25 и 75% в достоверных точках.

Из (1) получаем:

$$\lg Q_3 - \lg Q_1 = 2 \lg S_0. \quad (2)$$

Значит, логарифм коэффициента сортировки связан простой линейной зависимостью с разностью логарифмов диаметров первой и третьей квартилей. На логарифмической шкале эта разность представляет собой разность абсцисс квартильных диаметров и зависит только от отношения последних, но не от их абсолютных значений.

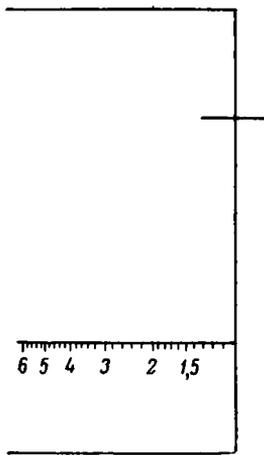
На основании этого предложена палетка для определения  $S_0$  по кумулятивным кривым гранулометрического состава (фиг. 1). Ее строят применительно к масштабу кривых. Поэтому целесообразно строить кривые всегда в одном масштабе. Удобен в работе такой масштаб: по вертикали — в 1 мм 1%; по горизонтали — в 30 мм единица логарифма, т. е. через 30 мм диаметр частиц меняется на порядок.

Палетку накладывают на чертеж так, чтобы нижняя горизонтальная линия совпадала с осью абсцисс, а вертикальная проходила через точку, где ордината кумулятивной кривой равна 75%, т. е. абсцисса этой вертикальной линии будет соответствовать третьему (а в случае построения кривой в порядке убывания диаметров — первому) квартильному диаметру.  $S_0$  читаем по шкале, в месте пересечения ее кумулятивной кривой. Шкала проходит по горизонтали, соответствующей 25%.

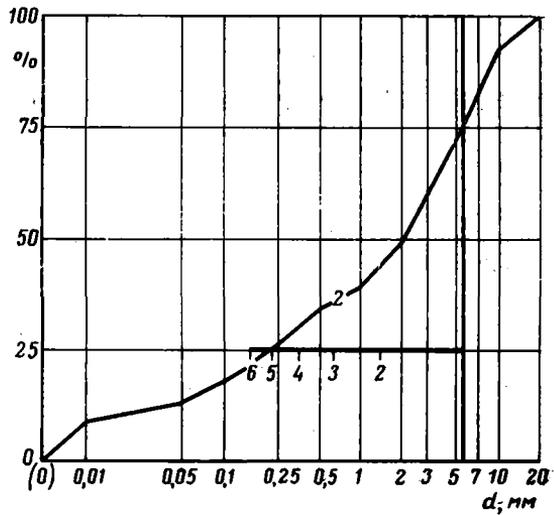
Расчет шкалы сделан по (2) с учетом масштаба, т. е.  $\lg S_0$  умножен на 30 мм — величину, которой в масштабе чертежа соответствует единица логарифмической шкалы. Таким образом, окончательно имеем

$$\lg Q_3 - \lg Q_1 = 60 \lg S_0. \quad (3)$$

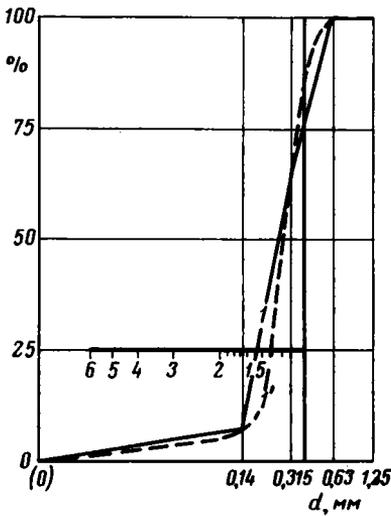
Здесь приведены разности абсцисс квартильных диаметров в масштабе чертежа, соответствующие каждому значению  $S_0$ , т. е. расстояние



Фиг. 1



Фиг. 3



Фиг. 2

Фиг. 1. Палетка для определения  $S_0$

Фиг. 2. Пример определения  $S_0$  хорошо сортированной породы (обр. 1,  $S_0=1,47$ )

Для сравнения нанесена сглаженная линия ( $l'$ ), характеризующая гранулометрический состав

Фиг. 3. Пример определения  $S_0$  слабо сортированной породы (обр. 2,  $S_0=5,0$ )

$l$ , мм от вертикальной оси палетки до штриха, обозначающего  $S_0$ . По этим данным можно сделать разграфку палетки.

$S_0$	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	
$l$	0,0	2,5	4,8	6,8	8,8	10,6	12,2	13,8	15,3	16,7	
$S_0$	2,0	2,2	2,4	2,6	2,8	3,0	3,2	3,4	3,6	3,8	
$l$	18,1	20,5	22,8	24,9	26,8	28,6	30,3	31,9	33,4	34,8	
$S_0$	4,0	4,2	4,4	4,6	4,8	5,0	5,2	5,4	5,6	5,8	6,0
$l$	36,1	37,4	38,6	39,8	40,9	41,9	42,9	43,9	44,9	45,8	46,7

Предлагаемая палетка может быть использована для определения  $S_0$  по кривым, построенным в порядке возрастания и убывания диаметров (форма этих кривых одинакова, они только развернуты на  $180^\circ$  относительно друг друга), а также независимо от того, какие выделяли фракции (фигуры 2, 3). В приведенных примерах  $S_0$  для обр. 1—1,47, для обр. 2—5,0. Палетка на обоих рисунках изображена схематично.

Гранулометрический состав породы лучше изображать не кривой, а ломаной, соединяя точки граничных диаметров между фракциями отрезками прямой, так как при построении сглаженной кривой, особенно на крутых ее участках, значительно, и притом более или менее произвольно, смещаются точки ее пересечения с ординатами 25 и 75%, а следовательно, изменяются квартильные диаметры. Для сравнения на фиг. 2 показаны ломаная ( $I$ ) и сглаженная ( $I'$ ) линии гранулометрического состава для одного образца. При измерении по сглаженной линии  $S_0$  оказался равным 1,22, т. е. заметно меньше, чем по ломаной.

Палетка, даже если при ее разграфке допущены погрешности до 0,2 мм, дает значения  $S_0$  не менее точные, чем расчет, так как для последнего значения квартильных диаметров берут с той же кривой, что влечет за собой ошибки.

#### ЛИТЕРАТУРА

*Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.

В/о «Аэрогеология»,  
Москва

Дата поступления  
18.III.1975

---

**КРИТИКА И ДИСКУССИИ**

УДК 551.352

**РЕЦЕНЗИЯ НА КНИГУ  
ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОСАДКИ НА КОНТИНЕНТАХ И ПОД МОРЕМ<sup>1</sup>**

***И. В. ХВОРОВА, Н. А. БОГДАНОВ***

В сентябре 1973 г. в Цюрихе проходил симпозиум, организованный Международной ассоциацией седиментологов, посвященный пелагическим осадкам, развитым в океанах и на континентах. Рецензируемая книга представляет первый том трудов симпозиума.

Во введении, написанном редакторами — К. Ксю и Х. Дженкинсом, — показано значение первых исследований океанических осадков экспедициями второй половины XIX в., положившими начало океанографической науке. Эти исследования оказали большое влияние на представления геологов. Рассмотрена старая дискуссия о возможном присутствии на континентах глубоководных пелагических отложений. После появления в 1876 г. предварительного отчета Дж. Меррея о результатах экспедиции Челленджера писчий мел, радиолярные кремнистые породы, железомарганцевые конкреции стали сравнивать с соответствующими образованиями океанов. Особенно привлекли к себе внимание мезозойские толщи Альп. Э. Зюсс в 1875 г., еще до того, как результаты экспедиции Челленджера получили широкую известность, относил некоторые толщи к пелагическим образованиям. Несколько позднее В. Гюмбель, Т. Фукс, М. Неймаер на основании сходства с океаническими осадками тоже приписывали многим породам глубоководное происхождение. Глубоководные осадки устанавливались и за пределами Альпийско-Средиземноморской провинции. В 1890 г. Г. Хинде отнес к ним ордовикские радиоляриты Шотландии, а Дж. В. Харрисон — третичные мел и мергели о. Барбадос.

Данные о глубоководных осадках в пределах континентов поставили вопрос и более общего характера. Х. Николсон обратил внимание на то, что такие данные противоречат существующим представлениям о постоянстве континентов как главных площадях поднятий и океанов как главных площадях депрессий. Присутствие действительно глубоководных образований на континентах не соответствовало взгляду на

<sup>1</sup> Труды Международной ассоциации седиментологов, т. 1, 1974. London, Blackwell Scientific Publications.

перманентность их существования и статического положения — догме, существовавшей в течение XIX и XX вв. Может быть поэтому Дж. Меррей сильно ограничивал возможность встретить на континентах пелагические осадки. Такой авторитет, как И. Вальтер, тоже критически относился к интерпретации пелагической природы некоторых отложений, считая их прибрежными, и, кроме того, подчеркивал, что пелагические осадки не обязательно глубоководные.

Взгляды Дж. Меррея и И. Вальтера оказались весьма популярными, особенно среди английских и американских геологов, но некоторые европейские исследователи настойчиво отстаивали представления об океанической природе многих осадочных образований в горных цепях. Особенно большое значение имели работы Г. Штейнманна. Развиваемая им концепция, согласно которой офиолиты представляют собой остатки океанической коры, а радиолариты — древние океанические осадки, на десятилетия опередила его время. Но концепция эта, как и исследования А. Гейма и Г. Моленграафа, не обратила на себя должного внимания, а за пределами Европы просто игнорировалась, и лишь сейчас, в связи с развитием идей новой глобальной тектоники, получила заслуженную оценку.

Начатое в 1968 г. глубоководное бурение с судна «Glomar Challenger» открыло новый этап в развитии не только океанологии, но и других разделов геологии. Гипотеза расширения дна океанов и дрейфа континентов позволила просто объяснить присутствие океанических осадков в пределах геосинклинальных поясов континентов.

Глубоководное бурение дало ценный материал для литологии. Возникла необходимость кооперации исследований пелагических осадков океанов и континентов, что привело к организации симпозиума.

В первом томе его трудов опубликованы доклады, касающиеся двух проблем: карбонат- и кремнеобразования, причем рассматриваются вопросы седиментогенеза и постседиментационных изменений.

Карбонатным отложениям посвящен ряд статей, в большинстве которых рассматриваются некоторые аспекты седиментации, но особенно диагенеза, основанные на анализе ископаемого материала; главными объектами являются цефалоподовые известняки и писчий мел.

На этом фоне резко выделяется статья В. Х. Бергера и Е. Л. Винтерера «Стратиграфия плит и колебания карбонатной линии», в которой подробно разобран вопрос об общих закономерностях распределения карбонатных осадков в океане и причинах, его регулирующих. Ценен анализ поведения карбонатной линии, которая на одних площадях в течение определенного времени колебалась, а на других была почти стабильна. Все эти данные должны приниматься во внимание при глобальных палеогеографических исследованиях. Несомненно, однако, что в работе много гипотетичного, основанного на представлении о спрединге в срединно-океанических хребтах.

Ряд статей посвящен вопросам образования специфических «нодулярных» известняков, характерных для многих геосинклинальных формаций. Этот тип отложений давно известен в мезозое Средиземноморья и получил название фации «Ammonitico rosso». В последнее время он обнаружен во многих палеозойских геосинклиналях. В статьях рассмотрены палеозойские и юрские примеры. Авторы их по-разному объясняют происхождение этих довольно загадочных пород.

М. Е. Туккер, изучавший девонские известняки Южной Франции и ФРГ, пришел к выводу, что породы эти пелагические, но не глубоководные (немногие десятки или сотни метров); местом их накопления были внутрибассейновые поднятия (тектонические и вулканические), а также нижняя часть шельфа, куда поступало лишь незначительное количество терригенного материала. Установлены очень ранняя литификация известняков (цементация), последующее локальное растворение их на дне

моря, а также более позднее растворение под давлением (стилолитизация).

В статье К. Банделя рассмотрены известняки девона — карбона Карнийских Альп, где тоже присутствуют нодулярные цефалоподовые известняки, а также специфические органогенно-детритовые турбидиты. Формирование этих отложений происходило в глубоководных условиях (200—4000 м). Автор тоже приходит к выводу об очень ранней литификации известковых илов и широком развитии явлений подводного растворения. Отмечается, что и в современных океанических осадках, на глубинах 200—3300 м, во многих местах обнаружены литифицированные известковые отложения. Комковатое (нодулярное) строение известняков объясняется не стяжением вещества (конкреционный процесс), а частичным растворением затверделого слоя.

Существенно иначе объясняет происхождение юрских нодулярных известняков Х. Дженкинс, который считает, что сегрегация карбонатного материала в раннем диагенезе играла здесь основную роль.

Большое внимание уделено писчому мелу (4 статьи), главным образом формированию его структуры в связи с постседиментационным преобразованием. Объектом исследования были породы, развитые в океане (данные бурения) и в пределах континентов. Несомненно, интерес представляет статья С. О. Шлангера и Р. Г. Дугласа «Переход пелагических илов в мел и известняк и его значение для морской стратиграфии». Исследование это выполнено на материале глубоких скважин, пробуренных в центральной части Тихого океана (поднятие Магеллана) и вскрывших сплошной разрез карбонатных пород до юры. Дана диагенетическая модель для трансформации ила в мел и затем известняк. Рассмотрены физические свойства пород, сохранность органических остатков, структурное изменение и седиментационная история.

Литификация — функция возраста и глубины захоронения, но в ряде мест это правило нарушено и среди твердых пород появляются слаболитифицированные. Это связано с обилием и характером известковых компонентов в первичных донных осадках, что в свою очередь определяется палеогеографическими условиями. Вопросы цементации рассмотрены и в других статьях. Приведены важные данные о влиянии магнезиального компонента поровых растворов на цементацию.

На примере верхнемеловых пород Англии показано значение повышенного геотермического градиента и геотермальных растворов как факторов, ускоряющих перекристаллизацию карбонатного вещества.

В статье Е. Хаканссона и др. «Маастрихтский мел северо-западной Европы — пелагический шельфовый осадок» изложены интересные для литологов материалы о сходстве и различии относительно мелководного (около 250 м) и океанического мела.

Проблеме пелагического кремнеобразования посвящено 6 статей, 4 из которых основаны на материалах океанического бурения. В статье С. К. Кальверта «Отложение и диагенез кремнезема морских осадков» сведены данные общего характера о кремнеземе в водах океана и иловых водах, о распределении биогенного кремнезема в толще воды и современных осадках. Этот материал, данный в числовых выражениях, хотя в большей своей части известен (в частности, из работ А. П. Лисицына), но здесь собран компактно и хорошо используется при обсуждении поставленных проблем.

В статьях, касающихся океанических кремнистых пород, особое внимание обращено на диагенез. При этом четко выкристаллизовались общие представления и разногласия. Единодушно признано, что основным источником  $\text{SiO}_2$  являются органические остатки, но некоторые исследователи (С. К. Кальверт, И. фон Рад, Х. Рёш) допускают, что существенное значение может иметь и кремнезем, освобождающийся при девитрификации пеплов. В таких слоях формируется характерный ми-

неральный парагенез: кристобалит, монтмориллонит, клиноптилолит. Все авторы развивают теорию диагенетического «вызревания», согласно которой происходит трансформация биогенного опала в неупорядоченный кристобалит (люссатит), переходящий затем в кварц. На скорость трансформации влияет температура, но главным фактором является геологическое время. Данные бурения в Атлантическом океане позволили приблизительно оценить время, необходимое для перехода опала в кристобалит (20—50 млн. лет) и полного превращения кремнезема в кварц (около 70—90 млн. лет).

Процесс трансформации разные исследователи понимают по-разному. С. К. Кальверт считает, что минеральное преобразование происходит в твердом виде, другие же авторы (Ш. В. Визе, Ф. М. Вивер, И. фон Рад, Х. Рёш) рассматривают переход одной модификации в другую через растворение и последующее осаждение. В раннем диагенезе биогенный опал растворяется и из порового раствора выпадает неупорядоченный кристобалит (люссатит). В позднем диагенезе последний растворяется и из раствора осаждается кварц или халцедон. Второй способ трансформации объясняет исчезновение органогенной структуры. Почти во всех статьях подчеркнута отсутствие следов коллоидного кремнезема в осадках и породах.

Большое внимание уделено кремневым конкрециям, присутствующим в кремнистых и карбонатных осадках. Обсуждается вопрос: влияет ли состав вмещающей породы на формирование минеральной формы кремнезема? При этом возникла довольно острая дискуссия. Я. Ланцелот, изучавший материалы бурения в центральной части Тихого океана, пришел к выводу (сходному с представлениями Ж. Милло), что в кремнистых, глинистых или пелловых осадках биогенный опал трансформируется в неупорядоченный кристобалит, «вызревающий» позднее в кварц. Это связывается с присутствием в таких осадках «чуждых» катионов, стимулирующих образование кристобалита. В карбонатных породах, не содержащих глинистой примеси, опал непосредственно переходит в кварц. Представления Я. Ланцелота оспариваются другими авторами, показывающими, что в изученных ими разрезах такой закономерности не наблюдается. По-видимому, в общем виде рассматриваемый вопрос не решен.

Меньшее внимание в рецензируемой работе уделено геосинклинальным кремнистым породам, развитым на континентах. Наиболее общее значение имеет статья Р. Е. Гаррисона «Радиолариевые кремни, пелагические известняки и изверженные породы в эвгеосинклинальных формациях». Автор исключает влияние вулканизма на образование эвгеосинклинальных кремнистых осадков, но отмечает, что устойчивая связь кремней и офиолитов не разгадана. Обращено внимание на изменение пелагической седиментации в середине мезозоя в связи с расцветом диатомей и кокколитофорид и возможным изменением глубины карбонатной компенсации. Однако и это не может объяснить принципиально-но различия в возрастном соотношении вулканических и осадочных пород, наблюдаемом в геосинклиналях и океанах. В первых кремнистые породы залегают над вулканитами и вверх по разрезу сменяются известняками, во вторых над вулканитами океанических хребтов лежат известняки, которые вследствие опускания плиты при ее латеральном перемещении сменяются более глубоководными осадками — кремнистыми или глинистыми.

В целом рецензируемая книга содержит много ценного нового материала. Особенно это относится к работам, связанным с бурением в океанах. В ней целенаправленно рассматриваются определенные проблемы общелитологического значения, многие из которых давно волнуют исследователей. И хотя «континентальный геолог» не получил ответа на все неясные вопросы, несомненно, информация об океанических поро-

дах прошлого поможет их решению. Книга отражает определенную «идейную направленность» ее авторов: стремление понять пелагическую седиментацию в целом с позиций новой глобальной тектоники. Выдержат ли эти идеи испытание временем и какие будут внесены коррективы — покажет будущее, но, конечно, предлагаемые модели окажут так или иначе влияние на развитие геологической мысли.

Пожалуй, можно пожалеть, что в книге недостаточно внимания уделено «континентальным объектам». Жаль, например, что отсутствуют статьи о палеозойских эвгеосинклинальных кремнистых отложениях. Это еще резче бы подчеркнуло значение эволюции пелагического осадконакопления.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
24.II.1975

---

**ХРОНИКА**

УДК 553.982.23

**ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР ПО ПРОБЛЕМЕ  
«КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ»**

**Н. Б. ВАССОВИЧ, Б. К. ПРОШЛЯКОВ**

4—6 февраля в здании МИНХ и ГП им. И. М. Губкина состоялся Всесоюзный семинар по проблеме «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах», организованный кафедрой петрографии и геохимии осадочных пород МИНХ и ГП им. И. М. Губкина в соответствии с планами работы секции нефтяной литологии Межведомственного литологического комитета и Министерства высшего и среднего специального образования СССР.

Семинар собрал представителей из 91 организации 46 городов и населенных пунктов 11 Союзных республик: РСФСР (о. Сахалин, Восточная и Западная Сибирь, Северный Кавказ, Центральные районы, Коми АССР, Москва, Ленинград), Украины, Белоруссии, Литвы, Грузии, Азербайджана, Туркмении, Узбекистана, Таджикистана, Киргизии и Казахстана. В работе Семинара приняли участие 292 человека — делегаты 12 вузов, 60 научно-исследовательских и 19 производственных организаций. В числе участников семинара два члена-корреспондента АН СССР, 28 докторов и 146 кандидатов наук.

К началу работы Семинара были опубликованы тезисы 314 докладов в сборнике «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах».

На заседаниях Семинара было заслушано 36 докладов и 12 сообщений у стендов. Участники Семинара имели возможность получить ответы по многим вопросам, касавшимся тематики семинара. В дискуссиях по докладам приняли участие 17 человек.

Семинар показал, что обсуждаемая проблема вызывает большой интерес у широкого круга специалистов в связи с их научной и производственной деятельностью. Новые методические разработки и выявленные эмпирические закономерности несомненно будут способствовать прогрессу в области прогнозирования зон развития коллекторов на больших глубинах.

Из года в год по мере расширения поисков и разведки залежей нефти и газа все чаще приходится бурить на все более глубокие горизонты. В старых нефтедобывающих районах, таких, как Апшеронский полуостров, Западно и Центральное Предкавказье и т. д., пополнение запасов углеводородов возможно только за счет открытия залежей на больших глубинах. Становится очевидным, что задачи, поставленные XXIV съездом КПСС перед работниками нефтяной и газовой промышленности по повышению добычи нефти и газа, в ближайшей перспективе в значительной мере могут быть решены за счет запасов, залегающих на больших глубинах.

Результаты проведенного в последние годы глубокого бурения подтвердили перспективы нефтегазоносности залегающих на глубинах свыше 4,5 км визейских отложений Днепровско-Донецкой впадины, флишевых отложений внутренней зоны Предкарпатского прогиба и молассового комплекса пород его внешней зоны, терригенных и карбонатных пород Тимано-Печорской впадины, отложений юры и мела глубоко погруженных впадин Предкавказья, терригенных и карбонатных подсоловых палеозойских отложений Прикаспийской впадины, кайнозойских образований акватории Каспийского моря, карбонатных пород девона Припятского прогиба и т. д.

Вместе с тем эффективность поисков залежей нефти и газа на больших глубинах в стране все еще низка. Одной из основных причин этого является недостаточное знание закономерностей изменения коллекторских свойств пород на больших глубинах, вследствие чего очень трудно делать прогнозы в отношении коллекторов. Нередки случаи, когда в самых благоприятных геологических условиях на больших глубинах не удавалось обнаружить промышленные скопления углеводородов из-за отсутствия пород-коллекторов. В связи с этим организация Всесоюзного семинара по проблеме коллекторов на больших глубинах была весьма своевременной.

В соответствии с утвержденной программой на Семинаре обсуждались в основном четыре группы вопросов: 1) закономерности изменения свойств коллекторов разных типов с глубиной; 2) действие основных факторов, влияющих на изменение с глубиной коллекторских свойств пород; 3) роль нефти и газа в формировании и сохранении порового пространства пород в различных термобарических условиях; 4) прогнозирование зон, благоприятных для сохранения первичного развития вторичного емкостного пространства.

Участники Семинара отметили, что в научных учреждениях и производственных организациях выполнена большая и полезная работа по разработке новых методических приемов исследований и в познании свойств коллекторов нефти и газа в ряде конкретных районов СССР.

В результате проведенных исследований удалось выявить основные закономерности в изменении качества коллекторов до глубин 5—6 км. Установлено, что на фоне этих закономерностей наблюдаются аномалии, природа которых во многих случаях до конца не расшифрована. Все острее ощущается необходимость познания коллекторских свойств пород (в том числе их нефтегазонасыщенности) и водонасыщенности на больших глубинах — до 8—10 км.

Было установлено, что в ряде районов на глубинах 4—9 км породы могут обладать удовлетворительными и даже хорошими коллекторскими свойствами вследствие сохранения первичного пустотного пространства или возникновения новых пустотных пространств на поздних стадиях катагенеза.

В докладах была освещена относительная роль отдельных факторов катагенеза: температуры, давления, гидрхимической и геохимической обстановок, геологического возраста, особенностей тектонического развития территорий и др. Однако количественно оценить результаты совместного воздействия этих факторов в ряде случаев не удалось. Очевидно, для количественного прогнозирования необходимо привлечение современных математических методов с использованием ЭВМ.

К сожалению, мало исследований выполняется по такому перспективному направлению, как выяснение роли нефти и газа в сохранении порового пространства пород на больших глубинах. Полученные результаты нередко противоречивы. Отставание в этой области в значительной мере определяется отсутствием или крайне ограниченным количеством керн из продуктивных горизонтов; с глубин более 5—5,5 км такой керн практически не извлекался.

Выступавшие участники Семинара обращали внимание на большие пробелы в области оценки надежности глубоко погруженных экранирующих толщ, на необходимость совершенствования методов промыслово-геофизических исследований с целью получения более надежной информации для оценки и прогнозирования пород-коллекторов нефти и газа на больших глубинах и другие вопросы.

Отмечая большое научное и народнохозяйственное значение обсуждаемой проблемы для прогнозирования и выбора оптимальных направлений поисков нефти и газа на больших глубинах, подчеркивая ее актуальность и своевременность созыва Всесоюзного семинара, его участники приняли следующие решения.

1. Рекомендовать высшим учебным заведениям, научным и производственным организациям усилить исследования по познанию коллекторских свойств пород на больших глубинах.

2. Обратит внимание Министерства геологии СССР, Министерства нефтяной промышленности СССР и Министерства газовой промышленности СССР на необходимость увеличения отбора керн с больших глубин, особенно из продуктивных горизонтов, и оснащения научно-исследовательских лабораторий новейшим оборудованием, аппаратурой и электронно-вычислительной техникой.

3. Для повышения уровня знаний молодых специалистов в области коллекторских и экранирующих свойств пород просить Министерства высшего и среднего образования СССР дать указание о внесении в программы курсов «Литология природных резервуаров нефти и газа» и «Литология пород-коллекторов» дополнительного раздела, посвященного познанию пород-коллекторов и пород-экранов на больших глубинах.

4. Считать, что наиболее результативными будут только комплексные исследования коллекторов на больших глубинах; наряду с чисто аналитическими определениями коллекторских параметров и литологических особенностей пород целесообразно внедрять в практику прогнозирования коллекторов методы стадийного, палеогеографического и палеоструктурного анализов.

5. Разработать рациональные комплексы методов изучения и прогнозирования глубоко залегающих коллекторских и экранирующих толщ применительно к различным геологическим условиям.

6. Провести сравнительную оценку генезиса, времени формирования и типа порового пространства разновозрастных нефтегазоносных и «пустых» пород в пределах локальных структур и отдельных разрезов; при этом следует иметь в виду возрастание с глубиной влияния трещин на коллекторские свойства пород.

7. Усилить работы по изучению зональности распространения типов коллекторов в геологических разрезах различных нефтегазоносных областей.

8. Продолжить исследования по анализу роли вторичных процессов в формировании коллекторских свойств пород на больших глубинах на разных стадиях катагенеза в различных тектонических, термобарических и геохимических условиях. Обратит

внимание на разломы и зоны несогласия как на возможные пути фильтрации термальных вод и газов, способствующих растворению и выносу составных частей пород и формированию в последних порового пространства.

9. Усилить исследования по выявлению роли углеводов в формировании, сохранении и улучшении коллекторских свойств на больших глубинах.

10. Расширить исследования по выявлению влияния процессов катагенеза в формировании зон аномально высоких пластовых давлений и определению роли последних в сохранении высоких коллекторских свойств пород на больших глубинах.

11. Продолжить изучение физических свойств пород из глубоких скважин в термобарических условиях, близких к пластовым.

12. Рекомендовать проведение комплексных литологических и петрофизических исследований для повышения точности геологической интерпретации данных промыслово-геофизических исследований скважин применительно к условиям больших глубин.

13. Уделить особое внимание разработке методов прогнозирования и выделения локальных площадей и фациальных зон, в пределах которых на больших глубинах развиты толщи пород с хорошими и удовлетворительными коллекторскими свойствами.

14. Продолжить исследования по разработке методов цифрового кодирования литологической информации с целью применения математических методов и ЭВМ для выявления роли различных факторов в формировании коллекторских свойств и продуцирующих возможностей пород.

15. Имея в виду огромное теоретическое и народнохозяйственное значение обсуждаемой проблемы, просить секцию нефтяной литологии Межведомственного литологического комитета АН СССР регулярно (раз в три года) проводить соответствующие Всесоюзные семинары.

16. Учитывая большой интерес к рассмотренной на семинаре проблеме, ее важное научное и практическое значение, просить секцию нефтяной литологии Межведомственного литологического комитета АН СССР и МИНХ и ГП им. И. М. Губкина опубликовать труды Семинара. Рекомендовать в состав редколлегии Н. Б. Вассоевича (ответственный редактор), Т. И. Гальянову (ответственный секретарь), А. Н. Дмитриевского, М. К. Калинин, Т. А. Лапинскую, И. А. Назаревич, Б. К. Прошлякова (заместители ответственного редактора), А. А. Ханина и О. А. Черникова.

Дата поступления  
1. V. 1975

УДК 550.84

## ПЕРВЫЙ ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ МЕТОДАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД

*В. И. ХОЛОДОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ*

С 11 по 15 июня 1974 г. в Душанбе проходил Всесоюзный семинар на тему «Геохимические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд». Семинар был организован секциями геохимии осадочных пород (член-корр. АН СССР А. Б. Ронов) и осадочных руд цветных и редких металлов (д-р геол.-мин. наук В. И. Холодов) Межведомственного литологического комитета при ОГГГ АН СССР в сотрудничестве с Научным советом по аналитической химии АН СССР (акад. И. П. Алимарин), Академией наук ТаджССР (акад. Таджикской АН СССР М. С. Касимов) и Институтом химии АН ТаджССР (канд. геол.-мин. наук Д. Н. Пачаджанов). Председатель оргкомитета — член-корр. АН СССР проф. А. Б. Ронов.

На семинаре предполагалось ознакомиться со спецификой применения различных современных физико-химических методов при изучении осадочных геохимических процессов, оценить относительную надежность этих методов, наметить пути для создания системы стандартов и эталонов, позволяющей повысить точность и воспроизводимость аналитических исследований в области осадочной геохимии.

В работе семинара приняли участие более 200 специалистов из 30 городов СССР, представляющих научные учреждения Академии наук СССР и национальных академий наук, министерств геологии СССР и РСФСР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР, министерств нефтяной промышленности, газовой промышленности и химической промышленности СССР и ряда производственных организаций различных учреждений и ведомств.

На двух пленарных и девяти секционных заседаниях было заслушано 83 доклада, посвященных различным аспектам методики современных физико-химических исследований осадочных пород и руд.

Пленарное заседание 11 июня 1974 г. открыл президент АН ТаджССР акад. М. С. Аснмов; он приветствовал собравшихся от имени таджикского народа и пожелал успеха участникам семинара в обсуждении важных и сложных научных проблем.

С приветствием от Междуведомственного литологического комитета и его председателя акад. А. В. Сидоренко выступил проф. П. П. Тимофеев. Было зачитано обращение председателя Научного совета по аналитической химии АН СССР акад. И. П. Алимарина.

Доклад оргкомитета «Современное состояние и перспективы развития методической базы осадочной геохимии» был оглашен член-корр. АН СССР проф. А. Б. Роновым. В нем было кратко охарактеризовано состояние современной методической базы геохимии осадочных пород и подчеркнуто ее несоответствие важнейшим научным задачам этой области науки. Утверждалось, что методика геохимических исследований должна совершенствоваться в трех направлениях: 1) по линии улучшения качества опробования геологических объектов (разработка системы отбора индивидуальных образцов, приготовление средних и «сложных» проб, выделение и опробование опорных разрезов для разных регионов и т. п.); 2) путем изготовления искусственных стандартов и естественных геохимических эталонов наиболее распространенных типов осадочных пород и руд; 3) по линии улучшения точности, чувствительности и воспроизводимости методов химического и спектрального анализов, внедрения новых комплексных физических методов, таких, как нейтронно-активационный, атомно-абсорбционный и атомно-флуоресцентный анализы, ЭПР, ЭМР, ИКС и мессбауэровская спектроскопия, а также усовершенствования аппаратуры с приспособлением ее для целей осадочной геохимии.

В докладе В. Г. Хитрова (ИГЕМ АН СССР) была рассмотрена природа аналитических ошибок при изучении состава горных пород, выделены методы, характеризующие меньшую склонность к накоплению систематических ошибок, освещена роль многоэлементных стандартов в повышении точности геохимической информации.

Перспективам применения органических реагентов и их значению для повышения чувствительности химического анализа был посвящен доклад С. Б. Саввина (ГЕОХИ АН СССР).

Очень полная характеристика кулонометрического метода, а также полярографии и прямого спектрального анализа была дана в докладах П. К. Агасяна (МГУ), Ю. С. Ляликова и Л. Г. Мадана (Институт химии МолдССР, Кишинев), а также А. В. Карякина (ГЕОХИ АН СССР).

В обзорном докладе Д. И. Лейпунской (ВНИИЯГ) были описаны разнообразные ядерно-физические методы элементного анализа. При этом подчеркнуто, что для изучения осадочных пород и руд в настоящее время практически реализованы следующие методы: 1) гамма-спектрометрия естественной радиоактивности (бокситы, фосфориты); 2) нейтронные методы определения В, F, N, Al, Si, Fe, Mn в бокситах и фосфоритах; 3) гамма-активационный силикатный анализ различных осадочных пород на 11 элементов.

Современное состояние атомно-абсорбционного метода анализа было охарактеризовано в докладе В. И. Лебедева (ГЕОХИ АН СССР).

Дальнейшая работа семинара сосредоточилась в трех секциях: 1) секции геохимии осадочных пород и руд (руководитель — д-р геол.-мин. наук В. Н. Холодов); 2) секции физических методов исследования (руководитель — д-р физ.-мат. наук А. В. Карякин); 3) секции химических методов исследования (руководители — д-р хим. наук П. К. Агасян и д-р хим. наук С. Б. Саввин).

По секции геохимии осадочных пород и руд на трех заседаниях было заслушано 25 докладов. В докладе В. Н. Холодова и В. Г. Хитрова (ГИН, ИГЕМ АН СССР) была сделана попытка показать специфику осадочной геохимии в области важнейших теоретических проблем и главных методических подходов. Особое внимание оба автора уделили развернутому изложению сравнительно-литологического метода, опираясь на который можно обосновать необходимость физико-химических экспериментов моделирования и развития комплексных аналитических методов, позволяющих с высокой чувствительностью и хорошей воспроизводимостью осуществлять определение нескольких десятков разнообразных элементов сразу (например, эмиссионный спектральный анализ). Среди чрезвычайно разнообразных по содержанию секционных докладов наметилось несколько наиболее важных направлений.

Большая группа докладов была посвящена проблеме изготовления эталонов осадочных горных пород и руд. В сообщениях Р. В. Кортмана, А. И. Галудзина, В. Г. Хитрова (ИГЕМ АН СССР), Е. В. Кравченко, С. В. Лончиха, Л. В. Кусакина (Сибирский филиал ВНИИФТРИ), С. А. Козака, Б. А. Горлицкого, Л. С. Финкеля (Институт геохимии и физики минералов АН СССР), Я. Я. Кивисиллы (Управление геологии СМ ЭССР) и др. были описаны региональные системы геохимических эталонов, разработаны методы доаттестационной подготовки проб, критически осмыслен опыт изготовления стандартов и эталонов изверженных горных пород и минералов.

Другая группа докладов, среди которых особенно выделялись исследования П. П. Тимофеева, Ю. Я. Валиева, Д. Н. Пачаджанова, И. П. Адамчука, И. И. Бебешева (ГИН АН СССР, Институт химии АН ТаджССР), В. И. Копорулина (ГИН АН СССР), Н. Д. Мельниковой, И. П. Адамчука, Д. Н. Пачаджанова (Институт химии АН ТаджССР) и др., освещала вопросы применения литолого-фациального анализа в геохимических исследованиях.

Весьма своеобразную интерпретацию проблемы геохимии современных осадков морей и океанов получила в докладах В. И. Багина, Т. С. Гендлева, А. И. Лебедева,

Д. М. Печерского, И. И. Плюсиной (ИО АН СССР, Институт физики Земли АН СССР, МГУ), а также Е. В. Кашипарова, А. Ю. Леин, М. В. Иванова (Лаборатория биогеохимии ИБФМ АН СССР). В первом сообщении рассказывалось о формах нахождения железа в осадках Тихого океана, тогда как во втором делалась попытка оценить скорость диагенетических преобразований в тихоокеанских современных осадках с помощью сульфатов, меченных серой-35.

Геохимии осадочного рудного процесса были посвящены доклады В. К. Чистякова, И. И. Матросова, Ю. П. Погорелова, О. А. Кухаренко, Н. Н. Боравановской (Томский ГУ), С. Г. Батулина, Э. Ф. Калашникова (ИГЕМ АН СССР), Т. Н. Красавиной, А. М. Данилевич, И. С. Оношко, В. В. Павшукова (ВСЕГБИ), М. Н. Альтгаузена, Э. Г. Кузнецовой, В. Ф. Пенькова, В. А. Успенского (Москва), Л. Л. Малюшко, А. М. Пустынникова, П. Н. Соколова (СНИИГИМС); особое внимание исследователей привлекли методы изучения органического вещества, концентрирующего редкometальную минерализацию.

Описание разнообразных экспериментов в лаборатории, воспроизводящих природные геохимические процессы, было выполнено в докладах В. А. Франк-Каменецкого (ЛГУ), И. М. Варенцова, Н. В. Прониной (ТИН АН СССР), О. А. Луканина, И. Г. Ганеева, С. С. Горохова (ВИМС).

Весьма оживленно протекало обсуждение заслушанных докладов. Особый интерес присутствующих вызвала проблема организации геохимических исследований, причем большинство выступавших утверждало, что опробование осадочных отложений и расположение изучаемых разрезов, подсчет средних «кларковых» содержания элементов и изготовление стандартов должно осуществляться в рамках определенных фаций, формаций, геогенераций, геоструктур первого порядка и регионов. Таким образом, фациально-формационная основа должна быть определяющей в любых геохимических построениях.

Многие выступавшие затронули также проблему эталонирования осадочных образований, отметив ее актуальность при оценке работы различных аналитических лабораторий. Стало очевидно, что высокая воспроизводимость и точность анализов требует организации специальной службы стандартов.

Работа секции физических методов исследования сосредоточилась главным образом вокруг проблем спектрального и нейтронно-активационного анализов; меньшее внимание было уделено мессбауэровской спектроскопии, ЭПР, радиографии, атомной абсорбции и квантометрии.

Значительное количество докладов было посвящено повышению точности, чувствительности и экспрессности спектрального анализа; различные новые варианты этого метода, например локально-лазерный спектральный анализ (Г. Л. Васильева, В. Г. Хитров, ИГЕМ АН СССР) или рентгеноэлектронная спектроскопия (В. С. Урусов, ГЕОХИ АН СССР), привлекли особое внимание участников совещания.

Что касается нейтронно-активационного анализа, то было показано, что его успешное применение в области осадочной геохимии пока ограничено низкими содержаниями редкоземельных элементов, а также точными определениями вольфрама, молибдена, урана, золота и фтора.

Секция химических методов особое внимание уделила усовершенствованию способов определения рудных компонентов, таких, как платина, золото, серебро, титан, селен, теллур, кобальт, медь, уран; в этом отношении были предложены разнообразные новые реагенты, существенно упрощающие ход анализа, а также разработаны комбинации химических и физико-химических методов. Существенное место в программе работ секции заняли полярнографические методы (А. И. Каменев, М. И. Лунев, П. К. Агасян, МГУ, Р. У. Вахабова, Г. Ф. Рачинская, Д. И. Пачаджанов, Ю. С. Милявский, Таджикское Геологическое Управление, Институт химии АН ТаджССР), кулонометрия (В. Н. Басов, П. К. Агасян, Б. Ф. Вихарев, МГУ, и др.), а также фазовый электрохимический анализ твердых веществ (Х. З. Браинина, Свердловский институт народного хозяйства).

На заключительном пленарном заседании 13 июня 1974 г. участники Семинара приняли решение, в котором подчеркнули, что для укрепления методической базы в области геохимических исследований осадочных пород и руд необходимо следующее.

1. Разработать и применить системы разномасштабного опробования различных осадочных образований от отдельных литолого-геологических комплексов до литофаций, формаций, провинций и палеобассейнов. Стандартизировать опробование отдельных разрезов индивидуальными образцами, усовершенствовать методику составления разнообразных средних и «сложных» проб, провести планомерное опробование всей территории СССР с выделением эталонных разрезов, представляющих различные геохимические провинции и области («стратотипы» в геохимии).

2. Усовершенствовать принципы и методы составления геохимических карт разных масштабов — от мелкомасштабных карт крупных бассейнов седиментации до детальных карт осадочных месторождений.

3. Организовать изготовление геохимических стандартов (эталонов), составленных из наиболее распространенных типов осадочных пород и руд. Просить ИГЕМ АН СССР возглавить работу по приготовлению таких стандартов.

4. Разработать и всемерно внедрять аппаратуру, позволяющую в полевых условиях приближенно оценивать соотношение породообразующих компонентов в осадочных породах и осадках.

5. Всемерно совершенствовать лабораторные физические и химические методы, позволяющие дифференцировать осадочные образования с выделением составляющих их мономинеральных компонентов.

6. Повысить чувствительность, точность и воспроизводимость методов химического и спектрального анализов, широко применяемых в геохимии осадочных пород и руд. Способствовать внедрению количественного комплексного спектрального анализа, призванного полностью заменить полуколичественные методы.

7. Особое внимание уделить усовершенствованию и внедрению новых комплексных физических методов, таких, как нейтронно-активационный, атомно-адсорбционный и рентгенофлуоресцентный, для определения элементного состава вещества.

8. Считать целесообразным использование атомно-флуоресцентного анализа, ЭПР, ЯМР, ИКС и мессбауэровской спектроскопии, дающих информацию о фазовом и молекулярном состояниях вещества и валентности элементов без деструкции изучаемых проб.

9. Усилить применение селективных органических реагентов, хелатных смол и новых экстрагентов к анализу осадочных объектов.

10. Расширить привлечение электрохимических методов (кулонометрии, полярографии и др.) при аттестационном анализе стандартов.

11. В связи с увеличивающимся объемом цифровой информации для более глубокого ее анализа и обоснования получаемых выводов, а также их увязки с результатами литологических исследований, контроля правильности геохимических опробования и оценки точности результатов лабораторных определений, шире применять соответствующие модели математического анализа и ЭВМ.

12. Считать целесообразным периодическую организацию семинаров и школ по важнейшим вопросам методики геохимических исследований.

По окончании семинара участники ознакомились с лабораториями Института химии АН ТаджССР в Душанбе, а также приняли участие в экскурсиях на р. Варзоб и в район Нурекской ГЭС.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
3.VI.1975 г.

## О РАЗВИТИИ ПРОМЫШЛЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В СССР ЗА 1974 г.

Центральное статистическое управление при СМ СССР опубликовало 25 января 1975 г. в газете «Правда» сообщение «Об итогах выполнения государственного плана развития народного хозяйства СССР в 1974 году». Ниже приведены данные из этого сообщения, относящиеся к промышленности минеральных ресурсов<sup>1</sup>.

Промышленность. Производство важнейших видов продукции в целом по стране характеризуется следующими данными:

	Произведено в 1974 г.	1974 г., % к 1973 г.
Электроэнергия, млрд. квт/час	975	107
Нефть, млн. т	459	107
Газ, млрд. м <sup>3</sup>	261	110
Уголь, млн. т	684	103
Чугун, млн. т	99,9	104
Сталь, млн. т	136	104
Железная руда, млн. т	225	104
Минеральные удобрения, млн. т		
в условных единицах	80,3	111
в пересчете на 100%-ное содержание веществ	19,3	111
Сода кальцинированная, млн. т	4,5	108
Сода каустическая, млн. т	2,2	108
Серная кислота, млн. т	16,7	112
Цемент, млн. т	115	105
Сборный железобетон, млн. м <sup>3</sup>	108	105
Шифер, млрд. условных плиток	7,4	106
Фарфоро-фаянсовая посуда, млн. шт.	928	111
Сортовая посуда (из стекла и хрусталя), млн. руб.	293	115

<sup>1</sup> Аналогичное сообщение за 1973 г. опубликовано в нашем журнале в № 1, 1975, стр. 172—174.

Увеличилось производство цветных и редких металлов, продуктов нефтехимии, нефтепереработки и других видов продукции.

Возросли разведанные запасы важнейших полезных ископаемых.

Капитальное строительство. В истекшем году сооружено и сдано в эксплуатацию большое количество новых предприятий и производственных комплексов.

	Мощности, введенные в действие в 1974 г.
Электростанции, млн. кВт.	10
Уголь, млн. т	19,4
Железная руда, млн. т	24,9
Чугун, млн. т	4
Сталь, млн. т	3
Минеральные удобрения (в услов- ных единицах), млн. т	7
Цемент, млн. т	5,6
Фарфоро-фаянсовые изделия, млн. шт.	48
Нефтепроводы и нефтепродукто- проводы магистральные, тыс. км	62
Газопроводы магистральные и от- воды от них, тыс. км	8,4

На действующих предприятиях производственные мощности увеличились также в результате механизации и интенсификации производства, улучшения технологических процессов модернизации оборудования, реконструкции агрегатов и проведения других организационно-технических мероприятий. За счет этого в 1974 г. мощности по производству чугуна увеличились на 1,3 млн. т, стали — на 2,3 млн. т, цемента — примерно на 1,5 млн. т.

В электроэнергетике дали ток первые агрегаты Усть-Илимской, Чиркейской гидроэлектростанций в Дагестанской АССР, Рижской гидроэлектростанции и второй очереди Днепрогэса, первый энергоблок на Ставропольской ГРЭС, второй энергоблок Кольской атомной электростанции. На Троицкой ГРЭС в Челябинской области и Ленинградской атомной электростанции введены в действие турбины мощностью по 500 тыс. кВт, на ТЭЦ № 21 Мосэнерго и Киевской ТЭЦ № 5 приняты в эксплуатацию теплофикационные турбины мощностью 250 тыс. кВт каждая. На действующих тепловых электростанциях введено 12 энергоблоков по 200—300 тыс. кВт; с вводом в действие восьмого энергоблока Лукомльская ГРЭС достигла проектной мощности 2,4 млн. кВт.

В нефтеперерабатывающей, нефтехимической и газовой промышленности новые мощности введены на Новокуйбышевском, Ангарском и Омском комбинатах, Киришском, Кременчугском, Полоцком, Ново-Уфимском, Грозненском им. Шерипова нефтеперерабатывающих заводах, Нижнекамском шинном заводе, Белоцерковском комбинате шин и резиноасбестовых изделий. Вступила в строй первая очередь крупнейшего газоперерабатывающего завода в Оренбурге. Введен в действие магистральный газопровод Северные районы Тюменской области — Центр, протяженностью более 2500 км.

В угольной промышленности вступили в эксплуатацию первая очередь шахты «Красноармейская Капитальная» в Донецкой области, углеобогатительные фабрики «Западно-Донбасская» № 1 в Днепропетровской области, «Красная Звезда» в Донецкой области.

В черной металлургии сданы в эксплуатацию крупнейшая в мире доменная печь № 9 на Криворожском металлургическом заводе производительностью 4 млн. т чугуна в год, первая очередь кислородно-конверторного цеха № 2 на Западносибирском металлургическом заводе мощностью 3 млн. т стали в год, блюминг «1500» на Нижне-Тагильском комбинате и заготовочный стан «950—900» на Донецком металлургическом заводе; приняты в эксплуатацию новые мощности по добыче железной руды на Михайловском, Ново-Криворожском, Ингулецком и Лисаковском горно-обогатительном комбинатах.

В цветной металлургии вступила в строй первая очередь Маднеульского горно-обогатительного комбината в ГрузССР, расширены мощности Норильского и Джезказганского горно-металлургических комбинатов в КазССР и комбината «Североникель», Красноярского и Братского алюминиевых заводов и ряда других предприятий.

В промышленности строительных материалов вошли в строй Чечено-Ингушский цементный завод, новые технологические линии на Красноярском и Акмянском цементных заводах ЛитССР, цементном заводе «Большевик» в Саратовской области. Также увеличились мощности действующих заводов по производству шифера, отопительного оборудования, сортового асбеста, облицовочной плитки.

**СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1975 ГОД**

- Д. Н. Алексеев. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Забайкалья и Прибайкалья № 5
- Х. А. Ализаде, М. Б. Хеиров. О стадийности монтмориллонитообразования по пепловому материалу на примере бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа № 3
- Л. Д. Архипова, Г. П. Мамчур. Петрографические исследования и изотопия углерода  $C^{13}$  серных руд Крыма № 3
- В. З. Блисковский, Г. Н. Батулин, Т. С. Кузьмина. О фосфатном веществе некоторых фосфоритов со дна океана № 4
- А. П. Бобриневич, Л. Н. Дружинин, В. Н. Квасница, А. И. Кручек, Д. А. Лавров, Г. И. Смирнов. Алмазосность кластических образований балтской свиты Украины № 4
- Г. Ю. Бутузова, Б. П. Градусов, М. А. Ратеев. Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря № 1
- Г. Ю. Бутузова, Н. А. Лисицына, И. И. Волков, И. Ю. Лубченко. Признаки эксгальтивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива № 6
- В. П. Васильев, Ю. А. Павлидис. Особенности минералогического состава рыхлых отложений питающих провинций Кубы № 4
- А. Б. Веймарн, М. В. Мартынова. Закономерности стратиграфической и литофацальной приуроченности железо-марганцевых месторождений в фаненских отложениях Центрального Казахстана и некоторые вопросы их генезиса № 5
- В. А. Великанов. О закономерностях распространения фосфоритовых конкреций в калюских слоях венда Подолки № 6
- В. И. Виноградов, В. И. Егин, Л. Н. Кичигин, Е. А. Кузьмина, А. М. Лейтес, С. Б. Смелов, А. Р. Этин. Значение литологического фактора контроля апатитосности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава серы) № 5
- Т. А. Вознесенская. Литология терригенно-кремнисто-туфовой формации сакмарской зоны Урала № 6
- В. В. Воронцов, М. В. Горбатенков, Л. С. Дюфур, Н. Н. Петрова. Фациальный состав визейских бокситоносных отложений Южного Тимана № 5
- Н. Т. Воскресенская. Геохимические особенности распределения таллия и германия в уральских марганцевых рудах разного генезиса № 2
- М. А. Глаголева, Д. С. Туровский. К познанию геохимии микроэлементов в осадках Среднего Каспия № 1
- М. А. Глаголева, И. И. Волков, В. С. Соколов, Т. А. Ягодинская. Химические элементы в осадках Тихого океана на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики № 5
- Б. П. Градусов, В. Н. Григорьев, М. А. Ратеев, С. Д. Соколов. Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа № 5
- И. Д. Данилов, О. В. Суздальский. Конкреции плейстоцена Европейской и Сибирской Субарктики № 3
- А. Д. Додатко, Н. И. Кухарева, Е. А. Семертеева. Метаморфизованная кора выветривания амфиболитов Криворожской серии № 3
- Ю. С. Дьяконов, Г. В. Куликова. Структурно-генетическая характеристика смешанослойного минерала типа каолинит-монтмориллонит из коры выветривания карбонатно-эффузивных пород (Северный Казахстан) № 3
- Г. Н. Ельцина, Е. М. Емельянов. Связь между минералогическим, химическим и гранулометрическим составом современных биогенных карбонатных осадков (на примере Атлантического океана) № 5
- Е. М. Емельянов. Fe, Mn и Ti в осадках Атлантического океана № 3

В. Ю. Ивенсен, Г. В. Ивенсен. Роль вулканизма в формировании отложен- ний раннего триаса Лено-Виллюйской нефтегазоносной провинции	№ 5
А. В. Ильин, Г. И. Ратникова, Н. Е. Сергеева. О петрографических типах пластовых фосфоритов и их микроструктуре	№ 1
Г. А. Каледда, В. С. Шик. Тектонические закономерности размещения и нефтегазо- зональность баров	№ 5
М. Е. Каплан. Факторы, контролирующие эволюцию состава морского мезозой- ского терригенного комплекса северных прогибов Сибири	№ 5
Г. В. Карпова, З. В. Тимофеева. Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала	№ 2
С. П. Корниенко. О влиянии выветривания на характер осадконакопления на склонах Украинского кристаллического щита и некоторые вопросы лито- лого-формационного анализа	№ 3
А. Г. Коссовская. Генетические типы цеолитов стратифицированных форма- ций	№ 2
А. Г. Коссовская, Е. Б. Гущина, В. А. Дриц, А. Л. Дмитрик, О. С. Ло- мова, Н. С. Серебренникова. Минералогия и генезис мезозойско-кай- нозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гло- мар Челленджер»	№ 6
Е. Г. Куковский. Физический смысл некоторых этапов процесса бокситообра- зования	№ 2
А. К. Лисицин, И. А. Кондратьева, Л. П. Носик. Зональность изотопного состава сульфидной серы за выклиниванием зон пластовой лимонитизации угленосных пород	№ 4
Н. В. Логвиненко, И. И. Волков, А. Г. Розанов. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана	№ 2
О. С. Ломова. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и генетическая связь их с щелочным вулканизмом (по материалам 2-го и 14-го рейсов НИС «Гломар Челленджер»)	№ 4
А. В. Лукьянов, М. Г. Леонов, И. Г. Щерба. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах	№ 4
А. А. Макушин. О типах накопления стронция в пермских отложениях Запад- ной Башкирии	№ 1
А. А. Макушин. Закономерности распределения марганца в отложениях улуте- лякской свиты (Башкирское Приуралье)	№ 2
В. И. Муравьев, Б. И. Воронин. Гетерогенность состава глауконитовых зер- ен	№ 3
Ю. Н. Нагорный, В. Н. Нагорный. Отражение разломов фундамента в угленосной толще Донбасса	№ 1
Я. К. Писарчик. Литолого-гидрогеохимические преобразования галогенно-кар- бонатных формаций в зоне гипергенеза	№ 3
Б. В. Полянский, Г. Ф. Андреева. О юрской карбонатной формации на Памире	№ 1
Л. Г. Прожотин, В. Г. Горбатенко. Железистые конгломераты основания верхней свиты (K <sub>1</sub> <sup>1</sup> ) в Саксаганском районе Кривбасса	№ 1
А. И. Рослый. О локализации уранового оруденения в карбонатных породах	№ 1
И. В. Рязанов, Я. Э. Юдович. О механизме и длительности процессов редко- металльного обогащения угольных включений в осадочных породах	№ 3
В. В. Серова, А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа. Кварц и полевые шпаты в осадках Тихого и Индийского океанов	№ 6
А. А. Сиворонов, В. Н. Макаров. Особенности строения, состава и усло- вий образования джеспилитовых формаций Украинского щита и КМА	№ 1
В. И. Силаев. Минералогический очерк ордовикских пород Центрального Пай- Хоя	№ 1
Н. А. Созинов. О сидеритах в отложениях позднего докембрия Кокчетавского массива (Северный Казахстан)	№ 2
В. А. Теняков, И. Г. Ганеев. К геохимии латеритного процесса (физико-хи- мический аспект выноса кремния в процессе латеритизации)	№ 2
П. П. Тимофеев, Ю. Я. Валиев, Д. Н. Пачаджанов, И. П. Адамчук, Т. И. Буриченко. Геохимия бора и литология юрских карбонатных отло- жений Гиссарского хребта	№ 4
Н. Я. Тихомирова, В. В. Кирсанов, Л. Н. Михайловская. О мине- ральной зональности валдайских отложений верхнего венда центральных рай- онов Русской платформы	№ 4
А. П. Феофилова, Б. П. Градусов. Глинистое вещество в породах и поч- вах каменноугольного возраста Донбасса	№ 3
Г. С. Харин, А. В. Солдатов. Литологические особенности фосфоритов Ат- лантического шельфа Африки	№ 2
И. В. Хворова, Т. А. Вознесенская, С. В. Руженцев. Раннегеосинкли- нальные формации Сакмарской зоны Южного Урала	№ 4

- В. Н. Холодов. О роли мантийного вещества в осадочном рудообразовании (опыт геохимико-металлогенического анализа) № 6
- Ю. П. Хрусталева, М. М. Рышков. Минералогия донных отложений Северного Каспия № 1
- А. Г. Черняховский, Б. П. Градусов, О. В. Макарова. Генезис каолинит-сметитов в корях выветривания № 4
- В. Н. Щеточкин, В. А. Успенский, Л. С. Солнцева. Углеродистые вещества на эпигенетических урановых месторождениях, связанных с зонами пластового окисления № 2
- Я. Э. Юдович, Т. И. Иванова, В. А. Черных. К геохимии фтора в карбонатных породах (на примере толщи карбона западного склона Северного Урала) № 4

#### Краткие сообщения

- Л. В. Анфимов. Статистическое исследование плотности кварцевых зерен из докембрийских пород Башкирского мегантиклинория № 6
- А. А. Байков, А. В. Федулов, В. Н. Шведов. Геология месторождения целестина на Северном Кавказе № 6
- О. И. Бент, Б. И. Михеев. О следах латеритного выветривания в верхнем девоне Центрального Казахстана № 5
- Ю. Я. Валиев, Д. Н. Пачаджанов, И. П. Адамчук. Особенности геохимии бора в глинистых минералах (на примере юрских отложений Гиссарского хребта) № 1
- В. С. Вередя. О закономерностях изменения физико-механических свойств песчаников юго-западной части Донбасса № 3
- Н. Н. Верзиллин, Н. С. Окнова. Эоловые песчаники мелового возраста в Фергане № 5
- А. И. Вознесенский, Т. Г. Елисеева, Л. Е. Штеренберг. Цеолиты в олигоценовых отложениях севера Устюрта и северо-запада Приаралья № 5
- В. П. Воробьев, С. В. Колесов. О переносе россыпного золота водными потоками № 3
- Ю. О. Гаврилов. О связи морфологии диагенетических конкреций с подводно-оползевыми деформациями № 6
- В. А. Голубовский, Т. Н. Голубовская. Некоторые особенности изучения красноцветных отложений Джезказгана № 1
- Г. Н. Доленко, Н. И. Галабуда, Н. И. Фещенко, Р. Ф. Сухорский. Формации девона Днепровско-Донецкой впадины № 1
- О. А. Ковриго, И. В. Покровская. Конкреция 2-ой Риддерской залежи Риддер-Сокольского месторождения на Алтае № 1
- И. В. Кондаков, Р. А. Коробейников. Проявление бокситов на Северном Кавказе № 1
- П. Н. Конев, Б. Я. Чалов, Ю. В. Шурубор. Определение положения областей сноса по результатам изучения обломочного кварца № 1
- Ю. С. Кормилец. Гидрохимические условия образования аутигенного кварца в зоне катагенеза Днепровско-Донецкой впадины № 2
- В. И. Лебединский, Я. В. Маслякевич, Л. П. Кириченко. Первая находка щелочной бентонитовой глины в Закарпатье № 6
- Б. А. Левшин, М. М. Фартуков, В. А. Лымарев. Некоторые результаты определения абсолютного возраста калийных солей Гаурдака (Туркменская ССР) № 2
- Е. Ф. Малеев, В. А. Будников. Скорости формирования тефроидов на вулкане Алай № 2
- М. Махус. Битуминозное вещество на месторождении самородной серы Аль-Шахири (Сирия) № 2
- А. С. Михайлов. Морденитовые породы южного борта Куринской впадины № 5
- С. И. Овчинников. О влиянии газа на постседиментационные преобразования пород-коллекторов № 5
- Я. К. Писарчик. О сепиолитовых породах в кембрии юга Сибирской платформы № 4
- А. М. Пустыльников. О происхождении синей окраски галита кембрийских соляных отложений Сибирской платформы № 3
- С. И. Рыбаков, А. И. Светова. Конкреции в вулканогенно-осадочных отложениях раннего протерозоя Карелии № 1
- А. А. Сабитов, П. И. Токмакова. Щелочные бентониты района Нальчика № 3
- В. И. Седлецкий, В. Н. Шведов. О происхождении брекчированных пород в верхнеюрских отложениях на Северном Кавказе № 2
- Т. П. Сиван. Калий в поровых растворах и осадочных породах равнинного Крыма и Причерноморья № 6
- Е. А. Соколова. Марганценосность континентальных вулканогенно-осадочных формаций № 1

Л. А. Соколовская, В. В. Фромм. Влияние условий осадконакопления на характер изменения прочностных и упругих свойств алевролитов с увеличением глубины залегания	№ 2
К. В. Флерова, Г. П. Гапонцев, Е. П. Болтач, А. А. Шурко. Выявление закономерностей изменения поглощенного комплекса нижнекаменноугольных глинистых пород Днепровско-Донецкой впадины методом регрессивного анализа	№ 6
Е. Ф. Шнюков, Ю. И. Иноземцев. Источники сноса и абсолютный возраст терригенных минералов современных прибрежно-морских осадков Азовского моря	№ 1
С. И. Шуменко. Об особенностях аллотигенных и диагенетических (тепловых) монтмориллонитов	№ 6
Ю. М. Шуменкова, Т. М. Парпарова, Л. С. Беляева, В. А. Рудавская, А. Р. Соболева, Е. М. Файзуллина. О природе черных включений в вендских и нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра	№ 4

#### Методика

Р. И. Голоудин, О. В. Колобзаров. Опыт применения результатов обработки данных гранулометрического анализа для изучения литодинамики береговой зоны моря	№ 3
Б. Б. Звягин. Современное состояние электронографии и ее применение в структурной минералогии	№ 4
В. М. Ильин, В. П. Сонич, Е. А. Романов. Некоторые особенности анализа песчано-алевритовых пород в прозрачных шлифах	№ 3
П. Е. Комиссаров, В. Т. Дубинчук, Н. Г. Беляевская. Методика электронно-микроскопического препарирования тонкодисперсных объектов	№ 6
К. С. Лазаревич. Палетка для определения коэффициента сортировки	№ 6

#### Критика и дискуссии

Г. И. Горецкий, О книге В. С. Яблокова «Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее — палеозое Русской платформы)»	№ 3
В. И. Лебединский, Л. П. Кириченко. Новая книга о бентонитах Армении	№ 1
И. В. Хворова, Н. А. Богданов. Рецензия на книгу «Пелагические осадки на континентах и под морем»	№ 6
Л. Е. Штеренберг. О статье Н. Т. Воскресенской «Геохимия таллия в Чиа-турском марганцеворудном бассейне»	№ 2

#### Хроника

Н. Б. Вассоевич, И. А. Назаревич. IV семинар по проблеме «Органическое вещество в современных и ископаемых осадках»	№ 2
Н. Б. Вассоевич, Б. К. Прошляков. Всесоюзный семинар по проблеме «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах»	№ 6
В. А. Гроссгейм, Г. А. Каледа. Семинар «Состояние и перспективы поисков залежей нефти и газа в неантиклинальных ловушках»	№ 5
Н. Д. Зульфугарлы. Первая геохимическая конференция в Азербайджане	№ 5
М. К. Калинин, Е. А. Соколова. Всесоюзный семинар на тему «Образование вторичной пористости в породах-коллекторах при катагенезе»	№ 3
П. П. Тимофеев. Заседание комиссий Международного комитета по петрологии углей и коллоквиума «Диагенез минерального и органического вещества» (Франция, 1973 г.)	№ 1
В. Н. Холодов, П. П. Тимофеев. Первый Всесоюзный семинар по геохимическим методам исследования осадочных пород и руд	№ 6
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1973	№ 1
70-летие А. В. Хабакова	№ 2
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1974 г.	№ 6
Содержание журнала за 1975 год	№ 6

**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)

**EDITORIAL BOARD:**

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,  
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,  
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,  
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

**Адрес редакции:**

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИИ АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

---

Сдано в набор 2/Х-1975 г. Т-19529 Подписано к печати 2/ХII-1975 г. Тираж 1415 экз.  
Зак. 4706 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 4<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Усл. печ. л. 12,6. Уч.-изд. листов 14,3

---

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

В 296

ЛЕНИНСКИЙ ПР 67-170

МУРАВЬЕВУ В И

70493

1-12

Ж

Р

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493