

КОНТРОЛЬНЫЙ Э. З.

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1973

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 1, 1973 г.
ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. В. Логвиненко, Е. А. Романкевич. Современные осадки Тихого океана у берегов Перу и Чили	3
Н. С. Скорнякова, И. О. Мурдмаа, Н. Г. Прокопцев, В. И. Маракуев. Донные отложения и вулканические породы полигона в южной котловине Тихого океана	17
Е. М. Емельянов. Основные типы современных донных осадков Средиземного моря, их минералогия и геохимия	29
Д. С. Туровский, И. Ю. Лубченко, Е. В. Черкасова. Распределение Zr, Ti, Ni, Co, Pb, Cu и других элементов в поверхностном слое современных осадков оз. Балхаш	47
В. Р. Владарская, Г. И. Носов. О генезисе глинистых минералов нефтегазонасных палеоген-неогеновых отложений Азово-Кубанской и Рионской впадин	56
А. Б. Гуревич, С. А. Топорец. О контактовом метаморфизме пород угленосных толщ	64
И. А. Вылцан. Особенности строения и методика выделения ритмов второго порядка — ритмогамм в осадочных формациях	75
В. В. Лавров. Конкреции из палеогеновых и неогеновых формаций Казахстана и юга Западной Сибири	87
И. И. Шарудо, В. И. Москвин. Минеральные примеси в углях Бурейнского бассейна и их генезис	91

Краткие сообщения

М. Н. Ильинская, Р. А. Максумова. Телепирокластические отложения в составе курганской свиты (венд) Таласо-Каратауской зоны	96
В. С. Трофимов. Янтарь и принципы классификации ископаемых смол	100
А. Н. Волкова, Л. Г. Рекшинская. Давсонит в Балахонской серии Кузбасса	106
Л. М. Бириня. Давсонит в коре выветривания пород карбона Белоруссии	113
В. П. Казаринов. О понятии «формация коры выветривания»	117

Методика

А. Цимбальникова, В. А. Дриц, А. Л. Дмитрик. Электронно-микроскопическое изучение формы кристаллов глауконита	121
---	-----

Критика и дискуссии

В. И. Бгатов, В. А. Бронева, Ю. И. Ким, Л. Е. Люфанов, Б. М. Михайлов, А. М. Цехомский. О «новом варианте» хемогенно-осадочной гипотезы образования бокситов А. И. Кривцова	128
В. К. Головенко. Об использовании химического состава сланцев для восстановления исходных глинистых отложений при изучении метаморфических толщ	133

Хроника

П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. VII Международный конгресс по геологии и стратиграфии карбона и заседания Международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и анализу углей (ФРГ, 1971 г.)	138
Э. И. Кутырев, Б. М. Михайлов. Совещание по проблеме «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых»	142

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 1, 1973
JANUARY — FEBRUARY

CONTENTS

N. V. Logvinenko, E. A. Romankevich. Recent sediments of the Pacific Ocean at the coasts of Peru and Chile	3
N. S. Skerriakova, I. O. Murdmaa, N. G. Prokoptsev, V. I. Marakuev. Bottom sediments and volcanic rocks of a polygon in the southern basin of the Pacific Ocean	17
E. M. Emelianov. Main types of recent bottom sediments of the Mediterranean, their mineralogy and geochemistry	29
D. S. Turovsky, I. Yu. Lubchenko, E. V. Cherkasova. Distribution of Zr, Ti, Ni, Co, Pb, Cu and other elements in the surface layer of recent sediments of Lake Balkhash	47
V. R. Vlodarskaia, G. I. Nosov. On the genesis of clay minerals in petroliferous and gas-bearing Paleogene-Neogene deposits of Azovo-Kuban and Rioni basins	56
A. B. Gurevich, S. A. Toporetz. On a contact metamorphism of rocks in coal measures	64
I. A. Viltsan. Specific features in the structure and methods of distinguishing rhythms of the second order — rhythmogams — in sedimentary formations	75
V. V. Lavrov. Concretions from Paleogene and Neogene formations of Kazakhstan and the south of Western Siberia	87
I. I. Sharudo, V. I. Moskvina. Mineral admixtures in coals of the Bureya basin and their genesis	91

Short Notes

M. N. Ilyinskaia, R. A. Maksimova. Telepyroclastic deposits in the Kurgan suite (Vendian) in the Talasso-Karatau zone	96
V. S. Trofimov. Amber and classification principles of fossil resins	100
A. N. Volkova, L. G. Rekshinskaia. Dawsonite in the Balakhon suite of Kuznetsk Basin	106
L. M. Birina. Dawsonite in the Jurassic in the crust of weathering of Carboniferous rocks in Belorussia	113
V. P. Kazarinov. On the concept of «formations of the crust of weathering»	117

Methods of Research

A. Cimbalkinova, V. A. Dritz, A. L. Dmitriuk. Electron-microscopic studies of the crystal forms of glauconite	121
---	-----

Critique and discussions

V. I. Bgatov, V. A. Bronevoi, Yu. I. Kim, L. E. Liufanov, B. M. Mikhailov, A. M. Tsekhomsky. On a «new variant» of the chemogene-sedimentary hypothesis on the formation of bauxites by A. I. Krivtsov	128
V. K. Golovenok. On the use of the chemical composition of slates for the reconstruction of the original clay deposits in studying metamorphic strata	133

Chronicle

P. P. Timofeev, L. I. Bogoliubova. VII-th International Congress on the Geology and Stratigraphy of the Carboniferous and the meetings of International Commissions on Coal Petrographic Nomenclature and Coal Analysis (GFR, 1971)	138
E. I. Kutynov, B. M. Mikhailov. Conference on the problem «Fundamental principles of a scientific forecast of ore and non-ore mineral deposits»	142

УДК 551.351+551.352(266)

СОВРЕМЕННЫЕ ОСАДКИ ТИХОГО ОКЕАНА У БЕРЕГОВ ПЕРУ И ЧИЛИ

Н. В. ЛОГВИНЕНКО, Е. А. РОМАНКЕВИЧ

Приведена общая характеристика современных осадков юго-восточной части Тихого океана и обсуждаются условия их образования. Особое внимание обращено на обломочные компоненты, источники питания обломочным материалом и распределение его в осадках.

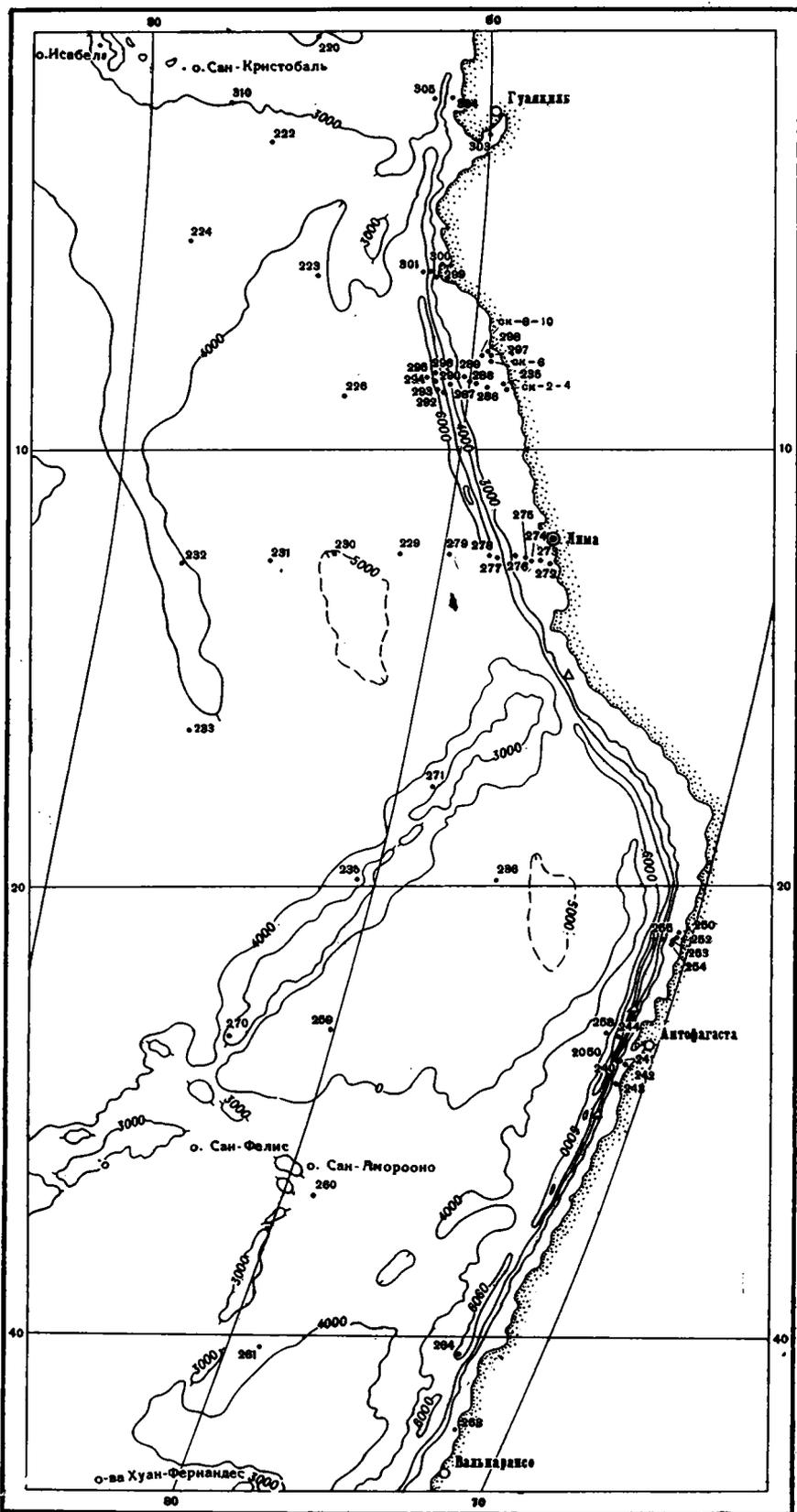
Некоторые сведения о современных осадках юго-восточной части Тихого океана имеются на картах Г. Шотта (Schott, 1935), П. Л. Безрукова и др. (1964), в работе «Тихий океан» (1970). В разное время здесь работали английские и американские экспедиции на судах «Вильям Скоресби» (1929—1930 гг.), «Карнеджи» (1928—1929 гг.), «Атлантис» (1955—1956 гг.), «Даунвинд» (1957—1958 гг.), «Элтанин» (1962—1963 гг.) и др. Первые более или менее обстоятельные сведения о минеральном составе донных осадков приведены в статьях Цен Е Ана (Zen E An, 1957, 1959). Изучение материалов экспедиции «Даунвинд» показало наличие диатомовых илов вблизи побережья между 12 и 25° ю. ш. (Fischer, 1958). Однако в общем эта область Мирового океана оставалась одной из наименее изученных.

Более полные сведения о современных осадках юго-восточной части Тихого океана получены в 4-м рейсе НИС «Академик Курчатов» в 1968 г. Предварительная обработка материала, собранного на 79 станциях, позволила выделить следующие фациальные зоны: 1 — прибрежных раковинных песков и илов на глубинах до 30 м; 2 — диатомовых илов на глубинах 30—250 м; 3 — илистых песков с фораминиферами, костями рыб и фосфоритами на глубинах 250—400 м; 4 — глауконитовых песков и алевроитов на глубинах 400—2000 м; 5 — алевроито-глинистых илов оливкового цвета с обломками пород на глубинах 2000—6000 м; 6 — глинистых окисленных коричневых илов с железо-марганцевыми конкрециями на глубинах 5000—8000 м (Сандова, 1971).

В настоящей статье изложены результаты детального исследования донных осадков. Пробы осадков получены главным образом при помощи дночерпателя. Изучались образцы из верхнего слоя осадка мощностью 1—10 см, а на двух прибрежных станциях — из колонок грунта мощностью 246—343 см, отобранных с помощью трубки большого диаметра. Рельеф дна и расположение станций показаны на фиг. 1.

КЛИМАТ, ГИДРОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЯ

Климат прилегающей суши преимущественно аридный. Количество атмосферных осадков около 250 мм/год, в Антофагасте — 4 мм/год. Почти на всем протяжении — от 6—8° до 30° ю. ш. развиты горно-пустынные засоленные почвы с солончаками. Часты сильные ветры. Значительную часть прибрежной полосы занимает пустыня Атакама.



Фиг. 1. Рельеф дна и расположение станций 4-го рейса НИС «Академик Курчатов» (точки), треугольники — станции экспедиции «Даунвинд», где обнаружена градационная слоистость; изобаты, м

Южнее, между 30° и 43° ю. ш., количество атмосферных осадков увеличивается: в Сантьяго 350 мм/год, в Мелинке более 3000 мм/год — область очень влажного океанического климата, где развиты бурые и коричневые лесные почвы.

Между 6—8° ю. ш. и экватором располагается зона тропического климата с несколько большим количеством осадков и развитием коричневых почв саванны и красноземов (вплоть до латеритов на более высоких гипсометрических уровнях).

Поверхностный сток в океан минимальный или почти отсутствует. Основная масса обломочного материала поступает вследствие абразии берегов и заноса ветром.

Большая часть береговой полосы сложена гранитоидами разного возраста, местами мезозойскими, и третичными осадочными и вулканогенными толщами. Многие вершины Анд являются действующими вулканами. Лавы этих вулканов андезито-дацитового, андезитового и андезито-базальтового составов (Герт, 1959).

Рельеф дна Тихого океана сложный. Основные элементы рельефа — Атакамская глубоководная впадина, протягивающаяся вдоль берега, и несколько крупных возвышенностей ложа океана западнее впадины. Среди последних следует отметить хребет Наска, разделяющий Перуанскую и Чилийскую котловины. Наличие довольно узкого шельфа и круглого континентального склона при высокой сейсмичности благоприятствует оползанию осадков и образованию мутьевых потоков.

Циркуляция вод океана определяется тропическим циклоническим круговоротом. Перуанское океанское течение на юге (до тропика) направлено на север. Между тропиком и экватором оно отклоняется на северо-запад, в сторону открытого океана. Вдоль берегов проходит холодное Перуанское прибрежное течение, направленное также на север. На глубине развивается глубинное Перу-Чилийское противотечение юго-восточного направления в сторону берега. Течение и противотечение разделены зоной южной тропической дивергенции, являющейся осью круговорота.

В результате сгона поверхностных вод южными пассатными ветрами уровень океана вблизи берегов понижается, вследствие чего возникает компенсационное Перуанское прибрежное течение северного направления. Однако оно не полностью компенсирует сгон воды, и поэтому в пределах шельфа происходит подъем холодных вод с глубины к поверхности океана. Глубинные воды, достигнув поверхности, движутся в океан; в области материкового склона они снова опускаются на глубину, чтобы затем направиться к берегу. Анализ карт динамики водных масс свидетельствует о более сложной циркуляции вод на глубинах 100, 200 и 500 м (Бурков и др., 1971).

Таким образом, постоянное обновление и поступление холодных вод, обогащенных питательными веществами, в фотическую зону вызывает необычайно интенсивное развитие диатомового планктона и вследствие этого обилие органического вещества в осадках шельфа, а наличие течений на глубине приводит к размыву и перемыву донных осадков шельфа и континентального склона. Однако при всем этом настоящих диатомовых илов, отмеченных ранее Р. Фишером и Х. М. Саидовой, не возникает.

ТИПЫ ОСАДКОВ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Выделено восемь типов осадков, кроме литоральных, которые в наших сборах отсутствуют.

1. Терригенные песчаные и алевроито-пелитовые, редко с грубообломочным материалом, осадки прибрежной зоны. Несколько образцов осадка сублиторали с глубин 10—15 м (отобраны в районе 8° ю. ш.).

II. Карбонатные — ракушечные грубо- и разнороднозернистые пески с глубин 30—40 м. Они встречаются местами вблизи берега и состоят из раковин и ракушечного детрита пеллеципод и гастропод с небольшой примесью бентосных фораминифер и обломочного материала. Иногда пески обогащены глинистыми частицами, скорлупками диатомей, органическим веществом и содержат сероводород.

III. Карбонатные — фораминиферовые пески и алеврито-пелиты нижней части шельфа и верхней части континентального склона с глубин 250—590 м. Эти осадки распространены главным образом в тропической области и состоят из остатков планктонных фораминифер, небольшого количества терригенного материала, скорлупок диатомей и костей позвоночных. Обычно они содержат зерна фосфоритов, 1—2% органического углерода в песках и до 6% в алеврито-пелитах и уже с поверхности восстановлены — содержат сероводород и сульфиды железа.

IV. Терригенные слабокремнистые диатомовые илы (пелитовые, алеврито-пелитовые и алевритовые) и пески шельфа и верхней части континентального склона с глубин 50—260 м. Диатомовые илы содержат до 16% аморфного кремнезема и до 10% органического углерода. В поверхностном (0—1 см) слое осадков этого типа идет интенсивная редукция сульфатов, образуются сероводород и сульфиды железа. Пирит приурочен главным образом к скорлупкам диатомовых водорослей в виде мелких глобуль, представляющих собой фрамбоиды — сверхмолекулярные коллоидные агрегаты или кристаллы. Иногда встречаются стяжения фосфоритов. Ен всегда отрицательный (табл. 1) ¹.

V. Терригенно-глауконитовые и глауконитовые (до 75—90% глауконита) пески и алевриты, иногда алеврито-пелитовые илы верхней части континентального склона с глубин 500—1800 м. Среднее содержание $S_{орг}$ 2—3%. Ен глауконитовых осадков всегда положительный — 120—400 мв. Наряду с глауконитом содержатся гидроокислы железа, а иногда небольшое количество сульфидов железа. Довольно часто встречаются коллофанитовые пленки вокруг зерен глауконита и участки фосфатного цемента.

VI. Терригенные слабокремнистые диатомовые и радиоляриево-диатомовые илы (пелитовые, алеврито-пелитовые и алевритовые) континентального склона и дна глубоководного желоба (глубины 1200—7320 м). Окраска их обычно бурая и коричневая, реже зеленая и оливковая. В илах содержится до 12% аморфного кремнезема и 2—3% $S_{орг}$. Ен положительный, редко отрицательный — до 42 мв. В осадках нижней части континентального склона часто встречаются обломки пород.

VII. Красная глубоководная глина ложа океана (глубины 4040—4830 м). Это преимущественно глинистый осадок (частиц < 0,005 мм более 75—80%), сильно окисленный, с гидроокислами железа и марганца в виде мелких комочков, микро- и макроконкреций; встречаются цеолиты.

VIII. Карбонатные — фораминиферовые пелагические илы (пелитовые, алеврито-пелитовые и алевритовые) возвышенностей ложа океана (глубины 2355—3950 м). Осадки этого типа окисленные, с очень небольшим содержанием терригенного материала. В тяжелых концентратах, разделенных магнитом, содержится много октаэдров магнетита и шариков никелистого железа метеоритного происхождения.

Почти во всех типах осадков содержатся кости позвоночных и споры наземных растений. Наиболее высокие концентрации костей в терригенных слабокремнистых диатомовых илах и фораминиферовых осадках шельфа и верхней части континентального склона (главным образом костные остатки рыб, реже позвонки китов и зубы акул), а также в красной глубоководной глине (зубы акул, слуховые косточки китов) (табл. 2).

¹ Авторы выражают благодарность О. В. Шишкиной, любезно предоставившей данные по pH и Ен осадков.

Таблица 1

Тапы осадков юго-восточной части Тихого океана

Тип осадка	№ станции	Глубина, м			Влажность, %			Содержание фракций <0,01 мм, %			Ен, мс		
		П*	А*	АП*	П	А	АП	П	А	АП	П	А	АП
II	297-1; 297-2	36—37	—	—	26—49	—	—	6—15	—	—	—	—	—
III	288, 289, 304	250—330	—	590	27	—	73	26—29	—	61	—115—140**	—	—22**
IV	250; 285, 286, 287, 272, 273, 298, 299	150	60—260	50—206	68	62—71	67—84	26	47	61—77	—20**	—110**	—57—195**
V	252, 253, 254, 274, 275, 276, 290, 265, 243	500—1620	760—1800	1760	20—52	35—65	69	12—19	22—32	55	+130+405	+300	+58
VI	227, 238, 242, 241, 240, 244, 255, 264, 277, 278, 291, 292, 293, 294, 295, 296, 300, 301, 305	1200—2950	4200—5560	3040—7320	27—50	63—72	58—77	1—14	39—46	62—89	+110+405	+400	—42**+470
VII	230, 231, 232, 233, 236, 261, 229, 279	—	—	4040—4830	—	—	66—77	—	—	81—93	—	—	+430+490
VIII	271, 259, 260, 235, 224, 222, 220, 310	—	—	2355—3950	—	—	53—69	—	—	54—81	—	—	+370+470

Тип осадка	№ станции	рН			На сухой осадок, %								
		П	А	АП	CaCO ₃			SiO ₂ аморф			Сорг		
					П	А	АП	П	А	АП	П	А	АП
II	297-1; 297-2	—	—	—	—	—	—	2,4	—	—	—	—	—
III	288, 289, 304	7,5—7,8	—	7,5	27,1—77,7	—	40,9	2,3	—	1,2	1,3—3,5	—	6,8
IV	250; 285, 286, 287, 272, 273, 298, 299	7,4	7,6	7,7—8,0	10,4	1,2—2,0	0,5—13,1	1,2	4,3—5,4	2,7—16,5	5,3	2,5—3,4	3,6—10,6
V	252, 253, 254, 274, 275, 276, 290, 265, 243	7,3—7,5	7,5	7,4	1,2—2,5	2,0—7,6	3,4	1,6—3,0	2,5—2,0	5,4	1,9—2,7	0,6—3,5	3,9
VI	227, 238, 242, 241, 240, 244, 255, 264, 277, 278, 291, 292, 293, 294, 295, 296, 300, 301, 305	7,3—7,7	7,3	7,3—7,6	2,6—4,2	0,2—4,8	0,1—1,8	2,5	5,9	3,5—12,8	0,2—0,9	0,5—1,5	0,3—3,4
VII	230, 231, 232, 233, 236, 261, 229, 279	—	—	7,3—7,6	—	—	0,2—26,4	—	—	1,0—7,8	—	—	0,3—0,6
VIII	271, 259, 260, 235, 224, 222, 220, 310	—	—	7,3—7,6	—	—	46,1—86,5	—	—	0,7—12,5	—	—	0,3—0,7

* П — пески и крупные алевриты; А — мелкоалевритовые илы; АП — алеврито-пелитовые и пелитовые илы.

** В осадках присутствует сероводород.

Таблица 2

Состав песчаных и алевроитовых фракций (диаметр частиц 0,01 мм), %

Тип осадка, место (ю. ш.)	Кварц	Подвеяе шпаты	Вулкани-ческое стекло	Роговая обманка	Блотит, хлорит	Пеллипо-ды, гас-ропыды	Фора-миниферы	Диатомен	Радиоля-рии	Спиккули-губок	Кости по-звончных	Спores и пыльца наземных растений	Аутигенные минералы
II, 0-10*	8	5	+	+	+	83	+	+	+	+	+	+	3
III, 0-10*	10	2	+	+	+	0	+	+	+	+	+	+	32
IV, 0-10*	11-56*	5-23	+	+	+	+	0-51	1-59	+	0-7	+	+	4-22
V, 10-30*	2-8	5-11	+	+	+	+	+	1-57	+	0-7	+	+	20-29
V, 0-10*	15	5	1	+	+	+	+	18	+	+	+	+	59**
V, 10-30*	2-10*	12-45	1-7	0,3-2	+	+	+	1-6	0,3-1,8	+	0	+	16-78**
VI, 0-10*	10-45	2-44	+	+	+	+	+	7-51	1-19	0	+	+	2-23
VI, 10-30*	11-14*	28-46	1-7	+	+	+	+	9-41	4-5	+	0	+	3-17
VII, на всей площади	+	+	2-9	+	+	+	0-40	0-47	5-79	+	+	+	3-60
VIII, на всей площади	+	+	0,4	+	+	+	81	8	0	+	+	+	1

+ — содержание компонента <0,2%.

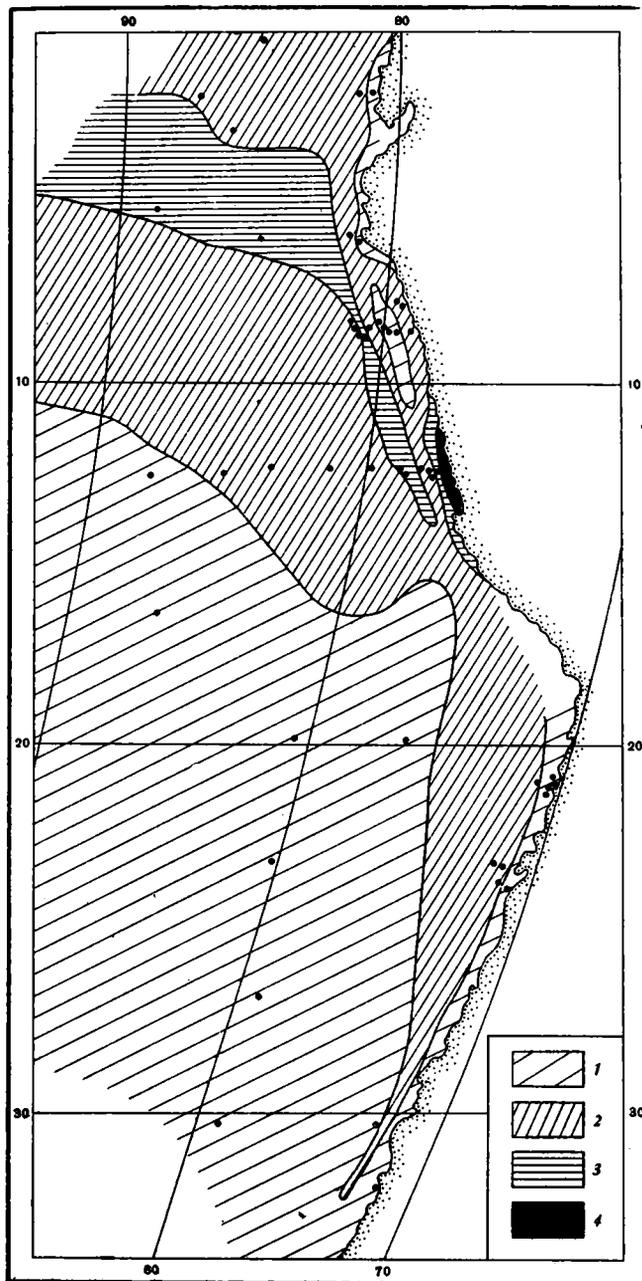
* Кварц золотого развеса.

** Преобладает глауконат.

Распределение осадков по площади дна и их состав зависят от глубины, расстояния от берега, динамики водных масс и продуктивности планктона. Редкая сеть отбора проб не позволяет дать карту распространения всех типов осадков.

Терригенные и ракушечные пески развиты вблизи берега на глубинах в первые десятки метров. Пески на глубине несколько сотен метров — это уже не обычные пески, а глауконитовые — продукт диагенеза и последующего перемива — или же это органогенные — фораминиферовые леси. Область развития песков окружена узкими зонами алевроитовых и алевроито-пелитовых терригенных слабокремнистых диатомовых и диатомово - радиоляриевых илов. Такая зональность наблюдается между берегом и глубоководной впадиной. Западнее глубоководной впадины развиты окисленные пелитовые осадки (красная глубоководная глина) и только на подводных возвышенностях появляются алевроито-пелитовые и пелитовые пелагические фораминиферовые илы. Таким образом, глубоководная впадина является как бы ловушкой, которая преграждает доступ более крупному терригенному материалу в область океанического дна.

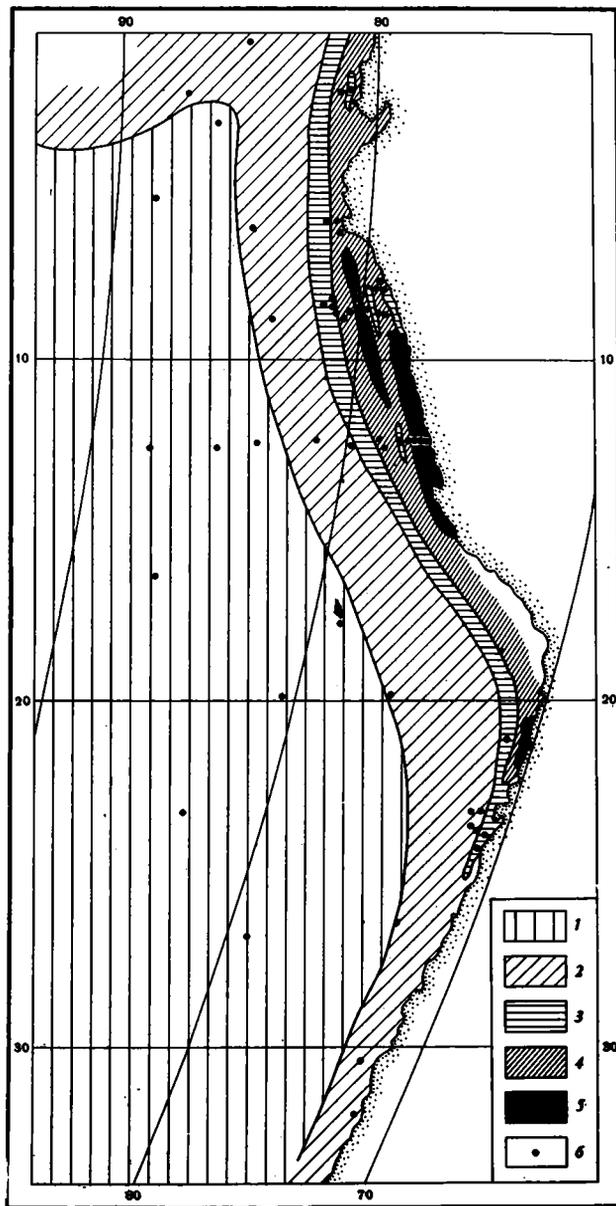
Максимальные концентрации карбонатов приходится на подводные возвышенности — область развития алевроитовых и алевроито-пелитовых пелагических фораминиферовых илов. Второстепенные максимумы наблю-



Фиг. 2. Содержание аморфного кремнезема в осадках, %
 1—<math>I < 5</math>; 2—5—10; 3—10—15; 4—15—20

даются в районах развития фораминиферовых илов шельфа и континентального склона в тропической зоне и в прибрежной полосе раковинных песков. Соответствующие карты-схемы здесь не приводятся, так как они мало отличаются от схем, помещенных в работе «Тихий океан» (1970).

Содержание аморфного кремнезема в осадках определяется гидрологическим режимом и связанным с ним развитием диатомового планктона



Фиг. 3. Содержание органического углерода в осадках, %
 1—<0,5, 2—0,5—1; 3—1—2; 4—2—5; 5—>5; 6—
 станции

в фотической зоне (фиг. 2). Максимальные концентрации аморфного кремнезема (до 16%) отмечены на перуанском шельфе в районе Кальяо, второстепенный максимум (до 12%) — в приэкваториальной зоне и полосе, вытянутой вдоль глубоководной впадины, где он возник вследствие массового развития диатомовых водорослей и радиолярий одновременно.

Максимальные концентрации $S_{орг}$ в осадках приурочены к прибрежной зоне шельфа к терригенным слабокремнистым диатомовым илам между 7°—14° ю. ш., второстепенный максимум отмечен вблизи 22° ю. ш. (фиг. 3). По мере удаления от суши количество $S_{орг}$ в осадках резко уменьшается.

Так как роль органического вещества, снесенного с суши, в изученных осадках весьма скромная, можно утверждать, что основная его масса накопилась за счет остатков диатомовых водорослей. И только в некоторых случаях повышенное содержание $C_{орг}$ связано не с диатомеями, а с фораминиферами: фораминиферовые осадки шельфа с $C_{орг}$ до 6%.

В осадках шельфа и континентального склона на глубинах 200—6000 м Цен Е Ан (Zen E An, 1959) отмечает градационную слоистость (фиг. 1). Она встречается и на глубинах порядка 80—100 м. Так, на станции 298 колонка имеет следующее строение:

Мелкоалевритовый зелёный ил с примесью карбонатов . . . 0—15 см
 Крупноалевритовый зелёный ил, грубеющий с глубиной . . . 15—23 »
 Песок зеленовато-серый с раковинами моллюсков . . . 23—25 »
 (между этим и нижележащим слоем наблюдается резкая и неровная граница.)

Алеврито-пелитовый серовато-синий плотный ил с обломками раковин моллюсков; с глубиной грубеет . . . 25—145 »

Тот же ил, но более грубый, переполненный раковинами и обломками раковин моллюсков . . . 145—153 »

Алеврито-пелитовый серовато-синий ил, слабокарбонатный, с редкими раковинами моллюсков . . . 153—225 »

Песок темно-серый, очень плотный, с обломками раковин моллюсков . . . 225—246 »

Почти во всей колонке присутствуют сероводород и сульфиды железа.

Осадки с градационной слоистостью обнаружены также на станции 287 — перегиб от шельфа к континентальному склону.

СОСТАВ ОБЛОМОЧНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Обломочные компоненты изучались во фракциях $>0,1$; $0,1—0,05$; $0,05—0,01$ мм. Результаты подсчета содержания компонентов по трем фракциям показаны суммарно (табл. 2). Разделение тяжелой жидкостью с удельным весом 2,7, как это рекомендует В. П. Петелин и И. А. Алексина (1970), не производилось. При разделении жидкостью с удельным весом 2,7 многие компоненты осадка (полевые шпаты, карбонаты, глауконит, обломки горных пород, вулканическое стекло и др.) попадают одновременно в легкую и тяжелую фракции. Фракция $>0,1$ мм и очень часто фракция $0,1—0,05$ мм, полученные при гранулометрическом анализе, содержали столь мало вещества, что не имело смысла разделять их тяжелой жидкостью; во фракции $0,05—0,01$ мм, хотя она и присутствовала в значительном количестве, разделение шло очень плохо. Главные тяжелые минералы осадков — роговые обманки, слюды, хлорит и др. — присутствуют, как правило, в значительных количествах (0,2—5%). Поэтому мы ограничились разделением в тяжелой жидкости с удельным весом 2,9 только единичных образцов, чтобы иметь представление о составе тяжелых — аксессуарных минералов и не пропустить редкие из них.

Состав обломочных компонентов песчано-алевритовой размерности следующий: кварц, полевые шпаты, обломки вулканического стекла, биотит, мусковит, хлорит, роговая обманка и аксессуарные минералы — эпидот, апатит, циркон, турмалин, рутил, гранат, сфен, ставролит, магнетит, ильменит, моноклинный и ромбический пироксен и др. Содержание аксессуарных минералов обычно невысокое: от единичных зерен до 0,1—0,2%. Обломки горных пород представлены песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами, эффузивами и гранитоидами. Встречаются главным образом в песчаной фракции, но в небольших количествах, и

голько в осадках с грубозернистым материалом содержание их заметно повышается.

Кварц встречается в виде угловато-окатанных зерен в песчаной фракции и угловатых — в алевритовой. Среди зерен кварца песчаной фракции наблюдаются хорошо окатанные, часто с железистыми рубашками на поверхности (гематитовыми и гидрогематитовыми). Иногда встречаются мозаичные и волнисто-гаснущие зерна. В единичных случаях отмечены зерна со следами бипирамидальных граней.

Полевые шпаты представлены главным образом кислыми плагиоклазами — от № 5—7 до № 30 ($Ng < 1,550$, углы симметричного угасания в разрезах, перпендикулярных (010) 7—13°). Форма зерен угловатая и угловато-окатанная. Обычно они в той или иной степени выветрелы: гидрослюдазированы или пелитизированы, некоторая часть зерен глауконитизирована. В небольшом количестве присутствуют щелочные полевые шпаты: ортоклаз и редко микроклин ($Ng = 1,525—1,528$), как правило, глауконитизированные. Почти всегда имеется довольно много ($1/5—1/4$ суммы полевых шпатов) более основных плагиоклазов от типа андезина №40—45 до лабрадора с $Ng = 1,558—1,561$. Полевые шпаты этого типа встречаются в виде угловатых зерен и не несут следов выветривания: исключительно свежие. Среди них в ряде случаев описаны кристаллы зонального андезина, характерные для эффузивных пород и лав.

Роговая обманка обыкновенная зеленая в виде призматических кристаллов и удлиненных осколков, часто со спайностью. Плеохроизм от темно-зеленого по Ng до зеленого и почти бесцветного по Np , с $Ng = 13—19°$. Показатели преломления ее обычно 1,675—1,700. Иногда встречается бурая роговая обманка с более высоким показателем преломления и почти прямым угасанием. Зерна роговой обманки, как и андезина, исключительно свежие.

Слюды имеют обычный вид и свойства; как правило, они гидратизированы и глауконитизированы. Довольно часто наблюдаются постепенные переходы биотита в глауконит с типичной для него агрегатной поляризацией. В двух-трех образцах описаны цветные слюды типа железистого биотита или лепидомелана с показателем преломления $> 1,700$.

Вулканическое стекло представлено обломками различной формы, обычно угловатыми, иногда каплевидными со структурой течения, редко с вкрапленниками кварца и полевого шпата, бесцветными. У стекла $n = 1,512—1,525$, что соответствует содержанию кремнезема 60—65% или лавам андезито-дацитового состава. Южнее 22° ю. ш. встречается стекло с $n = 1,525—1,535$ и в единичных случаях с $n \geq 1,540$, соответствующее лавам андезитового и андезито-базальтового состава. Стекла бурые и зеленые редки. Обломки вулканического стекла обычно свежие, неизменные, и только в красной глубоководной глине с цеолитами наблюдается заметное изменение стекла — монтмориллонитизация (?).

Содержание вулканического стекла в поверхностном слое осадков — доли, реже несколько процентов, а ниже встречаются прослои, обогащенные вулканическим стеклом, и настоящие пепловые горизонты (Zen E Ap, 1959). Вероятно, в недалеком прошлом вулканическая деятельность была более интенсивной.

Происхождение минералов различное. Большинство обломочных минералов попадало в осадки нормальным путем, т. е. при абразии берегов и благодаря сносу с суши водными течениями. Таким путем поступала преобладающая часть кварца, кислые плагиоклазы, слюды, хлориты и акцессорные минералы. Другая часть минералов была принесена ветром. Это в первую очередь вулканическое стекло, роговая обманка, пироксены, полевые шпаты типа андезина и др. Все они имеют угловатую форму зерен и всегда свежие. Пирокластические компоненты эолового разности присутствуют в осадках всей акватории примерно в одинаковых количествах, в то время как состав и содержание обломочных компонен-

тов, поступающих в осадки благодаря сносу с суши водными потоками и при абразии берегов, изменяются от места к месту. Их состав и содержание в осадках зависят от состава пород береговой зоны суши и климата.

К компонентам эолового разноса относятся также хорошо окатанные зерна кварца с железистыми рубашками на поверхности. Вероятно, они занесены ветром из прибрежной пустыни Южной Америки. Кварцевые зерна этого типа встречаются в небольших количествах в мелководных и глубоководных осадках вплоть до красной глубоководной глины на значительном расстоянии от берега (станции 254, 274, 277, 287 и др.).

Роль эолового разноса в целом довольно скромная. Это связано с тем, что в летнее время суша сильно прогревается, и при наличии в океане холодных течений в прибрежной зоне преобладают ветры западных и юго-западных румбов, развевающие пляжевые пески и уносящие их далеко в глубь континента (Тихий океан, 1967). Вероятно, эоловый разнос происходит на более высоких уровнях в атмосфере, как это наблюдается при вулканических извержениях.

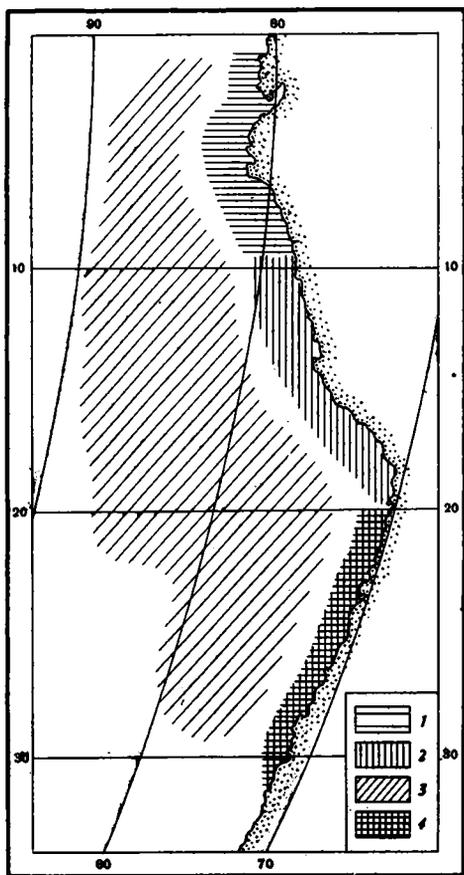
Неясны источники и способы переноса эпидота. Можно только предполагать, что он образуется при выветривании средних и основных плагиоклазов и некоторых темноцветных минералов и поступает в осадки нормальным путем и вследствие эолового разноса (?).

Происхождение обломочных компонентов пелитовой размерности различное. Несомненно, что часть глинистых минералов аутигенная: это глауконит континентального склона, возникший в процессе диагенеза, смешаннослойные минералы типа монтмориллонит — гидрослюда и монтмориллониты в красной глубоководной глине, где поступающий в осадок материал успевает частично или полностью трансформироваться. Однако значительная часть глинистых минералов, возможно большая, осадков шельфа и континентального склона имеет терригенное происхождение. Среди них преобладают гидрослюды, хлориты и смешаннослойные минералы типа гидрослюда — монтмориллонит. В осадках (южнее 20° ю. ш.) постоянно присутствует каолинит (Zen E An, 1959). Глинистые минералы поступали с суши при размыве берегов, сносились водными потоками и ветром.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ И ОБЛАСТИ СНОСА

Для акватории Тихого океана В. П. Петелин и И. А. Алексина (1970) выделяют три терригенно-минералогические провинции: андезитовую, охватывающую все тихоокеанское кольцо, гавайскую и центральную в области развития красной глубоководной глины и пелагических илов (фиг. 4). Андезитовая и центральная провинции имеют планетарные масштабы. Они не укладываются в обычное понятие провинций, и их лучше именовать надпровинциями.

Учитывая это обстоятельство, мы выделяем в изученной области три терригенно-минералогические провинции: северную прибрежную, южную прибрежную и океанического дна (фиг. 4). Две из них располагаются между сушей и глубоководной впадиной. У них изменение состава обломочных компонентов связано с изменением типа пород прибрежной зоны суши и климатом. Обе они входят в андезитовую надпровинцию В. П. Петелина и И. А. Алексиной. Третья провинция находится западнее глубоководной впадины, в области развития красной глубоководной глины и пелагических фораминиферовых илов, и входит в центральную надпровинцию В. П. Петелина и И. А. Алексиной. Здесь слабо сказывается влияние суши и более заметна роль эолового разноса. Поставщиком обломочного материала была прилегающая к океану суша, особенно ее береговая полоса, и выбросы вулканов.



Фиг. 4. Терригенно-минералогические провинции

1 — северная прибрежная; 2 — южная прибрежная; 3 — океаническая (ложе океана); 4 — область развития каолинита в осадках южной прибрежной провинции

Северная прибрежная провинция расположена между экватором и примерно 8—10° ю. ш. В составе обломочных компонентов преобладает кварц. В значительно меньшем количестве содержатся полевые шпаты, степень их выветрелости значительная. Вероятно, это связано с более влажным тропическим климатом прилегающей суши, а также наличием донных противотечений, перемещающих обломочный материал из экваториальной области на юг.

Постоянно присутствуют роговые обманки, эпидот, циркон, турмалин, рутил, гранат и довольно часто анатаз. Глинистые минералы представлены гидрослюдами и смешаннослойными минералами.

Южная прибрежная провинция находится между 8—10 и 30—32° ю. ш. В составе обломочной части осадков преобладают полевые шпаты, а кварца значи-

тельно меньше. Степень выветрелости слабая. Набор других минералов по сравнению с Северной провинцией более разнообразен. Постоянно присутствуют роговые обманки, эпидот, циркон, турмалин, гранат, рутил, часто встречаются апатит, сфен, ставролит, магнетит, ильменит, моноклинные и ромбические пироксены.

Такой набор минералов определяется составом пород прибрежной зоны и климатом. Береговая полоса южноамериканского континента от 8 до 18° и от 23 до 37° ю. ш. сложена гранитоидами разного возраста, а климат здесь аридный.

Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды, затем следуют хлориты и смешаннослойные. Состав глинистых минералов отражает условия выветривания на суше: горная страна с аридным климатом, со слабо развитыми корами выветривания и преобладанием щелочных условий среды в почвах и зачаточных корках выветривания была поставщиком именно этих минералов (гидрослюды, монтмориллониты, гидрохлориты). Появление каолинита в осадках там, где на суше находится пустыня Атакама, казалось бы, противоречит этому. Однако надо иметь в виду, что каолинит мог быть занесен в эту область прибрежными течениями, следующими с юга на север из районов гумидного климата. Транспортировка материала частично могла осуществляться волнами на мелководье, возникающими под воздействием распространенных здесь юго-западных ветров.

Провинция океанического дна (ложе океана) расположена западнее глубоководной впадины, где развиты пелагические фораминиферовые илы и красная глубоководная глина. В пределах этой провинции слабее сказывается влияние суши и заметно возрастает роль пирокластического

материала, принесенного ветром. Среди обломочных компонентов значительно меньше кварца и полевых шпатов, соотношение между ними примерно 1:1. Значительно меньше слюд и хлоритов, и увеличивается содержание вулканического стекла. Из других минералов постоянно присутствует в небольших количествах зеленая роговая обманка и иногда турмалин. Заметна примесь космогенного материала. Глинистые минералы представлены смешаннослойными образованиями типа гидрослюда — монтмориллонит, гидрослюдами и хлоритами, появляются цеолиты и железо-марганцевые конкреции, но все это, как мы предполагаем, главным образом аутигенного генезиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Донные осадки юго-восточной части Тихого океана вблизи берегов Перу и Чили образовались в условиях режима современной геосинклинали, охватывающей район шельфа, континентального склона и глубоководной впадины, и океанического кратона — ложа океана. Об этом свидетельствуют полимиктовый состав осадков, присутствие вулканогенного материала, наличие узких фациальных зон, вытянутых вдоль оси прогиба, градационной слоистости и т. п. В области ложа океана развиты красные глубоководные глины и пелагические фораминиферовые илы.

Благодаря своеобразному гидрологическому режиму — наличию холодных течений — наблюдается высокая продуктивность планктона и как результат этого высокое содержание органического вещества в осадках.

На шельфе уже в поверхностном слое осадков происходит интенсивная редукция сульфатов, образование сероводорода и сульфидов железа. Местами на шельфе и континентальном склоне идет образование фосфоритов и глауконита. Мы не располагаем сведениями о заражении придонных вод сероводородом, но такое периодическое заражение можно предполагать аналогично тому, как это происходит на шельфе Юго-Западной Африки (Батурин и др., 1970).

Современные осадки — слой от 1 до 10 см — на всей площади дна характеризуются постоянным присутствием органических компонентов: диатомовых водорослей — от долей до 60%, радиолярий — от долей до 80%, спикул губок от долей до 7%, зубов и костей позвоночных — от долей до 7%, фораминифер — от долей до 80%, спор и пыльцы наземных растений — доли процента (все во фракции $>0,01$ мм). Только раковины моллюсков локализованы в узкой области мелководного шельфа.

Состав обломочных компонентов демонстрирует зависимость от климата прилегающей суши и ее геологического строения — состава пород. На большей части территории Перу и Чили господствует аридный климат, что обуславливает высокое содержание полевых шпатов в осадках. Низкое содержание полевых шпатов и появление каолинита связаны с влиянием гумидных областей, расположенных у экватора и в высоких широтах. Питание осадков обломочным материалом происходит за счет сноса с суши, абразии берегов, эолового разноса из областей пустынь и выбросов вулканов.

Намечаются три терригенно-минералогические провинции: северная прибрежная с преобладанием кварца над полевыми шпатами, южная прибрежная с преобладанием полевых шпатов над кварцем и появлением на ее южной границе каолинита, провинция океанического ложа, где слабее сказывается влияние суши, происходит относительное обогащение вулканогенным материалом и абсолютное — разными аутигенными минералами.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н., Петелин В. П., Коченов А. В. Фосфоритообразование на шельфе Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.
- Безруков П. Л., Лисицын А. А., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Осадконакопление в Мировом океане. Карта масштаба 1 : 60 000 000. Физико-географический атлас мира. М., «Наука», 1964.
- Бурков В. А., Панфилов С. Г., Моисеев Л. К., Зубин А. Б. Течения и водные массы юго-восточной части Тихого океана.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1971, т. 89.
- Герт Г. Геология Анд. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.— В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, М., «Наука», 1970.
- Саидова Х. М. О современных осадках района тихоокеанского побережья Южной Америки.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1971, т. 89.
- Тихий океан. Берега Тихого океана. М., «Наука», 1967.
- Тихий океан. Осадконакопление в Тихом океане. М., «Наука», 1970.
- Fischer R. Preliminary report on Expedition Downwind.— Inter. Geoph. J. Gen. Rep. Ser. 2, 1958.
- Schott G. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg, 1935.
- Zen E. An. Preliminary report on the mineralogy and petrology of some marine bottom samples off the coast of Peru and Chile.— Amer. Mineralogist, 1957, v. 42.
- Zen E. An. Mineralogy and petrology of marine bottom sediment samples off the coast of Peru and Chile.— J. Sediment. Petrol., 1959, v. 29, No. 4.

Ленинградский университет,
Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
10.III.1971

УДК 551.352 (266)

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПОЛИГОНА В ЮЖНОЙ КОТЛОВИНЕ ТИХОГО ОКЕАНА

**Н. С. СКОРНЯКОВА, И. О. МУРДМАА, Н. Г. ПРОКОПЦЕВ,
В. И. МАРАКУЕВ**

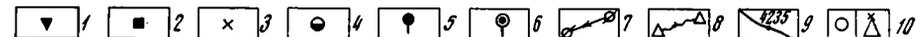
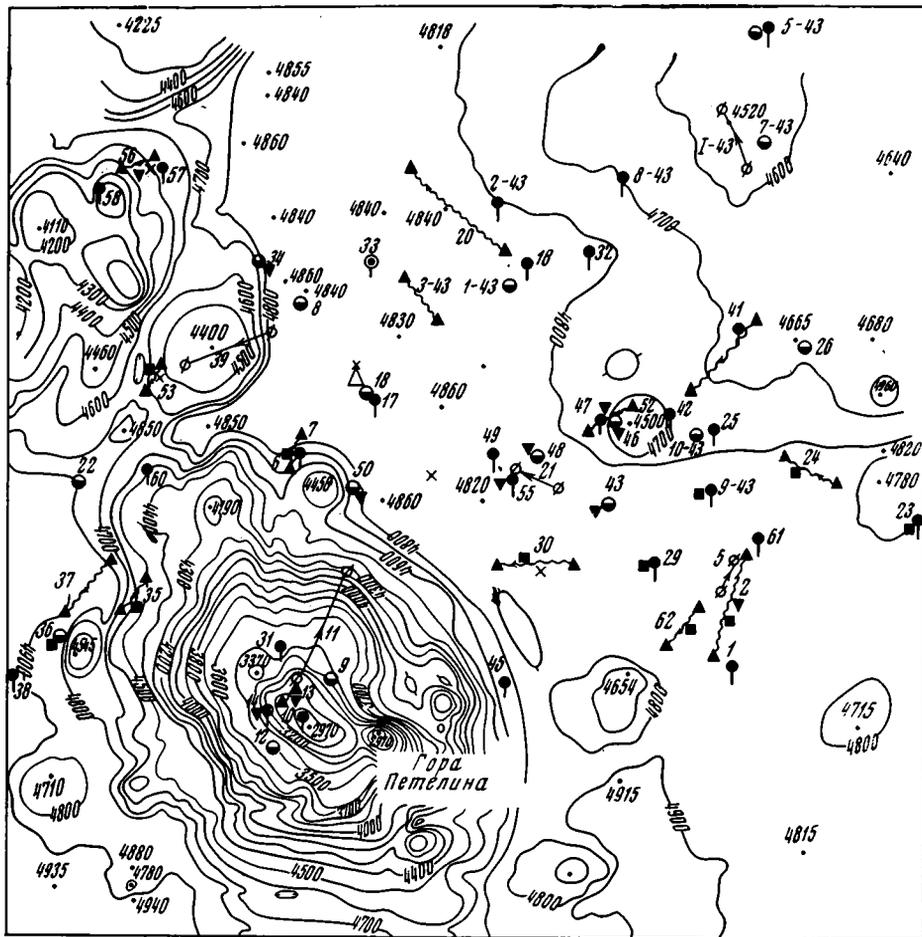
В 43-м и 48-м рейсах исследовательского судна «Витязь» проведены детальные геологические работы на участке ложа южной котловины Тихого океана (22°42' ю. ш.; 160°50' з. д.). Опробованием и фотографированием дна обнаружено прерывистое залегание осадков, крайне неравномерное пятнистое распределение железо-марганцевых конкреций, наличие многочисленных выходов вулканических пород и тонких плиток базальта на поверхности осадков. На глубинах ниже 4700 м залегают эвпелагические глины с переменным содержанием цеолитов вплоть до цеолитовых осадков, на меньших глубинах осадки карбонатные. Выделено несколько типов эффузивных и вулканокластических пород, в том числе оливковые базальты, авгититы, гиалокластиты. Обнаружены признаки интенсивной гидротермальной переработки осадков и пород в определенных районах.

Одно из важных достижений современных морских геологических исследований — выявление геологической неоднородности океанского дна. Установлено, что неравномерность и прерывистость распределения глубоководных осадков — характерная черта океанского седиментогенеза (Безруков, 1962, 1964). Получены многочисленные сведения о большом разнообразии и быстрой изменчивости в пространстве магматических, осадочных и метаморфических пород дна океана. Однако только начатые в последние годы полигонные исследования позволяют подойти на конкретном материале к вскрытию истинной картины этой сложной изменчивости. В частности, такие работы, проведенные в 43-м рейсе исследовательского судна «Витязь» в 1968 г., позволили впервые изучать на небольших участках ложа океана фаціальную изменчивость глубоководных пелагических осадков и вулканических пород (Безруков, 1969; Скорнякова и др., 1971).

В 48-м рейсе «Витязя» (1970 г.), полигонные геологические исследования ложа Тихого океана были продолжены. Получены новые свидетельства прерывистости осадочного покрова и фаціальную изменчивости пелагических осадков, особенно в районах расчлененного рельефа дна и проявления подводной вулканической деятельности.

Очень интересными оказались данные, собранные на полигоне (станция 6298, координаты буя 22°41'9 ю. ш.; 160°50'8 з. д.) в южной тропической зоне Тихого океана. Этот полигон расположен на расчлененной поверхности дна северной части южной котловины в месте, где в 43-м рейсе «Витязя» был полигон I (станция 5965, Скорнякова и др., 1971). Большая часть полигона I 43-го рейса вошла в пределы нового полигона, составляя его северо-восточную четверть.

В пределы полигона площадью 20×20 миль (36×36 км) входят три крупных элемента рельефа: вулканический хребет, пологохолмистая возвышенность и неглубокая депрессия между ними (фиг. 1).



Фиг. 1. Карта расположения точек взятия проб осадков и образцов вулканических пород (batimетрия по Л. К. Затонскому)

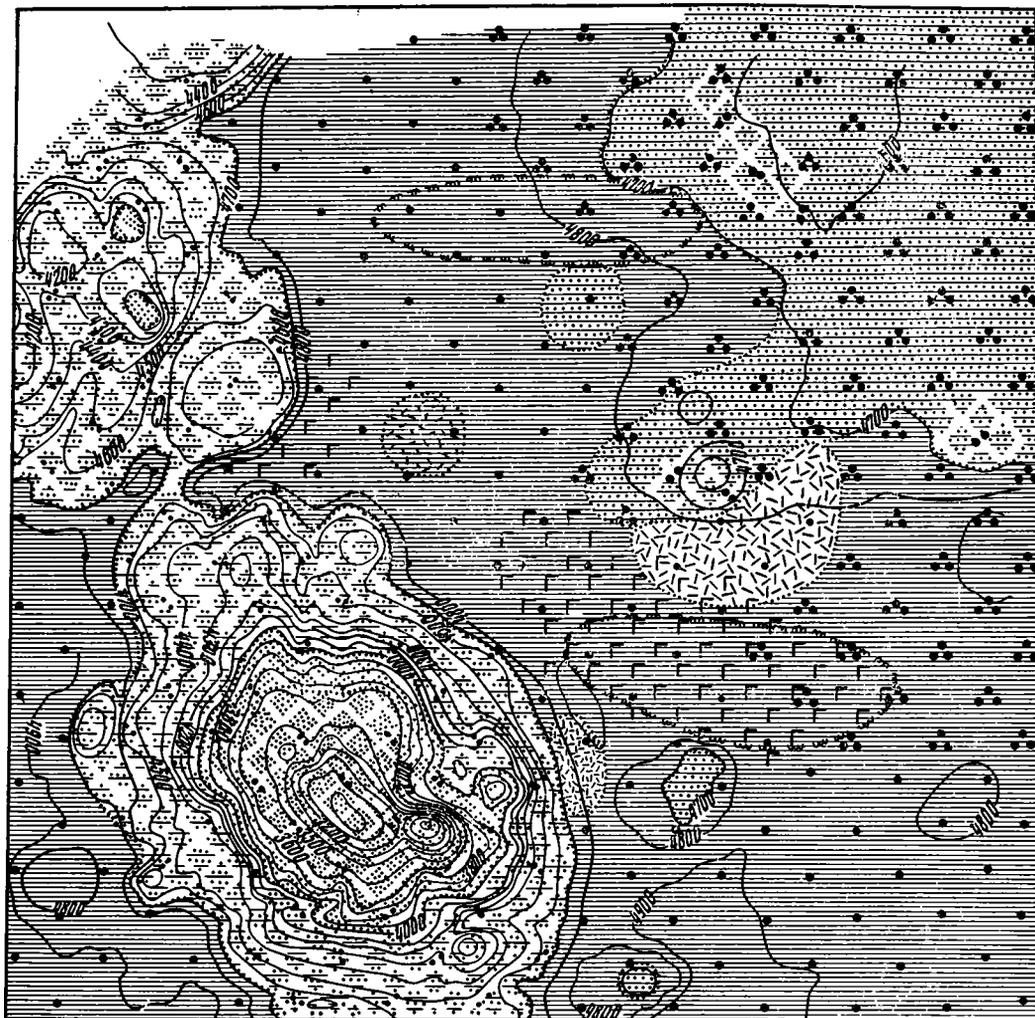
1 — гиаокластические туфы; 2 — базальты; 3 — фосфатизированные породы и древние осадки; 4 — дночерпатель; 5 — прямоточная трубка; 6 — трубка большого диаметра; 7 — место траления; 8 — фоторазрез; 9 — изобаты и отметки глубин, м; 10 — положение буя

Вулканический хребет, занимающий всю западную часть полигона, включает в себя крупный вулканический конус (гора Петелина) с минимальной глубиной 2970 м и несколько более низких вершин с глубинами 3890—4400 м, расположенных на едином цоколе.

В северо-восточной части полигона расположено невысокое пологохолмистое поднятие с глубинами над вершинами отдельных холмов 4650—4700 м. Относительная их высота 150—200 м. Между хребтом и возвышенностью, почти параллельно хребту, с северо-запада на юго-восток протягивается депрессия с глубинами 4830—4915 м. Конфигурация рельефа позволяет (по данным Л. К. Затонского) предположить наличие субширотных разломов в центральной и северной частях полигона.

Геологические работы на полигоне выполнены на 62 точках. На 26 из них взяты колонки, на 13 — дночерпательные пробы, на 13 проведены траления и на четырех получены серии фотоснимков дна.

Фотографирование дна проводилось фотоустановкой ПФ-68, позволяющей делать большую серию снимков (до 100) без перезарядки плен-



Фиг. 2. Карта донных осадков полигона 6298

1 — эвпелагические глины; 2 — цеолитовые глины — алеврито-пелитовые илы; 3 — цеолитовые глины — пелитовые илы; 4 — палагонито-цеолитовые глины; 5 — известковые песчано-алевритовые осадки; 6 — известковые пелитовые илы (>50% CaCO₃); 7 — мергелистые эвпелагические глины (10—50% CaCO₃); 8 — площади с преобладанием обнажений вулканических пород, прерывистым осадочным покровом; концентрация конкреций (%) на поверхности дна: 9 — 0—100, 10 — 0—40, 11 — 40—100; 12 — плитчатые лав; 13 — области распространения гидротермально измененных осадков

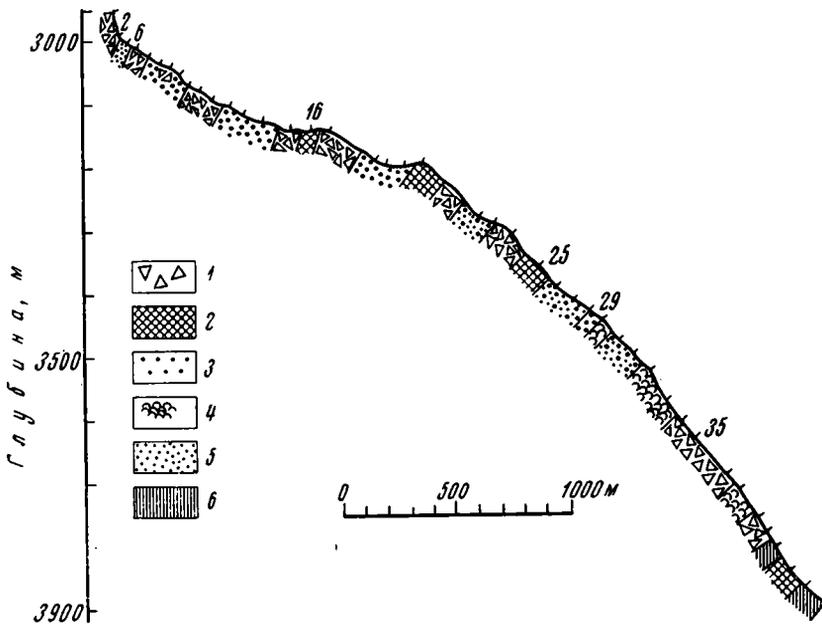
ки. Выполнено четыре таких серии по 25—36 кадров. Каждый кадр охватывает площадь дна 2,1 м². Снимки проводились с интервалами около 2 мин., что соответствовало в зависимости от дрейфа судна расстоянию между кадрами 20—30 м. Фотосъемкой охватывалась полоса дна длиной 0,5—4 км, шириной 2 м.

Собранные материалы с использованием данных, полученных здесь ранее в 43-м рейсе, позволили составить карту донных осадков (фиг. 2). На карте показаны также районы прерывистого осадочного покрова и преимущественного обнажения эффузивных пород, районы развития гидротермально измененных осадков и плитчатых лав.

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ

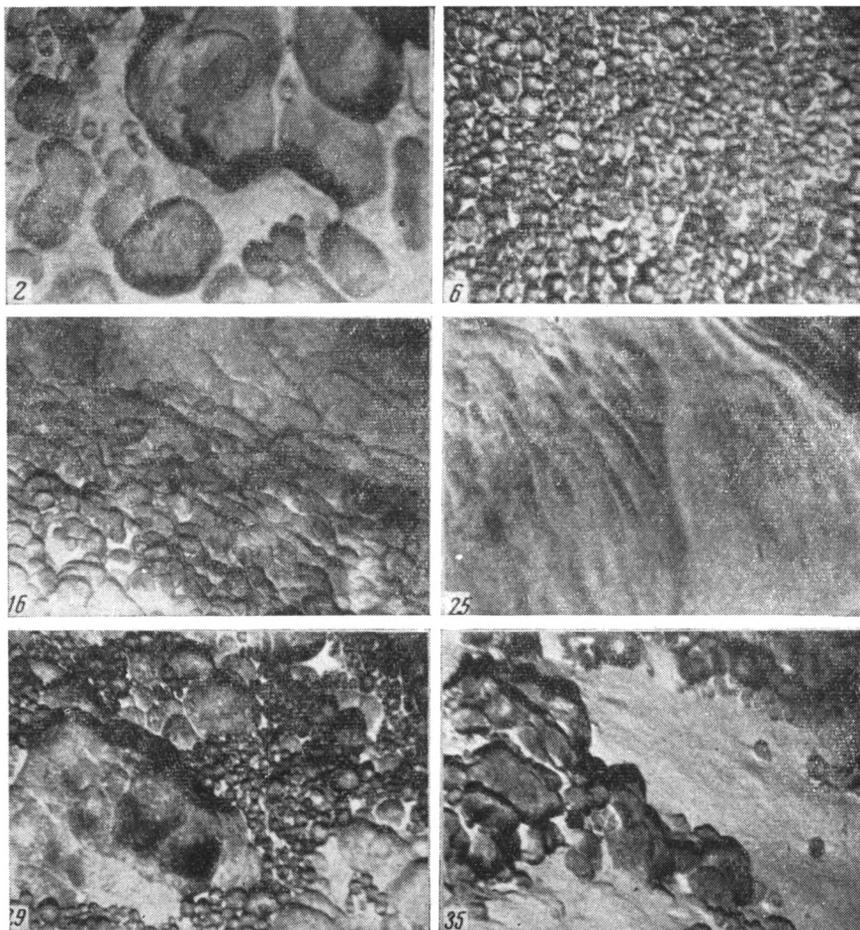
Поверхность вулканического хребта, судя по данным геологического опробования и фотографий дна, почти лишена осадочного покрова (фиг. 3, 4). На фотографиях отчетливо видна обнаженная крупнобугристая поверхность шаровых лав, гладкая ступенчатая поверхность лавовых потоков (фиг. 4, 16, 25), нагромождение глыб туфобрекчии, покрытых марганцевой коркой (фиг. 4, 2, 29, 35), и марганцевые конкреции (фиг. 4, 6, 29). Лишь местами на пологих участках склонов, в западинах и углублениях между глыбами вулканических пород, поверхность гор покрыта пелагическими карбонатными осадками. На вершине горы Петелина на глубинах до 3500 м встречены плохо сортированные фораминиферные осадки песчано-алевритовой размерности, с обломками хлоритизированного и палагонитизированного стекла, цеолитами и микроконкрециями. Ниже по склону они сменяются известковыми пелитовыми илами, а затем с глубин 4000—4100 м — мергелистыми эвпелагическими глинами. Местами карбонатные осадки оползнями перемещены в прилегающие депрессии, образуя там, на глубинах ниже критической глубины карбонатакопления, шлейфы обогащенных карбонатным материалом эвпелагических глин.

В некоторых колонках, взятых с поверхности хребта, современные карбонатные осадки на глубине в несколько десятков сантиметров сменяются бескарбонатными или слабокарбонатными эвпелагическими глинами. В шлифах из зоны контакта наблюдаются причудливые полосчато-прожилковые и брекчиевидные текстуры, образованные чередованием участков разной карбонатности, создающие впечатление растворения карбонатного материала по тонким извилистым прожилкам и ослабленным зонам. Нередко такие прожилки обогащены гидроокислами железа и марганца («рудной пылью»). Возможно, что здесь происходило растворение карбоната с одновременным перераспределением рудного вещества под воздействием кислых растворов. Смена карбонатных осадков



Фиг. 3. Профиль дна фоторазреза, точка 11

1 — гнаолоклястические туфобрекчии; 2 — монолитный лавовый покров; 3 — конкреции; 4 — шаровые лавы; 5 — песчано-алевритовые известковые осадки; 6 — известковые пелитовые илы. Числа рядом с профилем — номер кадра



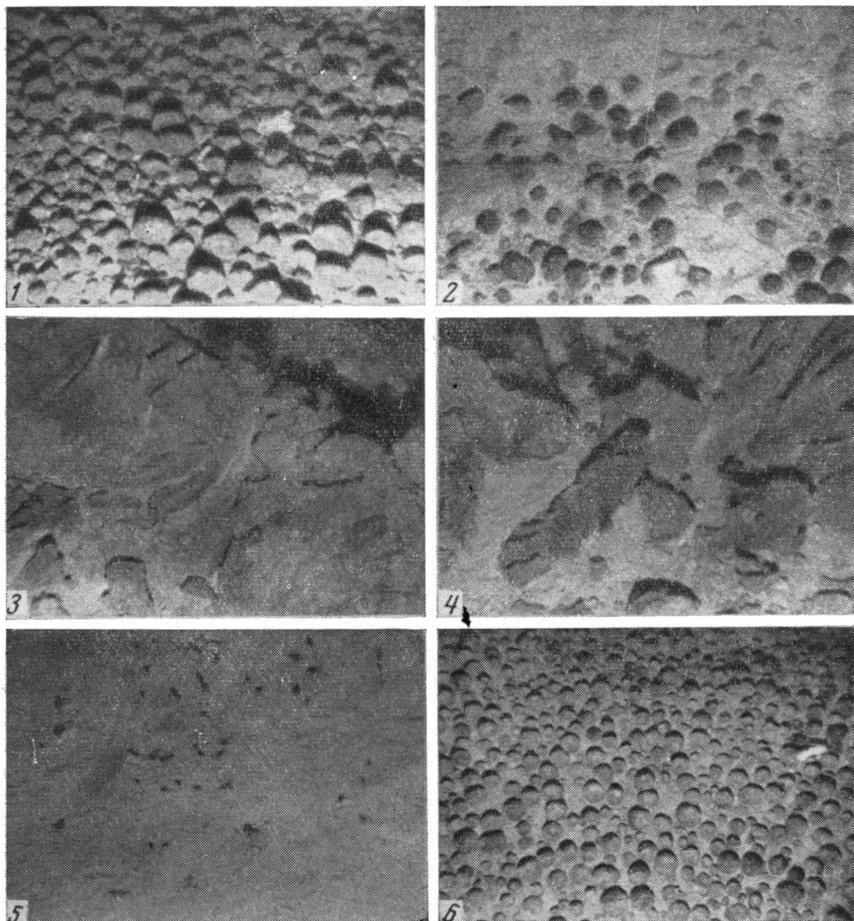
Фиг. 4. Фотографии дна, точка 11
Числа около фотографий — номера кадров

бескарбонатными может свидетельствовать об изменении положения критической глубины карбонатакопления по отношению к поверхности дна. Скорее всего происходило тектоническое поднятие вулканического хребта, в результате чего области дна, ранее находившиеся ниже критической глубины пелагического карбонатакопления, в настоящее время поднялись выше ее.

Поверхность осадков на вершинах и склонах гор обычно усеяна марганцевыми конкрециями. Конкреции встречаются и в виде осыпей на обнаженной поверхности вулканических гор (фиг. 4, 6, 29). Распределение конкреций неравномерное — степень покрытия ими площади дна от 0 до 100% (фиг. 2).

Формы конкреций очень разнообразны: встречаются практически полностью оруденелые шаровидные мелкие (2—3 см в диаметре) и крупные угловатые и плитчатые неправильной формы с маломощной рудной коркой и ядрами эффузивных пород.

Прерывистый крайне маломощный слой осадков на склонах вулканических гор сменяется практически непрерывной осадочной толщей в центральной депрессии. По данным сейсмопрофилирования (данные В. В. Здравенина) мощность осадочного покрова здесь 60—100 м.



Фиг. 5. Фотографии дна
Точка 5 — фото 1—2, точка 21 — фото 3—5 и точка 1—43 — фото 6

Поверхностный слой осадков в депрессии на глубине более 4700 м состоит в основном из эвпелагических глин с цеолитами. Окраска глин темно-шоколадная, иногда красновато-коричневая. Глинистая составляющая их представлена хорошо раскристаллизованным монтмориллонитом и смешаннослойными монтмориллонит-гидрослюдисто-хлоритовыми минералами, образовавшимися по вулканогенному материалу (Скорнякова и др., 1971). Алевритовая фракция представлена цеолитами, красно-бурыми изотропными зернами палагонита, микроконкрециями, костными остатками, обломками цеолитизированного туфа и в меньшей степени обломочными минералами.

Местами эвпелагическая глина на аналогичных глубинах сменяется цеолито-палагонитовой и цеолитовой глиной, содержащей 30—50% цеолитов. Это темно-красновато-коричневые пелитовые или алеврито-пелитовые илы, пятнистые, комковатые и микробрекчиевидные. Состав глинистых минералов в цеолитовых осадках отличается увеличением доли смешаннослойных минералов. Палагонитовые глины характеризуются слабой раскристаллизацией глинистой составляющей и обогащением пелитовой фракции тонкодисперсным палагонитом и пылевидными рудными стяжениями. В колонках наблюдается чередование слоев, в разной степени обогащенных цеолитами (50—70%) и костным детритом (10—20%).

В восточной части депрессии на склоне северо-восточной возвышенности на глубинах более 4700 м протягивается язык мергелистых эвпелагических глин. Брекчиевидная текстура этих глин и глубины распространения свидетельствуют, по-видимому, об их оползневом происхождении.

На поверхности осадков в депрессии залегают марганцевые конкреции. На ряде станций они встречены и в толще осадков. Распределение конкреций в депрессии неравномерно. Восточная часть депрессии, смыкающаяся к пологой северо-восточной возвышенности, характеризуется более равномерными и высокими концентрациями конкреций — до 60—70% площади дна (фиг. 5, 1). Конкреции обычно шаровидные, реже овально-уплощенные, грубослоистые, очень крепкие, практически полностью оруденелые. Ядрами их часто служат сильножелезистые концентрически-слоистые стяжения, обогащенные кластическим материалом и мелкими зубами рыб. Реже в ядрах встречаются крупные древние зубы акул.

Западная и центральная части депрессии отличаются неравномерными и более низкими концентрациями конкреций, обычно они покрывают здесь менее 40% площади дна. Местами конкреции вообще отсутствуют (фиг. 5, 2, 5). Формы конкреций разнообразны: овальные, сростковые, шаровидные, плитчатые, иногда разрушенные и вновь «залеченные», полностью оруденелые и с ядрами из обломков гиалокластиков и базальтов.

На поверхности пологохолмистой возвышенности северо-восточной части полигона на глубинах менее 4700 м эвпелагические глины становятся мергелистыми. Они содержат примесь целых раковин фораминифер и их детрита, цеолиты, палагонит, костные остатки, микроконкреции, единичные радиолярии и спикулы губок и немного обломочных минералов. На поверхности эвпелагических глин почти сплошным слоем залегают железо-марганцевые конкреции, преимущественно шаровидные. Концентрация конкреций 60—100% (фиг. 5, 6).

Максимальные величины концентраций отмечены на поверхности абиссальных холмов. Конкреции здесь шаровидные, реже овально-уплощенные, очень крепкие, грубослоистые, почти полностью состоящие из рудного вещества. Ядрами их служат рудные же стяжения, обогащенные гидроокислами железа и кластическим материалом, реже встречаются зубы акул. На абиссальных холмах южной части возвышенности ядра представлены обломками палагонитизированного и хлоритизированного стекла.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

На большинстве фотографий дна, снятых на вершинах и склонах вулканического хребта в западной части полигона, видны обнажения вулканических пород: лав и туфобрекчий (фиг. 2, 3, 2, 16, 25 и др.). Обширные поля лавовых плиток и глыб обнаружены на дне ложбины в центральной части полигона. Обнажения коренных пород, вероятно, вулканических, имеются (судя по фотографиям дна) также на склонах абиссальных холмов восточной части полигона. Многочисленные образцы вулканических пород были собраны тралом на вершине и у подножья основного вулканического конуса, на склонах северной части вулканического хребта и на дне ложбины. Они представляют значительное разнообразие эффузивных пород, гиалокластических туфов и туфобрекчий, в разной степени измененных вторичными процессами. Обломки вулканических пород добыты на ряде станций также грунтовыми трубками и дночерпателями (фиг. 1).

Эффузивные породы — оливинные базальты разной степени раскристаллизации (от гиалобазальтов до базальтов с микрокристаллической структурой), плагиобазальты и авгититовые лавы.

На вершине и склонах хребта были подняты угловатые обломки щелочного массивного оливинового и плагиоклазового базальта. Сильно измененный оливиновый базальт встречен на станциях 7 и 53. Структура его порфировая. Вкрапленники в 1—2 мм представлены зернами оливина, целиком замещенного агрегатами группы идингсит — боуленгита. Основная масса состоит из тонких лейст плагиоклаза, образующих радиально-лучистые веерообразные микроагрегаты. Интерстиции между лейстами плагиоклаза заняты хлоритизированным стеклом и рудными зернами.

На станции 7 обнаружена также и другая разновидность базальтов с относительно крупными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. Основная масса состоит из длиннопризматических лейст плагиоклаза, измененного стекла и рудных зерен приблизительно в равных соотношениях. Ориентировка лейст плагиоклаза беспорядочная. По зернам основной массы и в виде псевдоморфоз по порфировым вкрапленникам развит хлорит-серпентиновый агрегат, замещающий, очевидно, оливин. Состав плагиоклаза во вкрапленниках близок чистому анортиту, в крупных лейстах основной массы содержание анортитовой молекулы снижается до 60—70%. В порфировых вкрапленниках плагиоклаз сдвойникован по альбитовому закону, в лейстах и мелких призматических зернах — по альбит-карлсбадскому.

На станциях 2, 24, 30 и 62 на дне ложбины (фиг. 1) тралы принесли плитки базальтов и фрагменты подушечных лав. Плитки очень тонкие, мощностью 0,5—2,5 см, часто искривленные, скрученные, с канатной структурой течения. Верхняя поверхность их неровная, ребристая. Иногда в раздувах плиток наблюдается микрошаровая отдельность со сферами 0,5—1,5 см в диаметре. Нижняя поверхность плиток гладкая, словно полированная. Местами лава образует на ней каплевидные бугры и «сопки». Базальты большей частью свежие, мало измененные, почти лишенные марганцевых корок. Серии подводных фотографий, выполненные в этой зоне на станциях 5 и 21, показали, что лава залегает на поверхности осадков (фиг. 5, 3, 4).

Лавы в плитках стекловатые и полустекловатые, с поверхности покрытые корочкой закалки. Корки закалки толщиной от первых до 10 мм представляют собой прозрачное буроватое стекло, разбитое многочисленными трещинами. Вдоль трещин по стеклу развит палагонит. В стекловатой корке и во внутренних частях плиток, как и в подушечной лаве, более или менее равномерно распределены микропорфировые вкрапленники. Состав последних варьирует, но преобладает оливин, а редко, в единичных зернах, встречаются вкрапленники бледнокрашенного титан-авгита. Основная масса внутренних частей более толстых плиток и «подушечных» лав крипто- или микрокристаллическая, наблюдаются сферолитовые радиально-лучистые сростки микролитов. В большинстве стекловатых плиток отмечается четко выраженное зональное строение, обусловленное увеличением степени раскristаллизации стекла от кровли к подошве. Зональное строение лавовых потоков иногда нарушается брекчированием, начиная от брекчированности верхней палагонитизированной корки до полного раздробления породы и образования лавобрекчии. Во многих случаях в плитчатых лавах видна флюидальная текстура течения, подчеркиваемая распределением рудных зерен и микрокристаллитов.

Единичные обломки пузыристой авгититовой лавы были обнаружены на станции 7 у подножья вулкана и на станции 23 в восточной части полигона. Порода состоит из микро- или криптокристаллических радиально-лучистых агрегатов титан-авгита и многочисленных зерен магнетита. Пузырьки составляют до 30—60% объема породы и обычно не содержат вторичных минералов. Лишь кое-где заметны тонкие цеолитовые корочки. Сходные эффузивные породы были ранее обнаружены в ряде

точек ложа южной котловины Тихого океана (Прокопцев, Мурдмаа, 1970).

Туфобрекчи и добыты тралами в большом количестве на вершине горы Петелина (станция 13), а также севернее — на поверхности вулканической гряды (станция 53). Это крупные глыбы и обломки, покрытые железо-марганцевыми корками. Гиалокластические палагонитовые туфы встречены на поверхности вулканической гряды (станция 53), у подножья вулкана (станция 7), а в ядрах конкреций — также на абиссальном холме центральной части полигона (станция 43, 46, 48).

На станции 13 с вершины вулкана с глубины 3050 м трал принес крупную глыбу (99×79×48 см) гиалокластической брекчии. Она состоит из неправильных угловатых фрагментов измененного вулканического стекла и своеобразных крупных палагонитовых глобуль с небольшим количеством обломков раскристаллизованного базальта.

Угловатые обломки измененного стекла размером 0,5—5 мм слагают главную массу породы. Центральная их часть сложена компактными лепидобластовыми, иногда радиально-лучистыми агрегатами хлорита и зеленовато-бурого гидробитота (?). По периферии обломки имеют зональное строение, обусловленное тончайшим чередованием параллельных зон темно-бурых гидроокислов железа и тончайших крустификационных и лепидобластовых агрегатов хлорита и гидрослюдь (?), окрашенных в зеленые тона. В обломках встречаются вкрапленники полностью измененных плагиоклазов и оливина. Оливин замещен тонкочешуйчатым агрегатом идингсита, а плагиоклаз цеолитизирован.

Глобули гиалобазальта размером 1—3,5 см сложены бурым почти целиком палагонитизированным стеклом с включением полностью измененных вкрапленников оливина и плагиоклаза и участков базальта различной степени раскристаллизации.

Глобули имеют концентрически-зональное строение, обусловленное как концентрически-зональным распределением микролитов, вкрапленников и участков раскристаллизованного базальта, так и зональным характером вторичных изменений (палагонитизации и хлоритизации) и концентрически-скорлуповатой трещиноватостью. В слабодискристаллизованных участках глобуль с зародышевой вариолитовой структурой хорошо выражена текстура течений. Форма вариолей эллипсоидальная, размер 0,1—0,3 мм, центральные части их состоят из тончайших игольчатых микролитов плагиоклаза, обрамленных бурыми дендритовидными зародышами кристаллов пироксена. Обычно вариоли строго ориентированы и образуют подобие струек, которые, как правило, закручены по форме глобуль.

Брекчия в целом несет следы сильных вторичных гидротермальных изменений, в результате чего контуры обломков и вкрапленников, хорошо различимые при одном никеле, теряются при скрещенных в крипстикристаллической массе вторичных продуктов.

С небольшого холма севернее вулкана (станция 53, глубина 4530 м) была поднята глыба брекчии размером 72×60×50 см вместе с обломками базальта и плитками палагонитового туфа. Эта глыба состоит из крупных угловатых обломков базальта, цементированных сильно измененной (пелитизированной, цеолитизированной и фосфатизированной) гиалокластикой и измененной эвпелагической глиной с костными остатками. Брекчия фосфатизирована. Содержание P_2O_5 в цементирующей массе (по данным Г. Н. Батурина) 3,1—4,5%. Интересно отметить наличие обломков фосфатизированной гиалокластики в ядрах конкреций и на вершине более северных вулканических гор. В ядре одной из конкреций со станции 56 встречен тонкозернистый слабодвупреломляющий фосфорит, содержащий до 24,8% P_2O_5 , с редкими включениями обломков хлоритизированной гиалокластики.

В северной части депрессии в 43-й рейсе «Витязя» (на станции 2-43, фиг. 1) колонка вскрыла сложное чередование темно-шоколадных и желтовато-коричневых эвпелагических и палагонит-цеолитовых глин с почти черными прослоями, резко обогащенными гидроокислами железа, марганца и отбеленных глин. Изучение высокодисперсных минералов показало, что характерные для эвпелагических глин данного района смешанно-слоистые глинистые минералы с неупорядоченным чередованием пакетов монтмориллонита, хлорита, гидрослюд сменяются в отбеленных прослоях хорошо окристаллизованными глинистыми минералами преимущественно группы хлорита — вермикулита. Формирование подобных прослоев связывалось с гидротермальным изменением осадков (Скорнякова и др., 1971).

Работами 48-го рейса получены новые свидетельства гидротермальной деятельности в этом районе. На карте донных осадков (фиг. 2) показаны две зоны гидротермально измененных осадков и пород в северной и центральной частях депрессии.

На станции 20 в северной части депрессии трал принес куски глины разного цвета и обломки пород.

Куски (до 30—45 см в поперечнике) темно-коричневой эвпелагической уплотненной глины пронизаны пустотами, вероятно, газовыми, и покрыты с поверхности пленкой гидроокислов железа и марганца. Глина брекчиевидная, комковатая, в одних участках обогащена цеолитами, в других — костным детритом, насыщена рудными дендритами и микростяжениями. Глинистое вещество хорошо раскристаллизовано, особенно около минеральных зерен и рудных стяжений, вокруг которых образуются своеобразные ободки («корочки») ориентированных листочков глинистых минералов с волнистым агрегатным угасанием.

Куски отбеленной глины (до 25 см) имеют прожилки и пятна серовато-голубого цвета. Глина тонкая, однородная, состоит из хлорита-вермикулита с небольшой примесью обломочных минералов. Атомно-адсорбционный анализ показал обогащение отбеленных глин цинком до 0,14% при обычном содержании его в эвпелагических глинах этого района 0,02—0,03% (анализы В. В. Гордеева).

Куски (до 25 см в поперечнике) темно-коричневой глины имеют участки и крупные линзы серой глины с ярко-голубоватыми прожилками. По составу глинистых минералов она идентична хлорит-вермикулитовым отбеленным глинам и отличается лишь значительным обогащением тончайшими стяжениями рудного вещества. Заключенные в темно-коричневой глине линзы серой глины состоят из бесструктурного практически изотропного глинистого вещества, пронизанного тончайшими неориентированными волокнами актинолита. Цвет актинолита от бледно- до густозеленого, плеохроизм ясный, удлинение положительное, $n = 1,640—1,650$. Актинолит подтвержден рентгеном. В глине рассеяны тонкие призматические кристаллы аутигенного апатита.

Обломок плотной бледно-желтой актинолитовой породы состоит в основном из тонких волокон, сноповидных и метельчатых агрегатов актинолита. Среди них рассеяны зерна пироксена размером до 0,1 мм. Наблюдается нарастание метельчатых агрегатов актинолита на торцах призматических кристаллов пироксена, часть которых полностью замещена актинолитом. В породе присутствуют довольно крупные овальные и округлые пустоты, похожие на миндалины, стенки которых выстланы «корочкой» хорошо раскристаллизованных волнисто-погасающих глинистых минералов. По-видимому, это гидротермально измененная эффузивная порода.

В районе распространения описанных гидротермально измененных глин взята 7-метровая колонка грунтовой трубкой большого диаметра.

В шлифах обнаруживается многократное чередование в колонке эвпелагических глин, то сильно обогащенных костным детритом, то цеолитами. В нижних слоях наблюдаются глиняные оолитоподобные стяжения, сходные с обнаруженными в гидротермально измененных глинах. Ниже 150 см появляются пустоты («жеоды»), обрамленные оторочками из раскристаллизованной глины и рудного вещества. На стенках пустот наблюдаются «щеточки» из тончайших кристалликов фосфата (?). Глина в целом заметно раскристаллизована. Подобные изменения, вероятно, также результат действия гидротерм.

Вторая зона гидротермального воздействия на глины расположена в средней части депрессии, в районе лавовых покровов. Здесь на станциях 2, 24, 30 и 62 тралами были также принесены куски кирпично-красных уплотненных древних глин, пронизанные пустотами и покрытые пленкой гидроокислов железа и марганца. Это хорошо раскристаллизованные брекчиевидные глины, состоящие из комочков цеолитовой, цеолито-палагонитовой или насыщенной костными остатками эвпелагической глины. Они характеризуются крайне неравномерным пятнистым распределением рудного вещества (чередованием участков и пятен обесцвеченной и сильнооруденелой глины с многочисленными рудными дендритами и микроконкрециями) и неравномерной раскристаллизацией. Наибольшая раскристаллизация отмечена в прожилках и пятнах обесцвеченной глины вокруг причудливых по форме жеод, минеральных и органических обломков. Неравномерная раскристаллизация глинистого вещества определяет прожилковую и петьличатую текстуры глин. Кроме того, в них довольно часто встречаются оолитоподобные глинистые стяжения, иногда имеющие тонкоконцентрическое строение. Размер глинистых стяжений 0,2—1,5 мм. Участками в глине рассеян тонкозернистый (0,01 мм) апатит.

На станции 30 в кирпично-красной глине были встречены линзы и прожилки осветленной (розовой и бежевой) глины и отдельные куски мелкопористой отбеленной брекчированной глины с голубоватым оттенком. Это тонкодисперсная, довольно однородная, хорошо раскристаллизованная глина с большим количеством оолитоподобных глинистых стяжений. Глина обогащена хорошо ограниченными кристаллами и микродрузами апатита размером 0,007—0,075 мм, возможно, образовавшегося в результате растворения костного детрита и перераспределения фосфата. В скрещенных николях в глине видны довольно многочисленные реликты почти полностью разложенных кристаллов цеолита.

Вместе с гидротермально измененной глиной тралы на станциях 2 и 24 приносили множество шаровидных и овальных очень плотных грубо-слоистых марганцевых конкреций, обогащенных кластическим материалом. Кроме того, было встречено довольно много аналогичных по форме и строению, но мягких, легко режущихся ножом конкреций. На разрезе такие конкреции имели сходное грубоконцентрически-слоистое строение. Отличаются эти конкреции от обычных и по своему химическому составу. По анализам Е. С. Базилевской, содержание Fe_2O_3 в обычных конкрециях с этого полигона — 12,9—20,1%, MnO_2 — 15,8—28,9%, а в мягких конкрециях со станции 2 Fe_2O_3 — 0,44—2,54%, но MnO_2 примерно столько же, сколько и в обычных. По-видимому, эти конкреции подверглись воздействию кислых гидротерм, что привело к выщелачиванию железа. Одновременно произошла полная пелитизация включенного в конкреции обломочного материала.

ВЫВОДЫ

Исследованный полигон — хороший пример сложной фациальной изменчивости осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований ложа океана. Отчетливо виден неравномерный прерывистый ха-

рактир пелагического седиментогенеза, ход которого существенно зависит от придонного перераспределения поступающего из водной толщи осадочного материала в условиях расчлененного рельефа. Сильно и специфично влияние на седиментогенез вулканогенного материала, поступающего из местных источников — глубоководных вулканических очагов. Сложно сочетаясь с «фоновым» пелагическим осадочным материалом, обломочные продукты глубоководного вулканизма (главным образом палагонитовая гиалокластика) служат не только обломочной примесью в эвпелагических глинах, но, вероятно, являются исходным веществом для основной массы глинистых минералов и цеолитов. Неравномерное в пространстве и времени поступление гиалокластического материала — одна из основных причин сложной изменчивости глубоководных осадков.

Разнообразными оказались продукты глубоководного вулканизма. Наиболее характерными породами вулканического хребта являются гиалокластиты в сочетании с оливиновыми и плагиоклазовыми базальтами. На дне ложбины обнаружены плотные плитчатые и шаровые лавы, вероятно, трещинных излияний, отличающиеся по структуре и составу от пород хребта. В сочетании с базальтами встречаются своеобразные пузыристые ультраосновные по составу авгититовые лавы. Все это говорит о сложности глубоководной вулканической деятельности.

Полученные данные свидетельствуют о широком и разнообразном проявлении подводной гидротермальной деятельности. Она выражается в резком обогащении некоторых глинистых осадков гидроокислами железа, марганца и фосфором, в существенных изменениях состава и в структурно-текстурных особенностях осадков (оолитоподобные глинистые стяжения, петельчатые и прожилковые текстуры и др.) и вулканических пород (хлоритизация, цеолитизация и фосфатизация гиалокластических туфов, амфиболитизация базальтов).

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. О неравномерном распределении глубоководных океанических осадков.— Океанология, 1962, вып. 1.
Безруков П. Л. Зональность и неравномерность осадконакопления в океанах.— В сб.: Современные проблемы географии, М., «Наука», 1964.
Безруков П. Л. 43-й рейс и/с «Витязь» в центральной части Тихого океана.— Океанология, 1969, вып. 1.
Проконцев Н. Г., Мурдмаа И. О. Щелочные авгититовые лавы со дна Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 2.
Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Зенкевич Н. Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В сб.: История океанов, М., «Наука», 1971.

Институт океанологии АН СССР
Москва
ЧЕНИС ИО АН СССР
Геленджик

Дата поступления
18.III.1971

УДК 551.351(262)

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ, ИХ МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ¹

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ

Выделены различные гранулометрические и вещественно-генетические типы донных осадков и показано их распределение по площади дна. Терригенные осадки распространены в геосинклинальных областях и в районе устья р. Нил, Кипра и Сирии. Вулканокластические отложения залегают в лагуне вулкана Санторин, в Неаполитанском заливе и на подводной части конуса вулкана Стромболи. Вулканогенные железорудные отложения обнаружены в лагуне Санторин. Биогенные известковые и сильноизвестковые осадки (раковинные, фораминиферовые, кокколито-фораминиферовые, фораминиферово-птероподовые) широко распространены в Эгейском — Критском море и в аридной зоне Восточного Средиземноморья. Для них характерно преобладание низкомагнезиального кальцита, наличие большого количества известково-глинистых стяжений, доломита. Часто встречаются железо-марганцевый кальцит, Fe-анкерит, сидерит. Часть этих карбонатов имеет химическое и диагенетическое происхождение. Хемогенные оолитовые осадки распространены на шельфе Египта — Туниса, марганцовистые — на вершине одной из подводных гор Тирренского моря. Приводятся данные о минералогии песчано-алевритовых фракций, глинистых минералах, микрофауне, абсолютном возрасте, терригенно-вулканогенном материале, CaCO_3 , MgCO_3 , $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Mn, Ti, P, Au, U, V, Sr и др.

Бассейн Средиземного моря представляет исключительный интерес для познания процессов осадкообразования. Его акватория расположена в тектонически и климатически различных зонах: северные области Средиземноморья находятся в геосинклинальной зоне с гумидным климатом, южные (от Ливана до Туниса) — в платформенной части с аридными условиями литогенеза. Алжиро-Прованский бассейн расположен в промежуточной (переходной) зоне. Своеобразный отпечаток на ход осадкообразования накладывают также активный вулканизм, биогенные и химические процессы осаждения осадочного вещества и диагенетическое перераспределение элементов в верхней толще осадков.

В 1959—1969 гг. советскими экспедициями, главным образом на судне «Академик С. Вавилов», собран большой материал по донным осадкам (340 станций), рельефу дна, морской взвеси, строению осадочной толщи и т. д. Пробы донных осадков (214 дночерпателей и 135 колонок длиной до 11 м) расположены так, что почти равномерно покрывают все дно моря.

Донные осадки (около 200 проб) были подвергнуты под руководством автора всестороннему (гранулометрическому, минералогическому, химическому, микропалеонтологическому) изучению в лабораториях

¹ Сокращенный вариант доклада, представленного на симпозиум по осадкообразованию в Средиземном море, VIII Седиментологический конгресс в Гейдельберге, ФРГ, август 1971 г. (См. кн. *The Mediterranean. Sea. A Natural Sedimentation Laboratory*. Ed. Daniel J. Stanley. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc, Washington, 1972).

Южного и Атлантического отделений Института океанологии АН СССР. Применялись методы, принятые в Институте океанологии АН СССР и в отечественной литологии (Методы изучения осадочных пород, 1957). Гранулометрический состав изучался ситовым и водно-механическим методами, минералогия песчано-алевритовых фракций — иммерсионным, глинистые минералы — рентгеноструктурным, абсолютный возраст терригенно-вулканогенных минералов — калий-аргоновым, CaCO_3 , SiO_2 аморф., $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Mn, Ti, P, U, химический состав карбонатов, валовый силикатный состав, U — химическим, Au — нейтронно-активационным, редкие элементы — эмиссионным спектральным (количественным), минералогический состав карбонатов — дифрактометрическим и оптическим.

Настоящая работа — синтез всех опубликованных и новых данных.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ И ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДКОВ

В Средиземном море выделены по классификации Института океанологии АН СССР (Безруков, Лисицын, 1960), гравийные осадки, пески, крупные алевриты, илы мелкоалевритовые, алеврито-пелитовые и пелитовые. Карта гранулометрических типов осадков и особенности их распределения приведены в другой работе автора (Емельянов, 1965, *фиг. 8*), валовый химический состав — в *табл. 1*.

Выделенные нами вещественно-генетические типы осадков показаны на *фиг. 1*.

Терригенные осадки распространены в геосинклинальных областях водоема, в Алжиро-Прованском бассейне и у устья р. Нил.

Осадки геосинклинальных областей (Мраморное море, северные части Эгейского, Адриатического, Ионического и Левантийского морей, восточная часть Тирренского моря) очень изменчивы по гранулометрическому составу и физическим свойствам (Емельянов, 1965). Их окраска обычно серая, влажность 24—81%. Они характеризуются невысокими содержаниями основных химических компонентов, но заметно различаются по минералогическому составу, так как питаются материалом из разных источников сноса.

Для каждой минералогической провинции (Емельянов, 1968, *фиг. 3*) характерен свой комплекс минералов, кварц-полевошпатовое отношение чаще всего < 1 . Так, для илов Мраморного моря очень характерны кварц, коричневая слюда, обломочный кальцит, зеленая роговая обманка и эпидот-цоизит. В осадках северной части Эгейского моря в повышенных количествах встречены кварц, зеленая и базальтическая роговые обманки и эпидот-цоизит. В районе у о. Родос очень много минералов метаморфических пород: коричневого биотита, граната, волокнистых амфиболов, моноклиновых пироксенов, рудных. Для терригенных осадков Северной Адриатики наиболее характерны минералы метаморфических пород: волокнистые амфиболы, эпидот-цоизит, моноклиновые пироксены и зеленая роговая обманка, поступающие в основном с Апеннинского полуострова, и обломочный кальцит, поступающий с Балкан. В терригенных осадках северо-восточной части Тирренского моря преобладают кварц, плагиоклазы, бесцветное вулканическое стекло, непрозрачные пепловые частицы и моноклиновые пироксены. Все эти минералы поступили в море в результате извержения вулканов Везувий, Стромболи и др. либо за счет разрушения пород (в основном вулканогенных) Апеннинского полуострова.

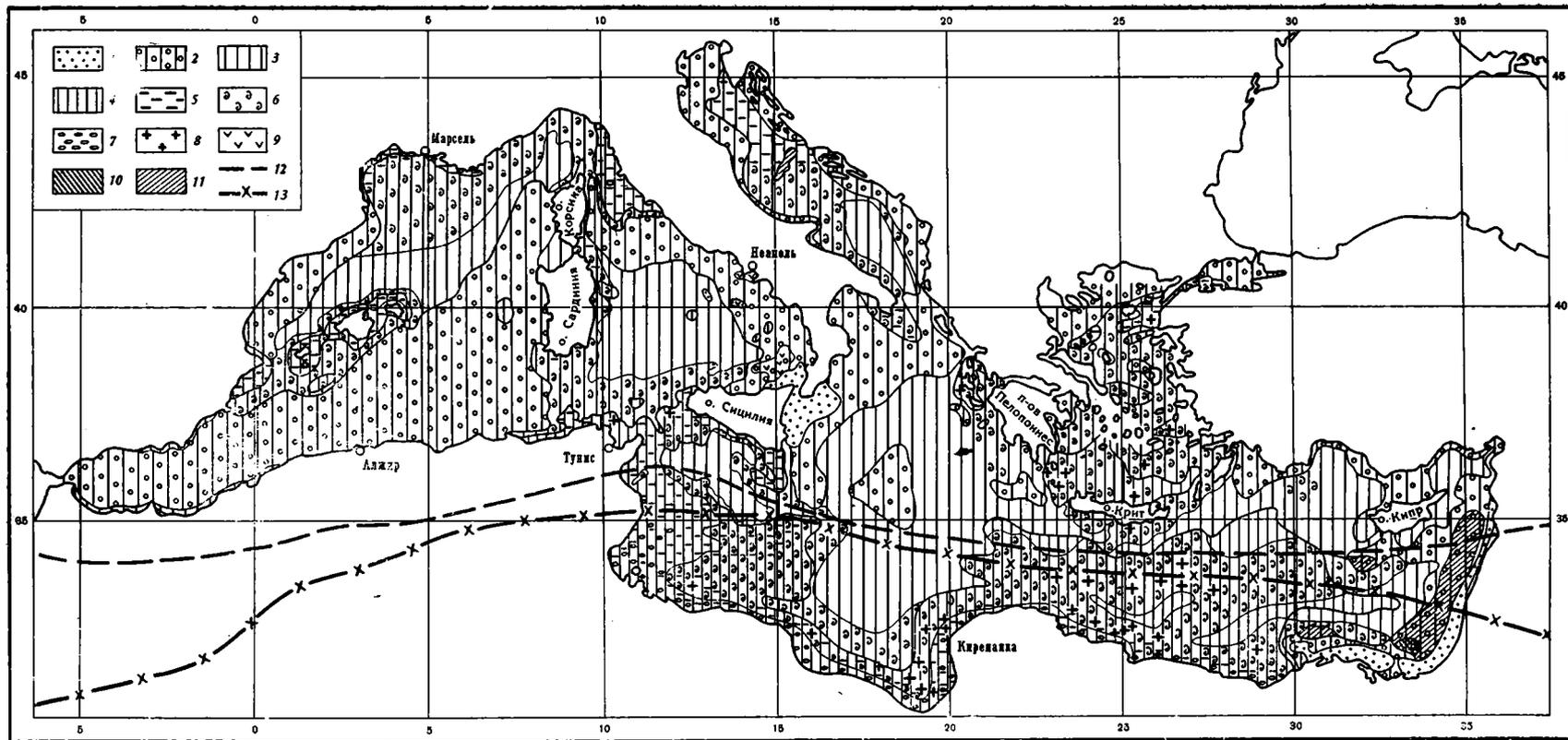
Вынос терригенных минералов от питающих провинций в глубь моря в геосинклинальных областях четко прослеживается на расстоянии до 300 км (Емельянов, 1968).

В глубоководном районе южнее Мессинского пролива грубозернистые осадки (пески, крупные алевриты) формируются за счет поступле-

Валовый химический состав (%) верхнего слоя донных осадков Средиземного моря

№ станции	Координаты		Глубина, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма	C _{орг}	CO ₂	CaCO ₃
	широта (северная)	долгота (восточная)																
Крупные алевриты																		
359	32°11'0	16°41'5	297	31,60	4,66	3,69	1,00	0,04	0,09	26,55	2,93	1,19	1,23	26,3	98,9	0,5	19,5	44,3
Илы мелкоалевритовые																		
316	38°43'6	15°20'2	1707	45,16	20,58	7,17	0,90	—	0,15	10,90	0,94	2,67	2,54	9,7	100,7	0,4	—	10,5
351	36°03'2	14°00'3	567	30,60	6,29	4,46	0,80	0,04	0,11	26,50	2,29	1,19	0,99	26,1	99,3	0,4	23,1	52,5
Илы алеврито-пелитовые																		
417	37°07'1	26°09'5	306	11,20	4,60	2,30	1,10	0,05	—	37,65	5,70	2,12		36,2	100,9	0,7	30,0	68,2
304	33°47'3	20°53'3	2575	20,96	5,18	4,12	0,50	—	0,11	33,70	1,80	1,28	0,92	31,2	99,8	0,7	28,0	63,7
334	37°03'4	10°28'5	183	32,80	10,50	4,30	0,60	0,01	0,15	20,75	1,10	1,62	1,10	25,0	98,0	0,9	16,4	37,3
406	34°54'4	34°26'6	820	27,34	10,56	5,94	0,50	0,15	—	23,90	3,20	1,91	1,10	26,2	100,8	1,2	10,5	23,9
410	36°13'7	35°33'8	175	28,48	10,99	6,04	0,60	0,04	0,10	20,90	5,40	2,00	1,17	25,0	100,7	0,6	16,2	36,8
416	36°32'2	26°48'6	587	27,42	9,31	4,04	1,00	0,09	0,08	24,10	4,35	1,85	1,41	26,3	100,1	0,4	19,5	44,3
Илы пелитовые																		
310	37°50'1	18°51'5	3382	29,10	12,08	4,82	0,90	0,08	—	21,60	4,16	2,67		25,2	100,6	0,7	18,4	41,9
311	37°51'4	17°55'7	2791	32,50	11,87	5,08	0,80	0,09	0,12	20,00	1,42	2,57	2,44	24,3	101,5	0,5	8,2	18,6
319	40°26'3	14°20'6	784	44,12	18,60	6,90	0,60	0,22	—	8,85	2,88	2,08	3,17	14,0	101,4	0,7	5,8	13,2
343	36°31'8	11°39'0	289	28,40	9,64	4,38	0,70	0,02	—	23,85	2,20	1,93	1,35	27,3	99,7	0,5	17,5	39,8
380	35°22'0	27°17'5	1231	30,12	10,41	5,34	0,60	0,05	0,14	23,65	1,80	1,42	1,18	25,0	99,7	0,9	15,1	34,3
384	36°10'3	28°20'4	2771	33,00	8,98	6,42	1,00	0,06	—	17,70	7,70	3,00		22,9	100,7	1,0	11,1	25,4
387	34°28'8	28°43'2	2351	18,60	7,31	3,69	Следы	0,06	0,09	31,00	3,26	1,96	1,03	33,2	100,2	0,5	24,9	56,6
396	34°39'4	31°58'5	2295	26,80	9,02	5,08	1,00	—	0,09	24,20	3,45	1,87	0,93	27,1	99,4	0,4	24,0	54,6
398	36°11'0	31°59'3	2203	36,12	10,50	6,70	0,60	0,08	—	19,00	3,90	1,99	1,79	20,6	101,2	1,2	10,5	23,9
411	35°57'0	35°04'8	1150	12,18	4,11	2,04	0,60	—	—	36,90	5,73	2,80		36,0	100,5	—	—	—
412	35°47'8	34°55'4	698	29,86	10,69	6,81	0,60	0,06	0,12	21,30	4,05	1,97	1,13	25,0	101,5	0,5	15,8	35,9
415	36°00'0	32°31'2	1063	33,60	12,14	5,86	0,80	0,04	—	19,0	4,26	2,92		22,2	101,0	0,4	19,5	44,3

Примечание. Терригенные осадки — станции 406, 311, 384, 398, 411. Вулканические осадки и осадки, обогащенные пирокластикой — станции 316, 319. Биогенные карбонатные осадки — все остальные пробы. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Причерноморской геологоразведочной экспедиции (Одесса).



Фиг. 1. Карта вещественно-генетических типов донных осадков Средиземного моря

Осадки: 1 — терригенные (<10% CaCO_3), 2 — терригенные слабоизвестковые (10—30% CaCO_3), 3 — биогенные известковые (фораминиферовые, кокколито-фораминиферовые) (30—50% CaCO_3), 4 — биогенные сильноизвестковые (фораминиферовые, кокколито-фораминиферовые) (<50% CaCO_3), 5 — раковинные (>30% CaCO_3), 6 — птероподово-фораминиферовые

(>50% CaCO_3), 7 — оолитовые и псевдооолитовые (>50% CaCO_3), 8 — биогенные с большим содержанием известково-глинистых стяжений (>50% CaCO_3), 9 — вулканокластические, 10 — обогащенные железом (>5% Fe), 11 — обогащенные марганцем (>0,2% Mn); границы: 12 — древней Африканской платформы, 13 — гумидной и аридной климатических зон

ния обломочного материала с мутьевыми потоками (Ryan, Heezen, 1965). Вынос слюд от Мессинского пролива в этом районе прослеживается до залива Большой Сирт, т. е. на расстоянии до 600 км.

Среди глинистых минералов преобладают иллит (более 50—70%), затем каолинит (30—50%). Монтмориллонита в осадках очень мало. Его содержание несколько повышено (а иллита — понижено) лишь в районе о. Родос — области Анатолия (Турция) — о. Кипр. Возможно, монтмориллонит сюда поступает с тончайшими частицами выносов Нила (Ратеев и др., 1966).

Абсолютный возраст терригенно-вулканогенных минералов геосинклинальных областей неодинаков — 87—200 млн. лет. Наиболее молодые минералы встречены в северной части Эгейского моря, наиболее древние — в центральном бассейне.

В Алжиро-Прованском бассейне терригенные осадки по гранулометрическому составу соответствуют пелитовым и алевроитопелитовым илам. Верхний слой илов полужидкий (влажность 42,1—62,6%), цвет серый или желтовато-серый. В пелитовых илах резко преобладает субколлоидная фракция, в то время как песчаного и крупноалевритового материала очень мало (Емельянов, 1965₁). Это типичные глубоководные осадки переходной зоны между геосинклинальными и платформенными областями, с одной стороны, и между аридными и гумидными климатическими условиями — с другой.

Минеральный комплекс данной провинции смешанный и находится под влиянием самых различных питающих провинций. Для осадков характерны очень низкие содержания обломочных минералов (особенно тяжелых). Здесь обычно преобладают кварц, устойчивые минералы (рутил, брукит, анатаз, турмалин, циркон), лимонит-гематит, эпидот-цоизит. Содержания слюд, амфиболов и пироксенов очень низкие.

Комплекс глинистых минералов представлен в основном иллитом (70%). Содержания каолинита и монтмориллонита несколько повышены (до 10—30%) лишь у материкового склона Африки.

Абсолютный возраст терригенно-вулканогенных минералов южных геосинклинальных областей 100—150, центральных — 150—200 млн. лет.

В районе авандельты Нила терригенные осадки формируются за счет выносов этой реки. Эти выносы четко прослеживаются до берегов Кипра — Сирии по изменению физических свойств и данным гранулометрического, минералогического и химического составов (Емельянов, 1965_{1, 2}, 1966₂, 1968).

Терригенные осадки соответствуют в основном кварцевым пескам и пелитовым илам. Кварцевые пески залегают на шельфе. Зерна кварца и полевых шпатов часто покрыты железистой рубашкой, что может свидетельствовать об их эоловом происхождении. Тяжелых минералов в песках очень мало: рудные, моноклинные пироксены, роговая обманка, эпидот. Они формируются за счет выносов Нила и эолового материала. Абсолютный возраст терригенных минералов песков 335—430 млн. лет, т. е. примерно такой же древний, как и песков Аравийской пустыни (400 млн. лет).

Илы в виде отдельных пятен залегают в пределах шельфа и сплошным чехлом покрывают материковый склон и дно котловины между устьем Нила — Кипром и Сирией. Они характеризуются высокой влажностью (55,3—68,0%) и серым цветом (иногда с пятнами цвета ржавчины). Илы данной области принадлежат к принильской провинции с очень характерным для нее минеральным комплексом, который почти ничем не отличается от минерального комплекса илов Нила (Емельянов, 1968). Среди легких минералов резко преобладают кварц, цветные слюды и кальцит. Кварц-полевошпатовое отношение значительно выше 1. Тяжелых минералов в осадках очень много — 4,29—8,29%. Среди них резко преобладают моноклинные пироксены, эпидот-цоизит, рудные, рого-

вая обманка, циркон. Глинистый материал на 60—80% состоит из монтмориллонита и на 10—30% из каолинита.

Абсолютный возраст терригенных минералов 85—200 млн. лет. Он тем меньше, чем тоньше осадок и чем больше среди них глинистых минералов. Это говорит о том, что глинистые минералы значительно моложе, чем обломочный материал почв пустынь Африки. Они образовались за счет выветривания вулканогенных пород, распространенных в верховьях Нила.

В связи с тем, что илистые выносы Нила заметно обогащены железом (до 7,8%) и титаном (1,38%), в илах принильской провинции эти компоненты содержатся в наиболее высоких для терригенных осадков моря количествах: до 6,19% железа (станция 840, глубина 345 м, 31°41' с. ш., 33°03' в. д.) и до 0,94% титана (Емельянов, 1966₂). В их тонких фракциях отмечено много глобуль гидроокислов железа и иголок рутила. Последние образовались скорее всего за счет разложения терригенных минералов (особенно слюд), пронизанных этими иголочками. На станции 840 содержится наиболее высокие для всех типов илов Средиземного моря количества марганца — 0,46%. Осадки с такими высокими содержаниями железа и марганца относятся нами к слабожелезистым—слабомарганцовистым. Для илов принильской провинции характерны также повышенные содержания S_{org} (0,6—1,3%).

Вулканогенные осадки. Распространены вулканогенные осадки строго локально: они приурочены к лагуне вулкана Санторин, подводному конусу вулкана Стромболи и Неаполитанскому заливу (фиг. 1).

Вулканокластические осадки лагуны Санторин представлены песками, крупными алевритами и мелкоалевритовыми илами (Бутузова, 1969). Они состоят в основном из продуктов разрушения вулканогенных пород, вулканического стекла, полевых шпатов, гиперстена и магнетита. Осадки обогащены железом, марганцем и в меньшей степени фосфором, ванадием и медью. Титана в осадках столько же, сколько и за кальдерой. Это в несколько раз меньше, чем в вулканокластических осадках Датского пролива, где нами определено до 1,96% титана и до 0,33% фосфора. Хрома, никеля и кобальта в вулканокластических осадках несколько меньше, чем в карбонатных отложениях за кальдерных участков моря. Эти данные показывают, что вулканокластический материал и гидротермы способствуют повышению концентраций в осадках железа, марганца и в меньшей степени фосфора, ванадия и меди. Осадки бедны хромом, никелем и кобальтом.

В районе подводного конуса вулкана Стромболи вулканокластические осадки встречены на глубинах до 1797 м (станция 316, табл. 1, 2). Это желто-серые мелкоалевритовые илы с высоким содержанием черных непрозрачных частиц вулканического пепла (43,3%), бесцветного стекла (15,2%) и кислых плагиоклазов (28,9%) в легкой крупноалевритовой подфракции и обломков пород и различных непрозрачных агрегатов (38,9%) и моноклинных пироксенов (43,0%) — в тяжелой.

Вулканокластические осадки, в которых преобладает вулканическое стекло, установлены также в Неаполитанском заливе на глубинах 0—800 м (Müller, 1961). Они образуются за счет разрушения вулканогенных пород прилегающих участков побережья.

Осадки, где пирокластический материал составлял бы более 10%, на поверхности дна Средиземного моря больше нигде нами не встречены. Следовательно, в современный этап развития этого бассейна роль вулканизма в осадкообразовании значительно меньше, чем несколько тысяч лет назад. В верхнеплейстоценовое время пепловый материал слагал прослой мощностью до 10—22 см не только вблизи вулканов, но и в областях абиссальной равнины Тирренского моря, а также в Ионическом море и северной части моря Леванта, т. е. на расстоянии сотен километ-

**Гранулометрический и химический составы (% к сухому весу пробы)
вулканокластических и терригенных (обогащенных пирокластикой) осадков Тирренского
и Критского морей**

Фракции (мм) и компоненты	№ станции; глубина, м; координаты, с. ш., в. д.				
	316; 1797; 38°43'6; 15°20'2	317; 3252; 39°10'7; 14°54'8	318; 1139; 30°50'9; 14°32'1	319; 784; 40°26'3; 14°20'6	518; 708; 36°39'6; 25°51'1
Гранулометрический состав					
>0,1	11,62	1,84	3,28	3,72	1,89
0,1—0,05	20,03	13,10	3,87	0,67	2,34
0,05—0,01	25,53	34,13	17,00	10,91	50,50
0,01—0,005	17,29	11,63	—	11,33	17,13
0,005—0,001	11,24	20,02	—	32,15	17,94
<0,001	14,29	19,28	—	41,22	10,19
0,1—0,01	45,56	47,23	20,87	11,85	32,84
0,01—0,001	28,53	31,65	—	43,48	35,07
<0,01	42,82	50,93	75,85	84,70	45,26
Md	0,016	0,009	—	0,002	0,012
S ₀	3,4	4,3	—	3,1	1,8
Химический состав					
CaCO ₃	10,50	8,19	25,00	13,20	11,14
SiO ₂ аморф	—	1,32	1,00	0,87	2,93
C _{орг}	0,40	0,40	0,80	0,70	0,20
Fe	4,80	4,56	4,00	4,36	1,68
Mn	—	0,08	—	0,17	0,07
Ti	—	0,37	—	0,36	0,13
P	—	0,09	—	—	0,02
Стекло*	58,5	33,0	23,3	74,5	88,9

* Содержание стекла и непрозрачных пепловых частиц в легкой фракции (0,1—0,05 мм), %.

ров от очагов извержения (Mellis, 1948, 1954; Norin, 1958; Duplaix, 1958; Ninkovitch, Heezen, 1965; наши данные).

Вулканогенные железорудные осадки в настоящее время формируются у юго-западного побережья о. Нео Камени (лагуна Санторин). Толщина ярко-рыжего железистого слоя вулканогенных отложений здесь достигает 70 см. Ниже этого слоя залегает черный железистый ил. Рыжие осадки состоят из аморфных железистых масс. В этих массах иногда встречаются пепловые частицы, обломки андезитов, скелеты диатомовых, аутигенный вивианит. В подстилающем черном слое илов преобладают гидротроиллит и аморфные коричневые и зеленоватые массы. Железорудные осадки несколько обогащены биогенным аморфным кремнеземом, P₂O₅ (до 1,64%), Pb (до 0,0285%), Zn (до 0,0139%), В (до 0,02%). Содержания V, Ni, Cu, Cr и Co низкие. Между верхним бурым слоем и нижним черным имеются существенные различия в химическом составе (Бутузова, 1969).

Железорудные осадки образовались за счет подводной вулканической деятельности (Бутузова, 1969). Однако влияние поствулканических гидротерм на ход осадкообразования заметно лишь в пределах лагуны Санторин. За пределами лагуны, как и в Тирренском море, гидротермальная деятельность на составе современных осадков не отражается.

Биогенные осадки. Биогенные осадки наиболее широко распространены в Средиземном море. В аридной, платформенной части водоема они начинаются от самого берега и простираются до глубин 3500—4000 м. В геосинклинальных областях, а также у устьев крупных рек, биогенные осадки оттеснены от берега терригенными отложениями на значительные

расстояния. В северной, геосинклинальной области моря, а также в Алжиро-Прованском бассейне, распространены в основном известковые биогенные осадки с содержанием CaCO_3 30—50%. В аридной зоне водоема (от Тунисского пролива до авандельты Нила), а также в некоторых районах геосинклинальной зоны (Критское море, Балеарские острова), резко преобладают сильноизвестковые отложения с содержанием CaCO_3 50—90,7%.

Осадки Эгейского и Критского морей на мелководьях представлены раковинными песками, в более глубоких участках — фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми илами. В мелководных осадках часто встречаются стяжения литотамний, а в районе вулкана Санторин и в Критском море — стяжения литотамний и неправильные известково-глинистые стяжения до 5—10 см, состоящие из высокомагнезиального кальцита. Осадки Критского моря содержат до 6,94% MgCO_3 , а по данным дифрактометрического и оптического методов, в них преобладает магнезиальный кальцит — до 8,0 мол.% MgCO_3 . Найдены также кристаллы хемогенных (диагенетических) кальцита, Fe-карбонатов и доломита (Емельянов, 1965₂).

Минералогический состав обломочного материала центральной части Эгейского и Критского морей довольно разнообразен и принадлежит 5 минералогическим провинциям (Емельянов, 1968). Для одних из них очень характерны вулканические стекла и моноклинные и ромбические пироксены, для других — базальтическая роговая обманка, для третьих — щелочные амфиболы (рибекит, арфедсонит) и т. д. Среди глинистых минералов преобладают иллит (30—90%) и каолинит (10—30%). Монтмориллонита много лишь в районе дуги вулканических островов Милос — Санторин — Нисирос (10—50%). Возраст терригенно-вулканогенных минералов небольшой — 30—145 млн. лет.

В северной, шельфовой части Адриатического моря широко распространены раковинные пески с низкими содержаниями CaCO_3 (30—32%). Иногда они переходят в терригенные (кварцевые) осадки. Эти пески хорошо изучены (Mogovic, 1951; Van Straaten, 1965; Pigorini, 1968). Мощность осадков невелика (обычно менее 1 м). Они образовались в прибрежных, мелководных, зонах в период низкого стояния уровня Мирового океана. В песках преобладают минералы метаморфических пород: кварц, бесцветный гранат, волокнистые амфиболы, роговая обманка, эпидот. Абсолютный возраст обломочных минералов 135—140 млн. лет.

В южной части Адриатического моря осадки представлены фораминиферовыми илами с содержанием CaCO_3 30,0—32,1%. Следовательно, они, как и пески, очень близки к терригенным отложениям. Обломочный материал принадлежит к трем минералогическим провинциям (Pigorini, 1968). Для основной из них (авгитовой, или центральной), по нашим данным, очень характерны авгит, обломки пород, апатит, цеолиты (?), «призматические» зерна эпидота (?), кальцит Fe-Mn (?) - кальцит и доломит. Глинистые минералы представлены иллитом (40—90%), а у берегов Апеннинского полуострова — и монтмориллонитом (30—50%). Абсолютный возраст обломочных минералов 130—140 млн. лет. В албанской провинции резко преобладает эпидот. В меньших количествах содержатся зеленая роговая обманка, гранат и авгит.

В Тирренском море распространены фораминиферовые илы с содержанием CaCO_3 до 45%, реже — до 55%. Обломочный материал этих илов принадлежит к трем минералогическим провинциям. Для восточной части моря характерна значительная примесь пепла, бесцветного стекла и моноклинных пироксенов, для северо-западной — минералы метаморфических пород, развитых на о. Корсика (щелочные и волокнистые амфиболы, базальтическая роговая обманка, дистен, слюды, роговая обманка, эпидот). В провинции у юго-восточных берегов Сардинии очень много минералов группы эпидота и циркона и почти совершенно нет

пирокластического материала. Среди глинистых минералов преобладают иллит (50—70%), монтмориллонит (10—30%). По периферии котловины встречается каолинит. Абсолютный возраст обломочных минералов 152—190 млн. лет.

Фораминиферовые илы с содержанием CaCO_3 33,9—48,2% залегают в Прованском бассейне между побережьем Франции и Балеарскими островами. Раковинный материал фораминифер представлен в основном *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. quinqueloba* Natland, *G. inflata* d'Orb., *G. rubra*, *G. glutinata* (Parker, 1958). Много также донных фораминифер, птеропод, кокколитов. Кластическая часть осадков формируется в основном под влиянием выносов рек Роны и Эбро. Для данной провинции характерен смешанный минеральный комплекс. Отмечаются повышенные содержания кальцита, тяжелых карбонатов, постоянно присутствует гранат. Глинистый материал представлен иллитом с небольшой примесью каолинита. Абсолютный возраст минералов пробы у устья Роны очень древний — 255 млн. лет. По мере удаления от устья примесь выносов с древнего Французского щита уменьшается, и возраст обломочных минералов Лигурийского моря (питающая провинция — Альпы) понижается до 104 млн. лет.

На обширной площади Африкано-Сицилийского порога распространены в основном органогенно-обломочные раковинные пески. Они большей частью состоят из раковинного детрита моллюсков и залегают до глубин 200 м. Содержание карбонатов 38,2—92,3%, в том числе MgCO_3 — 2,0—6,2%. Карбонаты представлены в основном Mg-кальцитом, а иногда и арагонитом (на станции 345—40,5% от веса осадка). Часто встречается доломит. В составе терригенно-минералогического комплекса преобладают устойчивые минералы: магнетит, ильменит, циркон, рутил, кварц. Обломочный материал поставляется в основном ветрами из пустынь Африки. Минералы соссюрит и шпинель, которые, по данным Л. Бертокса (Berthois, 1939), преобладают в заливе Габес, нами в данной провинции не обнаружены.

Очень широко биогенные осадки распространены между Киренаикой — Критом — Александрией. Это в основном сильноизвестковые (50—68,9%), птероподово-фораминиферовые илы. Они очень плотные (влажность 30,9—41,3%), липкие и вязкие, окрашены в светло-коричневые тона. В крупных фракциях много хрупких прозрачных раковинкок птеропод *Clio pyramidata*.

Фораминиферовый материал представлен главным образом планктонными видами *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. dubia* d'Orb., *G. rubra*, *G. inflata* d'Orb., *Orbulina universa* d'Orb., *Uvigerina mediterranea* Hofker (Parker, 1958). Много также раковинкок донных фораминифер (500—100 000 раковинкок в 50 г осадка, Корнева, 1966), среди которых преобладают *Gyroidina neosoldoni* (Brotzen), *Articulina tubulosa* (Sequenza) и *Usbekistania charoides* (Jones and Parker), (Корнева, Саидова, 1969). Кокколитовый материал представлен в основном *Coccolithus huxleyi* (Lohm) Kampt., *C. atlanticus* Cohen, *Coccolithites varius* (Coh.), *C. mendicus* (Coh.), *Braarudosphaera bigelowi* (Gran.), *Syracosphaera pulchra* (Lohm) (определения М. Г. Ушаковой).

Характерная особенность птероподово-фораминиферовых илов данной области — присутствие в них почти повсеместно крупных (до 5—10 см в поперечнике) неправильной формы известково-глинистых стяжений, имеющих диагенетическое происхождение (Емельянов, 1965₂). В районе станции 536 (между Критом и Африкой, глубина 2130—2167 м) стяжения покрывают около 40% площади дна. Содержание CaCO_3 в стяжениях 66,35—91,5; MgCO_3 — 4,06—9,77; Fe — очень мало (<1); Mn — 0,008—0,9%. Основной минерал стяжений — Mg-кальцит.

Стяжения образуются в самой верхней пленке осадков, т. е. на границе вода — грунт. В толще осадков, где происходит резкое повышение

щелочно-хлорного коэффициента (от 0,120—0,122 в «придонном» слое воды до 0,136—0,169 в поровых водах слоев 0—10 и 21—40 см, Емельянов, Чумаков, 1962), стяжения отсутствуют. Они, видимо, растворяются.

Валовый химический состав биогенных карбонатных осадков представлен в табл. 1.

Хемотропные осадки имеют ограниченное распространение.

Оолитовые сильноизвестковые осадки встречаются в заливе Габес у о. Джерба, в заливе Большой Сирт у египетского побережья. Возможно, они сплошь покрывают прибрежные части шельфа Африки от Александрии до Туниса.

Известковый оолитовый песок Аравийского залива (Египет), по сообщению Г. Лукаса (Lucas, 1955), был изучен Р. Лафитом еще в 1944 г. в образцах, взятых с глубины 1 м в 200 м от берега. Вода в этом участке была молочно-белой от суспензии. Песок, полученный со дна, состоял примерно на 80% из оолитовых зерен песчаной размерности. Зерна были с ядрами (кварц, раковинный детрит) и без ядер. Наслоение на ядрах очень толстое, концентрическое. Оолитовые пески побережья Египта М. Е. Хилми (Hilmy, 1951) были описаны как псевдооолиты. Более детальное изучение песков, выполненное Г. Лукасом (Lucas, 1955) и нами (табл. 3), показало, что они состоят из зерен оолитов с небольшой примесью псевдооолитов, представляющих собой хорошо окатанные обломки раковинного детрита или известковые зерна, занесенные из пустынь Африки. Некоторая часть псевдооолитов может поступать в море также за счет абразии прибрежных отложений древних осадочных пород. Такие породы, содержащие псевдооолиты, были установлены в прибрежных районах залива Большой Сирт (Wood, 1964). В заливе Большой Сирт (станция 742, табл. 3) в качестве ядер оолитов обычно бы-

Таблица 3

Гранулометрический и химический составы (%) оолитовых и марганцовистых песков Средиземного моря

Фракции (мм) и компоненты	Оолитовые пески			Фракции (мм) и компоненты	Оолитовые пески		
	Марганцовистые пески				Марганцовистые пески		
	№ станции; глубина, м; координаты, с. ш., в. д.						
	742; 36; 30°21'2; 19°06'3	390; 61; 31°34'8; 28°42'9	973; 130; 39°28'2; 14°49'0		742; 36; 30°21'2; 19°06'3	390; 61; 31°34'8; 28°42'9	973; 130; 39°28'2; 14°49'0
Гранулометрический состав				Химический состав			
>1,0	26,3	6,89	—	CaCO ₃	90,05	91,70	55,28
1,0—0,5	19,0	5,67	—	SiO ₂ аморф	—	0,09	—
0,5—0,25	44,1	26,28	—	C _{орг}	0,30	1,00	0,54
0,25—0,1	8,5	43,42	—	Fe	0,27	0,23	1,29
0,1—0,05	2,26	13,15	5,73	Mn	Следы	Следы	9,11
0,05—0,01	0,49	0,82	9,01	Ti	0,02	»	0,11
<0,01	Следы	3,70	25,86	P	0,06	0,02	0,08
>0,1	97,00	82,33	59,39	Sr	—	0,085	—
Md	0,55	0,19	—				
S ₀	1,8	1,8	—				

вают тяжелые минералы (рудные, роговая обманка), отчего оолиты часто имеют удельный вес более 2,9. Оолитовые пески у о. Джерба изучены на глубинах до 13 м.

По мнению Г. Лукаса (Lucas, 1955), оолиты образуются в прибрежной полосе, в зоне не очень сильного волнения. На глубинах 30—100 м типично оолитовые пески сменяются раковинными осадками с небольшой примесью оолитов. На большие глубины оолитовые зерна заносятся

скорее всего ветром с пляжевой полосы либо течениями. Отдельные зерна оолитов нами обнаружены на глубине до 190 м.

Марганцовистые пески встречены на одной из вершин подводной вулканической горы в юго-восточной части Тирренского моря. Они содержат 9,11% марганца, бедны железом, титаном и фосфором (табл. 3). В отдельных фракциях этой пробы определены следующие количества марганца, %: 1,0—2,0 мм — 7,66; 2,0—3,0 мм — 6,47; 3,0 мм — 5,79. Этот элемент представлен черными неправильной формы марганцевыми корочками и округлыми зернами размером от долей до 10 мм. Кроме конкреций в песчано-гравийных осадках много детрита раковин моллюсков, кораллов и вулканического пепла, покрытых марганцевой пленкой.

КАРБОНАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Распределение обломочных и глинистых минералов и их возрастные провинции описаны ранее (Емельянов, 1968; Ратеев и др., 1966). Здесь мы рассмотрим лишь карбонатные минералы.

Карбонаты очень характерны для верхнего слоя осадков Средиземного моря. Это кальцит, магнезиальный кальцит, Fe-Mn-кальцит, арагонит, доломит, Fe-карбонаты (анкериты), сидерит. Происхождение их биологическое, терригенное, химическое и диагенетическое.

Биогенные карбонаты состоят из кальцита, в меньшей степени из Mg-кальцита и арагонита.

Рентгеноструктурный анализ показал, что известковая часть осадков в целом также состоит из кальцита и в меньшей степени из Mg-кальцита, арагонита и доломита. Кальцит часто магнезиальный (4,0—9,8 мол. % $MgCO_3$), обычно преобладает в аридной зоне моря (особенно в участках между островами Крит и Киренаикой) и в пределах Африкано-Сицилийского порога, а также в Критском море (фиг. 2). К этим областям приурочены и максимальные содержания $MgCO_3$, определенные химическим методом (фиг. 3).

Неправильной формы зерна, скаленоэдры или ромбоэдры кальцита обнаружены в осадках (фракция 0,1—0,05 мм) 125 станций из 133 и иногда составляют до 60% легкой крупноалевритовой подфракции. Нередко кристаллы кальцита образуют цепочки. Такие цепочки наблюдались нами не только в осадках, но и во взвеси, что свидетельствует об их химическом образовании.

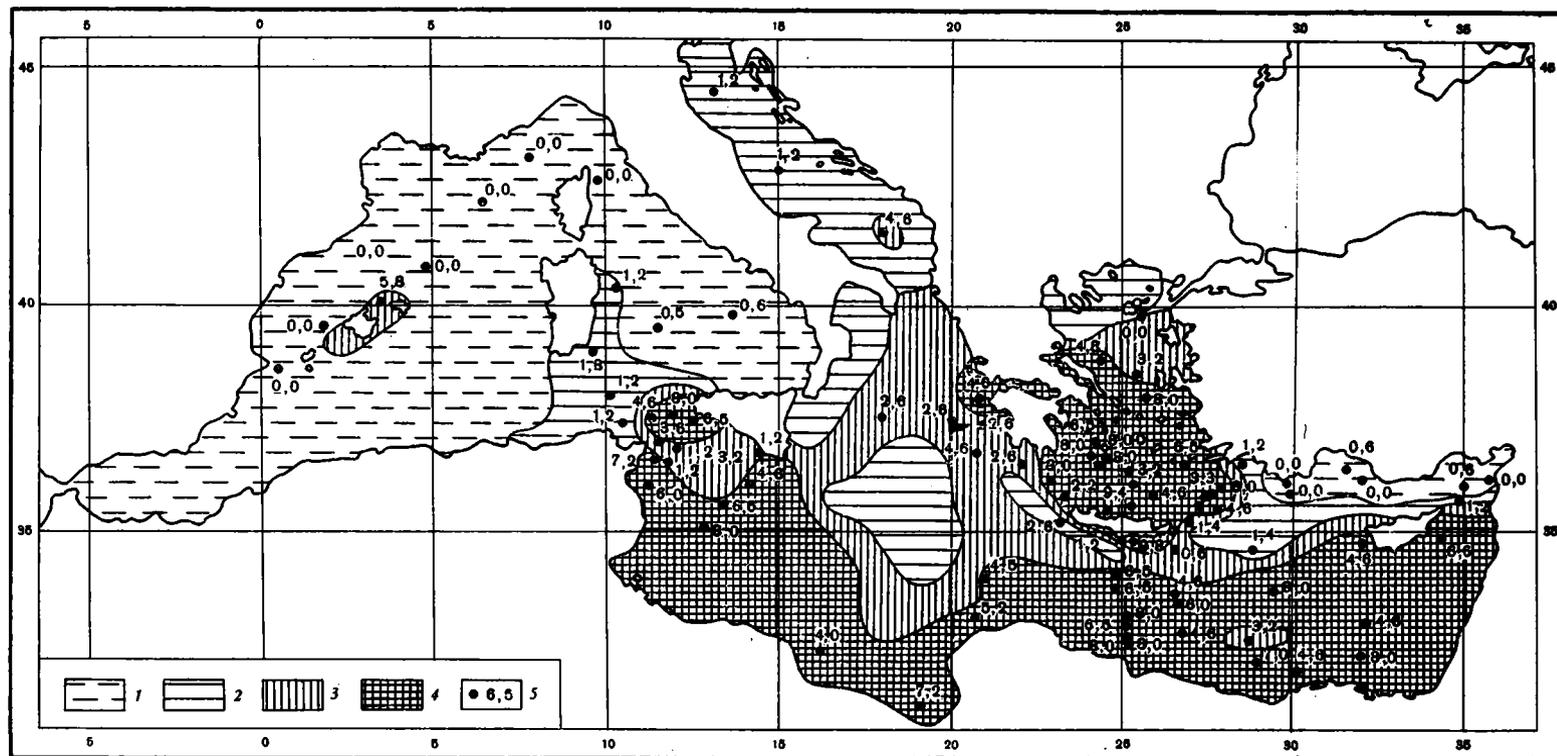
В известково-глинистых стяжениях кристаллы кальцита чистые и прозрачные, форма их клиновидная или игольчатая. Нередко своими концами кристаллы сходятся в одну точку, образуя «звездочку». Скаленоэдры кальцита часто наблюдаются и в порых пемзы.

Fe-Mn-кальцит в повышенных количествах обнаружен в осадках Адриатического моря (3,7—44% легкой крупноалевритовой подфракции). Кристаллы такого кальцита нередко образуют сростки («звездочки») или цепочки. $Ng = 1,670—1,678$.

Доломит в небольших количествах встречен на большинстве станций (фиг. 4). Максимальное его содержание на станции 539 (17,6% легкой подфракции) и на станции 299 (38,9% тяжелой подфракции). Форма доломита — ромбоэдры, часто зональные, иногда образуют цепочки (станция 840).

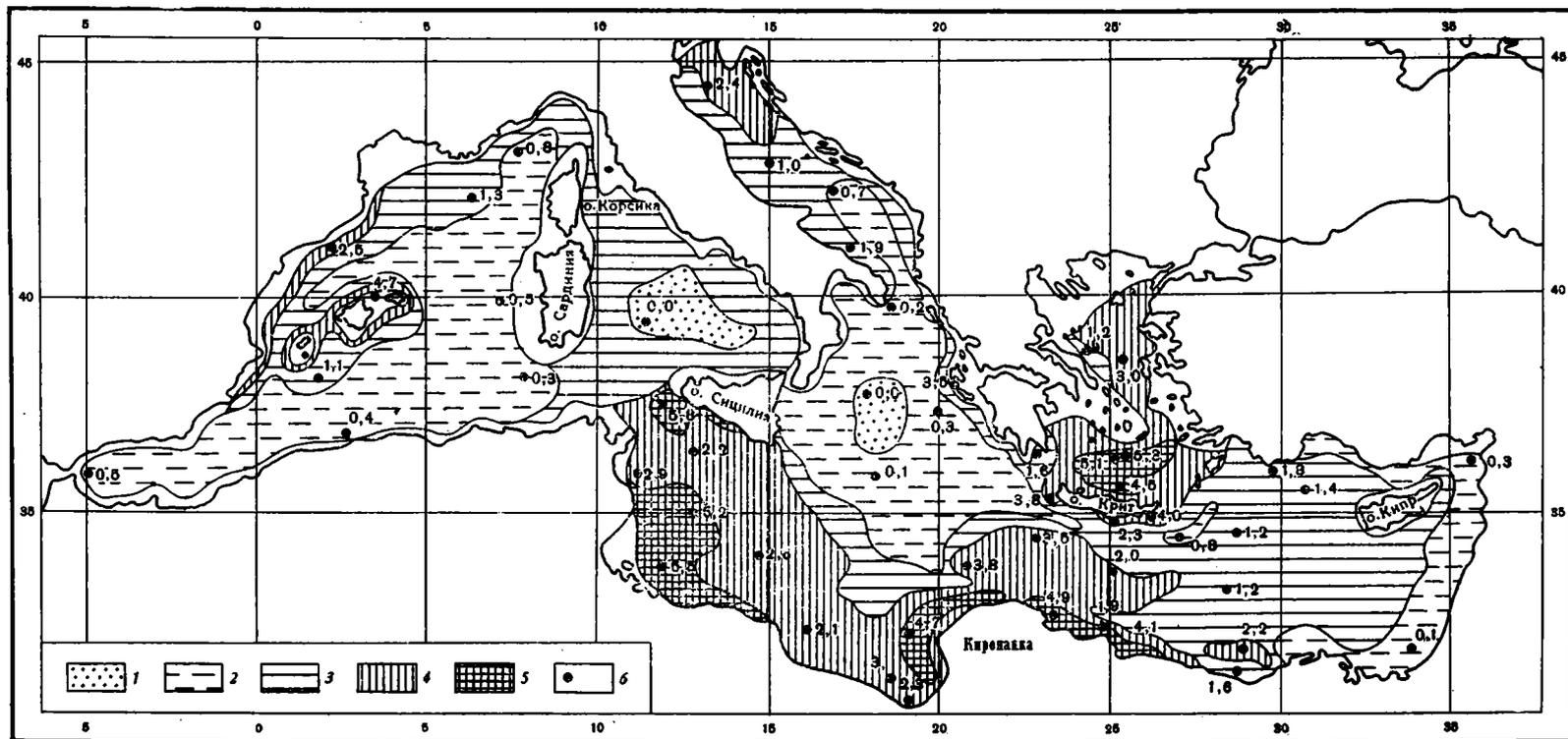
Высокие содержания доломита в осадках (в отдельных пробах до 13%) подтверждены рентгеноструктурным анализом.

Fe-карбонаты (в основном анкерит) составляют до 34,9% тяжелой подфракции (станция 539) и до 18% легкой (станция 599). Это неправильные, реже ромбоэдрические зерна с $Ng = 1,682—1,75$. На станции 539 в тяжелой подфракции выделено, %: анкерита ($Ng = 1,692$) — 4,5; Fe-анкерита ($Ng = 1,718—1,734$) — 30. Возможно, что некоторые из зерен Fe-анкерита с $Ng \approx 1,702$ являются магнезитом. Такие зерна составляют около 1% подфракции.



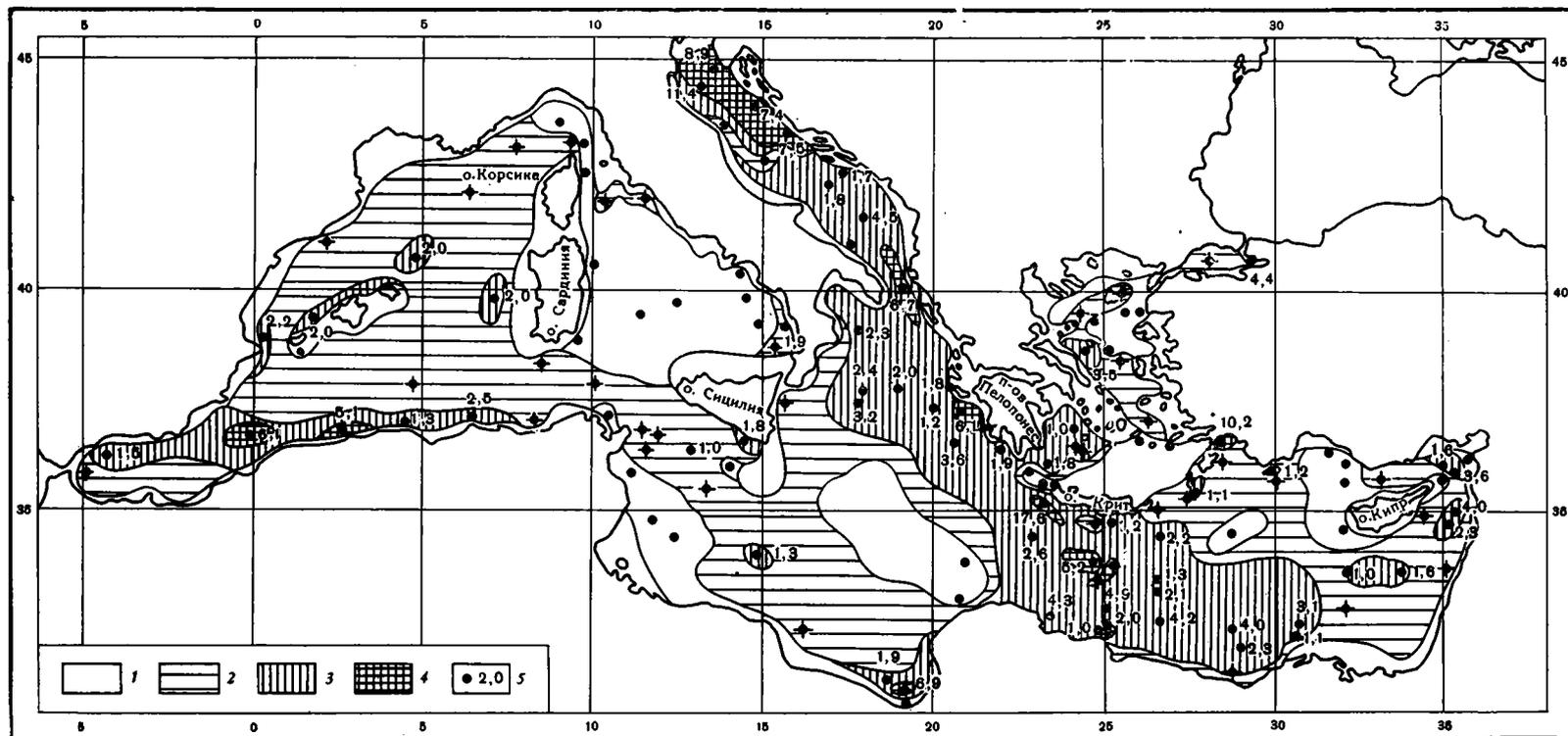
Фиг. 2. Карта содержания $MgCO_3$ (мол.%) в решетке кальцита верхнего слоя донных осадков Средиземного моря (по данным рентгеноструктурного анализа)

1—<2; 2—2—4; 3—4—6; 4—>6; 5—местоположение проб и содержание



Фиг. 3. Карта распределения $MgCO_3$ (% от сухого веса осадка) в верхнем слое донных осадков Средиземного моря (определения выполнены химическим методом в 2%-ной солянокислой вытяжке)

1 — не обнаружено 2 — <1; 3 — 1—2; 4 — 2—4; 5 — >4; 6 — местоположение проб и содержание



Сидерит — серые или буроватые зерна-сферолиты, реже — ромбодры с $Ng=1,875$, $Np=1,633$; редок.

Кальцит (кристаллический) имеет, видимо, тройное происхождение: терригенное, химическое и диагенетическое; Fe-Мп-кальцит, анкерит и доломит — терригенное и диагенетическое, сидерит — скорее всего, терригенное.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ В ОСАДКАХ

$CaCO_3$ (валового) 3,2—92,3% осадка (Емельянов, 1965₂). Максимальные его содержания (более 70%) приурочены к мелководным осадкам аридных областей бассейна, минимальные ($<10\%$) — к терригенным осадкам принильской провинции и к вулканокластическим отложениям.

$SiO_{2аморф}$ — следы — 2,01% осадке (в среднем 0,5—1%). В пересчете на бескарбонатное вещество его содержания повышаются до 4,3% (в среднем — 1—2%). Аморфный кремнезем представлен биогенным материалом: скелетами диатомовых, силикофлягеллят, радиоляриями и их шипами (Емельянов, 1966₁).

$C_{орг}$ 0,2—1,6% осадка. Повышенные его содержания приурочены к предустьевым участкам моря и прибрежным районам геосинклинальной зоны, минимальные (0,2—0,4%) — к центральной части моря Леванта и заливу Большой Сирт (Емельянов, 1964). В темно- или буровато-зеленых (сапропелевых) прослоях колонок концентрация $C_{орг}$ резко возрастает, достигая в некоторых случаях 7,35% (станция 1319, горизонт 171—180 см, Севастьянов, 1968).

Железа 0,07—6,19% осадка (не считая лагуны Санторин). Наиболее высокие концентрации этого элемента (4—6,2%) определены в илах принильской провинции, наиболее низкие ($<1\%$) — в сильноизвестковых осадках и кварцевых песках прибрежных областей Африканской платформы. В целом железа в осадках тем больше, чем выше содержание пелита и чем ниже содержание $CaCO_3$. В пересчете на бескарбонатное вещество содержания железа повышаются до 0,5—17%, а в среднем 3—5%. Основная форма железа в верхнем слое осадков в составе терригенных минералов — обломочная. Подвижное железо (Fe^{3+} и Fe^{2+}) составляет 30—15% $Fe_{вал}$ (Севастьянов, 1968). Пиритное железо либо вовсе не обнаружено, либо его очень мало.

Марганца следы — 9,11% осадка, в среднем 0,05—0,1%. Повышенные его концентрации установлены в илах принильской провинции (0,1—0,46%), Тирренского моря (0,1—0,17%) и некоторых других небольших участках. Рудные же концентрации этого элемента встречаются лишь на станции 973. В пересчете на бескарбонатное вещество содержание марганца повышается до 0,01—0,6% (без учета станции 973) и в среднем 0,1—0,2%.

В связи с диагенетическим перераспределением элементов в некоторых окисленных прослоях илов установлены очень высокие концентрации марганца — до 5,25% (станция 1334, горизонт 22—24 см, Севастьянов, 1968). Такое резкое обогащение обусловлено миграцией и выпадением здесь его нерастворимых соединений, рассеянных в коричневых илах в виде тончайших черных зерен.

Титана — следы — 0,94% осадка (в среднем 0,3—0,4%) и следы — 1,03% в пересчете на бескарбонатное вещество (в среднем 0,4—0,6%). Максимальные содержания титана приурочены к выносам Нила. Установлены прямая связь содержаний титана с пелитом и очень четкая обратная связь с $CaCO_3$ (Емельянов, 1966₂).

Фосфора — 0,01—0,21% осадка (в среднем 0,04—0,06%). В пересчете на бескарбонатное вещество его содержание повышается до 0,8%, в среднем 0,05—0,1%.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЛЕДОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Золота в верхнем слое осадков (в $10^{-7}\%$ или $мг/г$) — 1,1—9. В терригенных илах (20 проб) его содержание в среднем 1,3 (0,6—4,2), в биогенных известковых осадках (46 проб) — 3,1 (1,1—6,5), в вулканокластических илах (одна проба) лагуны Санторин — 14. В целом в северных областях моря золота несколько больше (3—9), чем в южных (1—3) (Аношин и др., 1969).

Бора, по данным 92 станций, — 0,0025—0,03% (в среднем 0,0096%), а в пересчете на бескарбонатное вещество — 0,0044—0,0368% (в среднем 0,0148). Его содержание возрастает при увеличении примеси пелита и уменьшается при увеличении количества $CaCO_3$ (Сухоруков, Емельянов, 1969).

По данным количественного спектрального анализа (142 пробы), концентрации никеля, кобальта, хрома, ванадия, меди и молибдена в большинстве проб следующие, $10^{-4}\%$: Ni — 10—300; Co — 10—30; Cr — 10—300; U — 5—120; Cu — 20—100; Mo — 1—5.

Содержания стронция и особенно бария в осадках колеблются в широких пределах. Концентрации стронция чаще всего 0,02—0,2% и тем выше, чем выше содержания $CaCO_3$. Концентрация бария обычно 0,002—0,04%. Четкая корреляция между барием и $CaCO_3$ не установлена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Весь комплекс приведенных нами выше данных свидетельствует о значительной сложности состава и распределения донных осадков Средиземного моря. Формирование отдельных их типов происходит под определяющим влиянием какого-либо одного или нескольких факторов. Эти факторы находят четкое отражение в гранулометрическом, минералогическом и химическом составах отложений и в их физических свойствах. В геосинклинальных областях формируются в основном терригенные и в меньшей степени биогенные и вулканогенные осадки с очень изменчивым составом, в приплатформенной зоне моря распространены биогенные высококарбонатные и оолитовые осадки более однообразного состава.

Для осадков геосинклинальной зоны очень характерны минералы метаморфических и осадочных пород: гранат, желтый биотит, бурая и зеленая роговые обманки, эпидот-цоизит, плагиоклазы, обломочный кальцит. В отдельных случаях осадки содержат большие количества моноклинных пироксенов, прозрачного стекла и непрозрачных пепловых частиц. Среди глинистых минералов преобладают иллит, затем каолинит и монтмориллонит.

Абсолютный возраст терригенно-вулканогенных минералов незначительный, обычно меньше 150—200 млн. лет. Среди карбонатов в осадках геосинклинальной зоны преобладает низкомагнезиальный кальцит. Высокомагнезиальный кальцит и арагонит в значительных количествах встречены лишь на малых глубинах.

Обломочная часть осадков платформенной зоны моря характеризуется повышенными содержаниями устойчивых минералов: кварца (зачастую покрытого железистой рубашкой), рудных, зеленой роговой обманки, циркона, турмалина, рутила, кальцита. Именно эти минералы наиболее характерны для почв Северной Африки, из которых они заносятся в море чаще всего золовым путем. Среди глинистых минералов преобладает иллит, в повышенных количествах содержится каолинит. Возраст терригенно-вулканогенных минералов значительно выше, чем в геосинклинальной зоне: 200—430 млн. лет (т. е. примерно такой же, как и осадочного материала Северной Африки). Карбонатная часть осадков платформенной (аридной) зоны моря представлена в основном высоко-

магнезиальным кальцитом, а в прибрежной части — и арагонитом. В осадках много доломита, часто встречаются анкериты и магнезиальные известково-глинистые стяжения.

Осадки приливной зоны моря выделяются в особую провинцию с очень характерным минеральным и химическим составом. В илах этой провинции среди обломочных минералов резко преобладают кварц, моноклинные пироксены, эпидот-цоизит, рудные минералы, зеленая роговая обманка и циркон. Основной глинистый минерал — монтмориллонит. Абсолютный возраст терригенных минералов резко уменьшается от песков (335—430 млн. лет) к илам (85—200 млн. лет). Илы заметно обогащены железом, титаном, а иногда и марганцем.

Своеобразный отпечаток на состав осадков накладывают химические и диагенетические процессы, приводящие к накоплению довольно различных по составу карбонатов: кальцита, доломита, анкеритов, Fe-Мп-кальцита, магнезиальных известково-глинистых стяжений. Наибольшее количество этих карбонатов содержится в осадках аридной зоны моря.

Вулканический фактор, несмотря на наличие многих действующих вулканов, в осадконакоплении играет незначительную роль.

В целом по распределению типов осадков и их составу Средиземное море — переходный бассейн между морскими водоемами и океаном: для его осадков характерны как черты, присущие платформенным и котловинным морям, так и открытым областям океанов, имеющим глубины до 4500—5000 м и расположенным в аналогичных климатических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Аношин Г. Н., Емельянов Е. М., Пережогин Г. А. Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана.— *Геохимия*, 1969, № 9, стр. 1107—1110.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов.— *Тр. Ин-та океанол. АН СССР*, 1960, т. XXXII, стр. 3—13.
- Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М., «Наука», 1969, стр. 5—11.
- Емельянов Е. М. Распределение органического углерода в современных донных отложениях Средиземного моря.— *Тез. докл. научной конференции по химии моря*. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Емельянов Е. М. Гранулометрический состав современных осадков и некоторые черты их образования в Средиземном море.— В сб.: *Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря*. М., «Наука», 1965, стр. 42—67.
- Емельянов Е. М. Карбонатность современных донных отложений Средиземного моря.— В сб.: *Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря*, М., «Наука», 1965, стр. 71—83.
- Емельянов Е. М. Распределение аутигенного кремнезема во взвеси и в современных осадках Средиземного моря.— В сб.: *Геохимия кремнезема*, М., «Наука», 1966, стр. 284—294.
- Емельянов Е. М. Титан в осадках Средиземного моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1966, № 6, стр. 3—18.
- Емельянов Е. М. Минералогия песчано-алевритовых фракций современных осадков Средиземного моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1968, стр. 3—21.
- Емельянов Е. М., Чумаков В. Д. Некоторые данные по изучению иловых вод Мраморного и Средиземного морей.— *Докл. АН СССР*, 1962, т. 143, № 3, стр. 701—704.
- Корнева Ф. Р. Распределение фораминифер в поверхностном слое осадков восточной части Средиземного моря.— *Океанология*, 1966, № 5, стр. 817—822.
- Корнева Ф. Р., Саидова Х. М. Стратиграфия осадков восточной части Средиземного моря по бентосным фораминиферам.— В сб.: *Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях*, М., «Наука», 1969, стр. 188—192.
- Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Ратеев М. А., Емельянов Е. М., Хеиров М. Б. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1966, № 4, стр. 6—23.

- Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в осадках Средиземного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1, стр. 3—15.
- Сухоруков Ф. В., Емельянов Е. М. Бор в донных осадках северо-восточной части бассейна Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 5, стр. 1153—1156.
- Berthois L. Contributions a l'etude des sédiments de la Méditerranée occidentale.— Ann. Inst. oceanogr., 1939, t. 20, fasc. 1, Paris, 1—47.
- Duplaix S. Etude minéralogique des niveaux sableaux des carottes prélevées sur le fond de la Méditerranée.— Rep. Swedish Deep-Sea Exp., 1947—1948, v. 8: 2, 1958, 137—138.
- Hilmy M. E. Beach sands of the Mediterranean coast of Egypt.— J. Sediment. Petrol., 1951, v. 21, No. 2.
- Lucas G. Oolithes marine actuelles et calcaires oolithiques récents sur le rivage africain de la Méditerranée orientale (Egypte et Sud Tunesien).— Stat. Oceanogr. Tums, Bull. 52, 1955.
- Mellis O. The coarse-grained horizons in the Deep-Sea sediments from the Tyrrhenian Sea. «Three sediment cores from the Tyrrhenian Sea». Communicated Apr., 14, 1947. Göteborg, 1948, p. 47—72.
- Mellis O. Volcanic ash-horizons in deep-sea sediments from the Eastern Mediterranean.— Deep-Sea Res., 1954, v. 2, p. 89—92.
- Morovic D. Composition mecanique des sediments an large de l'Adriatique.— Inst. oceanogr. i ribarstvo, Split., 1951, v. III, No. 1.
- Müller G. Die rezenten Sedimenten in Golf von Neapel. 2. Mineral-Neu-und-Umbildungen in den rezenten Sedimenten des Golfes von Neapel. Ein Beitrag zur Umwandlung vulkanischer Gläser durch. Halmyrolyse.— Beitr. Mineral und Petrogr., 1961, 8, No. 1.
- Ninkovich D., Heezen B. C. Santorini tephra. In: Submarine Geology and Geophysics. eds. Whittard, W. F. and R. Bradshaw, Butterworths, London, 1965, p. 413—453.
- Norin E. The sediments of the central Tyrrhenian sea. Rep. Swedish Deep-Sea Exp., v. 8, fasc. I, Gotteborg, 1958, p. 1—136.
- Parker F. L. Eastern Mediterranean foraminifera.— Rep. Swedish Deep-Sea Exp., 1958, v. 8, fasc. II, p. 217—283.
- Pigorini B. Sources and dispersion of recent sediments of the Adriatic Sea.— Marine Geology, 1968, v. 6, No. 3, p. 187—230.
- Ryan W. B. F., Heezen B. C. Jonian Sea Submarine Canyons and the 1908 Messina Turbidity Current.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 76, p. 915—932.
- Van Straaten L. M. J. U. Sedimentation in the northwestern part of the Adriatic Sea. In: Submarine Geology and Geophysics. eds. Whittard, W. F. and R. Bradshaw, Butterworths, London, 1965, p. 143—162.
- Wood L. E. Pseudo-oolites of northern Libya: their occurrence and origin.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, No. 3, p. 661—663.

Атлантическое отделение
Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР
Калининград

Дата поступления
14.XII.1970

УДК 551.352 : 550.4 (574.3)

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Zr, Ti, Ni, Co, Pb, Cu
И ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ
СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ ОЗ. БАЛХАШ**

Д. С. ТУРОВСКИЙ; И. Ю. ЛУБЧЕНКО, Е. В. ЧЕРКАСОВА

Выделяются четыре группы элементов: первую образуют наименее геохимически подвижные — Zr, Ga; вторую — Ti, V, Cr; третью — Fe, Mn, P, Cu, Pb, Co, Ni; четвертую — Mo, $C_{орг}$. На картах-схемах отчетливо прослеживается зависимость распределения элементов от гидродинамики бассейна.

Геохимии Zr, Ti, V, Cr, Ni, Co и других элементов в осадках и воде оз. Балхаш посвящено сравнительно мало работ (Сапожников, 1951; Залманзон, 1951; Тарасов, 1961), но и они имеют схематический характер.

Цель данной работы — выяснение особенностей распределения ряда элементов в поверхностном слое современных отложений озера. Материалом для изучения послужили образцы, собранные в 1970 г. со 110 станций, расположенных сравнительно равномерно по всей акватории озера. Все пробы были проанализированы на содержание в них Fe, Mn, Ti, Zr, P, $C_{орг}$ химическим методом; Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb, Ga, Ge, Mo — методом количественного спектрального анализа. Ввиду большой карбонатности осадков озера все анализы были пересчитаны на бескарбонатное вещество.

Озеро Балхаш — огромный, но очень мелкий и узкий солоноватый бассейн. Он состоит из нескольких плесов (Илийский, Средний, Лепсинский и Бурлютюбинский), соединенных узкими проливами. Основная водная артерия, питающая оз. Балхаш — р. Или, доставляющая ~85% ежегодного вноса в бассейн.

Ложе оз. Балхаш состоит из ряда чередующихся более или менее обширных котловин. В Илийском плесе имеются две большие котловины с глубиной до 11 м. Одна из них расположена у западного берега озера и вытянута в северо-восточном направлении от о. Тасарал, вторая — южнее Бертынской бухты. В Среднем плесе небольшая по площади котловина глубиной до 16 м занимает пространство северо-восточнее о. Коржун. Такая же по глубине, но более обширная по площади, котловина расположена в центральной части Лепсинского плеса. Наиболее глубокая впадина (до 26 м) занимает центральную часть самого восточного Бурлютюбинского плеса озера (Тарасов, 1961).

В настоящее время твердо установлено, что подавляющая масса Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Cu, Co и других элементов вносится в водоемы в составе взвесей (Сапожников, 1951; Бродская, 1952; Страхов и др., 1971; Глаголева, 1959, 1961), которые распределяются в водоемах движениями воды и прежде всего поверхностными циркуляционными течениями. В оз. Балхаш наблюдаются течения двух типов: первый — постоянное

Таблица 1

Распределение СаСО₃ и средних содержаний малых элементов в осадках оз. Балхаш (на бескарбонатное вещество)

Тип осадка	Количество анализов	I		II				III					IV			
		СаСО ₃		Ti	V	Cr	Ge	Fe	Mn	P	Ni	Co	Cu	Pb	Сорг	Mo
		Zr	Ga													
		%		%	10 ⁻⁴ %				%					%		
Пески	33	14,24	0,036	0,34	44,2	30,7	1,25	2,37	0,05	0,07	11,2	7,4	16,6	16,3	0,26	0,59
Алевриты крупные	22	28,76	0,031	0,39	49,2	38,4	1,35	2,82	0,06	0,09	13,8	9,1	27,1	23,3	1,58	2,48
Мелкоалевритовые илы	27	50,85	0,027	0,39	48,0	43,2	1,46	3,78	0,078	0,12	20,0	11,5	35,0	27,7	2,78	2,61
Алеврито-пелитовые илы	22	55,82	0,022	0,41	47,5	39,0	1,47	4,04	0,085	0,15	21,5	12,5	42,0	30,2	3,89	3,01

Примечание. Плесы: I — Илийский; II — Средний; III — Лепсинский; IV — Бурлюгобинский.

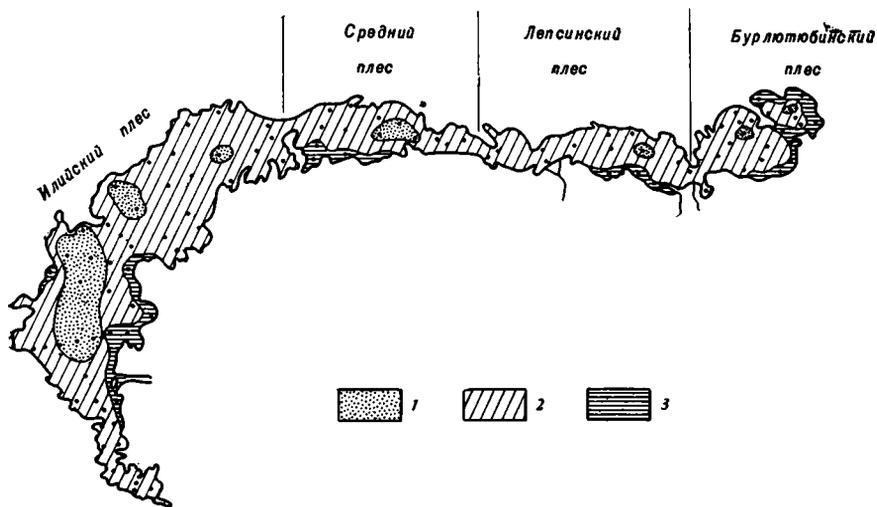
круговое течение, происходящее в Илийском плесе и являющееся результатом вноса больших масс воды р. Или, второй — временные, нагонные, сгонные и коменсационные течения, возникающие в различных частях озера под влиянием ветров. В состав взвеси, приносимой р. Или, входят следующие элементы, %: Zr — 0,032; Ti — 0,42; Cr — 0,007; V — 0,0106; Fe — 3,6; Mn — 0,07; Co — 0,0015; Ni — 0,0029; Cu — 0,0037; Pb — 0,0043; P — 0,096; Ga — 0,0017; Ge — 0,0001; Mo — 0,00007.

Особенности распределения элементов в осадках иллюстрируют карты-схемы распределения по площади водоема, построенные для 13 элементов. Для Ga и Ge карт-схем нет вследствие низких концентраций этих элементов в осадках (на пределе чувствительности метода).

По характеру локализации на площади и накоплению в различных типах осадков рассматриваемые элементы можно разбить на четыре группы: первую — Zr (и, очевидно, Ga), т. е. наименее подвижные элементы; вторую — V, Cr, Ti и, вероятно, Ge; третью — Fe, Mn, Co, Ni, Pb, Cu, P — геохимически наиболее подвижные; четвертую — Mo и Сорг (табл. 1).

Донные осадки оз. Балхаш разделяют на следующие типы: 1) среднезернистые пески ($Md_{ср}=0,39$; $S_{ср}=1,44$); 2) мелкозернистые пески ($Md_{ср}=0,17$; $S_{ср}=1,37$); 3) крупные алевриты ($Md_{ср}=0,06$, $S_{ср}=1,32$); 4) мелкоалевритовые известковистые и известково-доломитовые илы ($Md_{ср}=0,022$; $S_{ср}=1,24$); 5) алеврито-пелитовые известковистые и известково-доломитовые илы ($Md_{ср}=0,008$; $S_{ср}=1,10$).

Распределение осадков строго закономерно: пески разной крупности развиты повсеместно в прибрежных частях озера и тянутся вдоль берегов; иногда они слагают значительные площади дна, особенно в проливах, соединяющих отдельные плесы. Крупные алевриты узкой полосой отделяют пески от мелкоалевритовых илов вдоль всего побережья озера. Лишь изредка (Алакульский залив) они слагают значительные участки дна.



Фиг. 1. Распределение Zr(‰ на бескарбонатное вещество) в осадках оз. Балхаш
 1—<0,02; 2—0,02—0,04; 3—>0,04

Господствующим типом осадка, распространенным в центральных частях озера, являются мелкоалевритовые илы. Только в самых глубоких участках плесов они уступают место наиболее тонким алеврито-пелитовым осадкам.

Характерная особенность осадков оз. Балхаш — их значительная карбонатность. Причем содержание карбонатов связано с их механическим составом: прибрежные пески менее карбонатны (5—20, в среднем 14,2%), более тонкозернистые алеврито-пелитовые и пелитовые илы в центральных (глубоководных) частях озера содержат до 55,8% карбонатов, местами до 70%.

Обогащенность глубоководных осадков CaCO_3 объясняется тем, что илы и хемогенный пелитоморфный карбонат слагаются тонкими частицами, входящими в основном во фракции 0,001—0,01 мм, вследствие чего и глинистый и хемогенный карбонатные материалы одинаково ведут себя в процессе механического разноса, определяющего отложение осадков на дне оз. Балхаш (Сапожников, 1951).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЕРВОЙ ГРУППЫ

Для Zr и, вероятно, Ga характерна постоянная приуроченность максимальных и повышенных концентраций к прибрежной зоне, сложенной песками и алевритами; к центру же плесов содержания их уменьшаются и в центральных наиболее глубоководных впадинах достигают минимума (фиг. 1). В пределах Илийского плеса наблюдаются три участка с минимальными содержаниями Zr: в западной, центральной и восточной частях. Участки эти совпадают с развитием мелкоалевритовых и пелитовых илов, концентрации Zr в которых не более 0,022—0,030%.

В Среднем, Лепсинском и Бурлютюбинском плесах области с минимальными содержаниями Zr также совпадают с наиболее тонкими осадками, слагающими впадины плесов. На фациальном профиле в целом по озеру и каждом плесе в отдельности Zr имеет максимум в песках (0,041—0,033%), т. е. в наиболее грубозернистых осадках прибрежных частей озера. В мелкоалевритовых и алеврито-пелитовых илах его содержание снижается до 0,022% (табл. 2).

Распределение средних содержаний CaCO₃ и малых элементов

Тип осадка	CaCO ₃ , %				Первая группа				Ti, %			
					Zr, %							
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
Пески	$\frac{18,4}{10}$	$\frac{14,6}{9}$	$\frac{9,6}{6}$	$\frac{14,3}{7}$	$\frac{0,04}{10}$	$\frac{0,04}{9}$	$\frac{0,03}{7}$	$\frac{0,04}{7}$	$\frac{0,34}{10}$	$\frac{0,30}{8}$	$\frac{0,35}{7}$	$\frac{0,36}{7}$
Алевриты крупные	$\frac{31,8}{12}$	Н. о.	$\frac{22,8}{6}$	$\frac{31,7}{4}$	$\frac{0,03}{12}$	Н. о.	$\frac{0,03}{6}$	$\frac{0,03}{4}$	$\frac{0,40}{12}$	Н. о.	$\frac{0,41}{6}$	$\frac{0,36}{4}$
Мелкоалевритовые илы	$\frac{38,7}{18}$	$\frac{46,7}{3}$	$\frac{53,5}{3}$	$\frac{64,5}{3}$	$\frac{0,03}{18}$	$\frac{0,02}{3}$	$\frac{0,03}{3}$	$\frac{0,03}{3}$	$\frac{0,36}{18}$	$\frac{0,42}{3}$	$\frac{0,36}{3}$	$\frac{0,43}{3}$
Алеврито-пелитовые илы	$\frac{49,1}{9}$	$\frac{48,4}{3}$	$\frac{57,5}{3}$	$\frac{68,3}{3}$	$\frac{0,03}{9}$	$\frac{0,02}{3}$	$\frac{0,02}{2}$	$\frac{0,02}{8}$	$\frac{0,36}{9}$	$\frac{0,48}{3}$	$\frac{0,36}{2}$	$\frac{0,46}{8}$

Тип осадка	Третья группа													
	P, %				Ni, 10 ⁻⁴ %				Pb, %				Co,	
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II
Пески	$\frac{0,06}{10}$	$\frac{0,07}{9}$	$\frac{0,08}{7}$	$\frac{0,07}{7}$	$\frac{12,3}{10}$	$\frac{11,5}{9}$	$\frac{11,4}{7}$	$\frac{9,4}{8}$	$\frac{18,4}{9}$	$\frac{18,8}{9}$	$\frac{17,3}{7}$	$\frac{10,9}{8}$	$\frac{7,2}{10}$	$\frac{8,5}{9}$
Алевриты крупные	$\frac{0,08}{12}$	Н. о.	$\frac{0,09}{6}$	$\frac{0,09}{4}$	$\frac{16,4}{12}$	Н. о.	$\frac{12,6}{6}$	$\frac{12,3}{4}$	$\frac{23,0}{12}$	Н. о.	$\frac{28,7}{6}$	$\frac{18,2}{4}$	$\frac{8,4}{12}$	Н. о.
Мелкоалевритовые илы	$\frac{0,11}{18}$	$\frac{0,08}{3}$	$\frac{0,13}{3}$	$\frac{0,18}{3}$	$\frac{22,0}{18}$	$\frac{18,3}{3}$	$\frac{20,0}{3}$	$\frac{20,0}{3}$	$\frac{30,3}{18}$	$\frac{28,7}{3}$	$\frac{29,7}{3}$	$\frac{22,0}{3}$	$\frac{10,6}{3}$	$\frac{10,0}{3}$
Алеврито-пелитовые илы	$\frac{0,13}{9}$	$\frac{0,3}{3}$	$\frac{0,15}{3}$	$\frac{0,19}{8}$	$\frac{22,0}{9}$	$\frac{21,0}{3}$	$\frac{22,5}{2}$	$\frac{21,0}{8}$	$\frac{31,9}{9}$	$\frac{33,7}{3}$	$\frac{29,7}{3}$	$\frac{25,4}{8}$	$\frac{11,7}{9}$	$\frac{12,0}{3}$

Примечание. В числителе — содержание элемента; в знаменателе — количество анализов.
Плеса: I — Илийский; II — Средний; III — Лепсинский; IV — Бурлютюбинский

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ВТОРОЙ ГРУППЫ

Как видно из карт-схем, распределение Ti, Cr, V в поверхностном слое осадка обладает рядом индивидуальных черт; варьируют не только очертания зон повышенных и пониженных концентраций, но и положение этих зон в различных частях озера (фиг. 2, а — в).

Однако легко устанавливается и общий признак, который объединяет эти элементы в одну группу: у всех трех элементов области максимальных и повышенных содержаний расположены в приустьевой части р. Или и примыкающей к ней площади озера.

Титан. В общем фациальном распределении этого элемента по осадкам наблюдается некоторое увеличение содержания при переходе от грубозернистых осадков (песков) — 0,34% к алеврито-пелитовым илам — 0,41% (табл. 1). Однако в пределах различных районов озера эта закономерность отчетливо проявляется лишь в осадках Среднего и Бурлютюбинского плесов, где наблюдается увеличение содержаний Ti от песков к крупным алевритам и далее к алеврито-пелитовым илам (0,46%).

В пределах Илийского плеса можно выделить два участка с максимальным содержанием элемента: устьевая часть р. Или и прилегающая к ней площадь дна и западная — наиболее глубоководная часть плеса, сложенная алеврито-пелитовыми илами. На остальной площади плеса наблюдается уменьшение концентрации Ti при движении с запада на восток с незначительным повышением в глубоководной котловине восточной части плеса.

в осадках разных плесов оз. Балхаш (на бескарбонатное вещество)

Вторая группа								Третья группа							
V, 10 ⁻⁴ %				Сг, 10 ⁻⁴ %				Fe, %				Mn, %			
I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
49,6 10	36,9 9	44,1 7	46,4 7	33,4 10	28,1 9	32,0 7	29,3 7	2,1 10	2,9 9	2,6 7	1,9 7	0,05 10	0,05 9	0,05 7	0,06 7
54,3 12	Н. о.	51,9 6	41,4 4	42,4 12	Н. о.	40,3 6	32,5 4	3,7 12	Н. о.	2,8 6	2,0 4	0,06 12	Н. о.	0,07 6	0,06 4
63,3 18	42,0 3	45,0 3	42,3 3	52,9 18	46,7 3	41,0 3	32,0 3	3,9 18	4,0 3	3,6 3	3,6 3	0,07 18	0,08 3	0,08 6	0,07 3
64,7 9	42,0 3	41,0 2	41,8 8	49,5 9	46,0 3	29,0 3	31,3 8	3,9 9	4,1 3	3,8 3	4,3 8	0,09 9	0,09 3	0,09 3	0,08 8

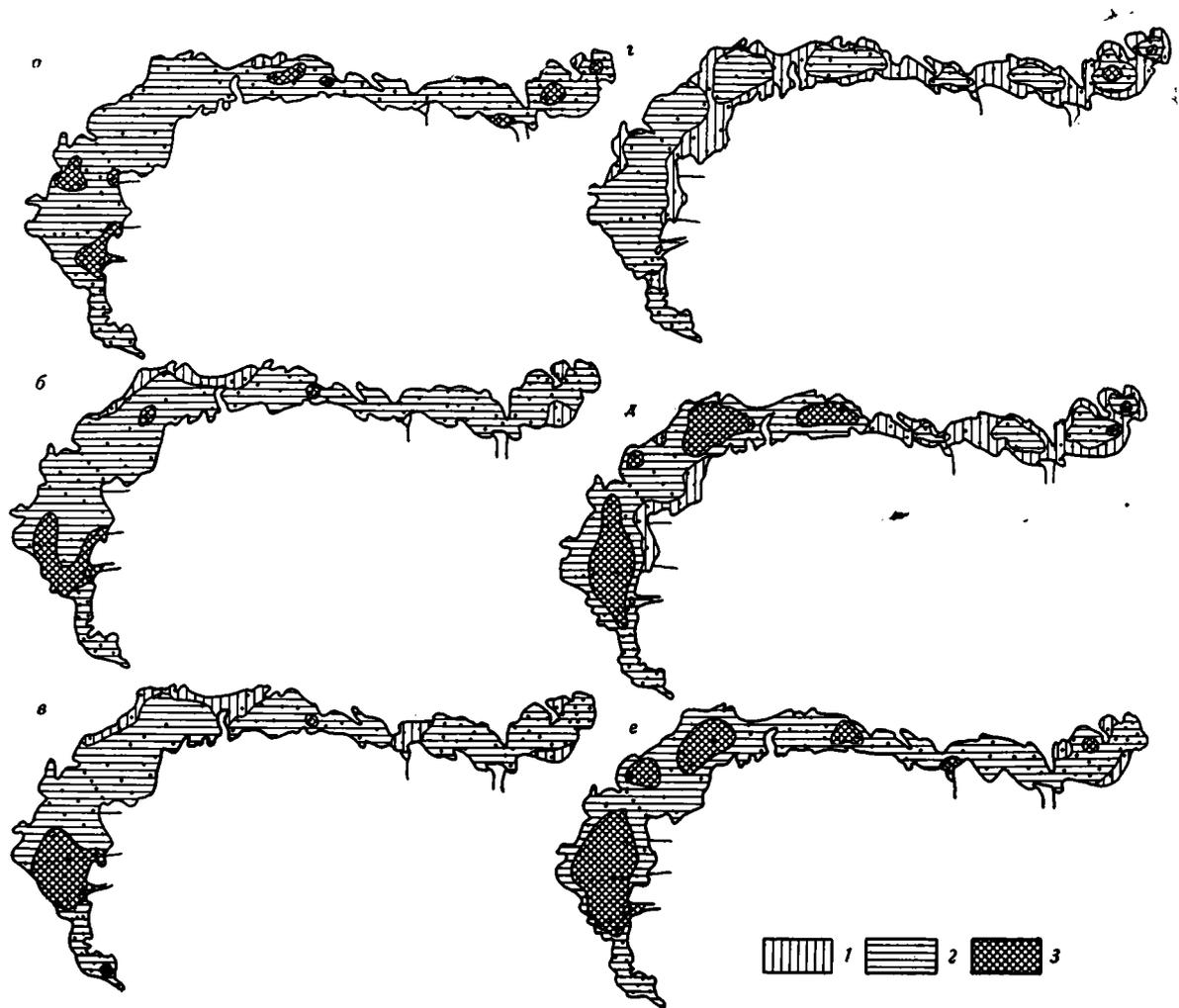
Четвертая группа															
10 ⁻⁴ %		Cu 10 ⁻⁴ %				Mo, 10 ⁻⁴ %				Сорг, %					
III	IV	I	II	III	IV	Ала-кульский залив	I	II	III	IV	Ала-кульский залив	I	II	III	IV
7,2 7	6,8 7	14,4 9	21,2 9	16,3 7	14,4 7	Н. о.	0,34 10	0,38 9	0,74 7	0,90 7	Н. о.	0,30 12	0,12 9	Нет	0,36 7
7,7 6	11,7 4	26,7 12	Н. о.	33,0 6	21,5 4	6,8 2	0,41 10	Н. о.	1,43 6	1,30 4	2,27 2	0,60 8	Н. о.	1,36 6	2,11 4
10,0 3	14,6 3	38,2 10	33,0 2	36,0 3	33,3 3	9,3 3	0,43 15	0,39 3	1,63 3	1,30 3	4,09 1	0,86 11	0,72 3	2,88 3	5,39 3
11,2 3	15,2 8	40,5 9	51,6 3	39,0 3	37,7 8	10,85 2	0,47 7	0,38 3	1,68 2	1,66 8	8,05 2	0,98 6	0,88 3	3,05 2	6,50 2

Для отложений Среднего плеса также характерна общая вытянутость площадей с повышенным содержанием в восточном направлении, что легко объясняется постоянными нагонными течениями северо-восточного направления. Кроме того, наблюдается постоянное увеличение концентраций при переходе от прибрежных осадков (песков) — 0,30% к центральным алеврито-пелитовым илам — 0,48%, слагающим глубоководную котловину. Причем имеются два участка с максимальным содержанием в центральной и восточной частях плеса. В осадках Лепсинского плеса Ti равномерно распределяется по всей площади; исключение составляет приустьевой участок р. Лепсы, где наблюдаются максимальные его содержания (фиг. 2, а).

В осадках Бурлютюбинского плеса наблюдается увеличение концентраций Ti при переходе от песков — 0,36% к алеврито-пелитовым илам — 0,46%.

Ванадий и хром. Для этих элементов характерна следующая закономерность в распределении их по площади озера: максимальные содержания V и Сг (как и Ti) наблюдаются в приустьевой части р. Или и примыкающей к ней площади (фиг. 2, б, в). Однако площади максимальных и повышенных концентраций у V значительно более вытянуты в восточном направлении, чем у Сг.

В целом для осадков Илийского плеса характерно постоянное увеличение концентраций V и Сг при переходе от прибрежных частей к центральным, сложенным мелкоалевритовыми и алеврито-пелитовыми илами (табл. 2).



Фиг. 2. Распределение элементов в осадках оз. Балхаш (в пересчете на бескарбонатное вещество) *а* — Ti, %: 1 — < 0,25; 2 — 0,25—0,45; 3 — > 0,45; *б* — Cr, $10^{-4}\%$: 1 — < 20; 2 — 20—40; 3 — > 40; *в* — V, $10^{-4}\%$: 1 — < 40; 2 — 40—80; 3 — > 80; *г* — Co, $10^{-4}\%$: 1 — < 8; 2 — 8—16; 3 — > 16; *д* — Cu, $10^{-4}\%$: 1 — < 20; 2 — 20—40; 3 — > 40; *е* — Pb, $10^{-4}\%$: 1 — < 8; 2 — 8—16; 3 — > 16

В пределах Среднего плеса V и Сг равномерно распределяются по площади, и лишь в восточной, наиболее глубоководной, котловине наблюдается увеличение концентраций при переходе от песков — 0,0037% для V и 0,0028% для Сг к мелкоалевритовым илам — 0,0042% для V и 0,0046% для Сг.

Для осадков Лепсинского и Бурлютюбинского плесов характерно постоянное содержание этих элементов по всей площади с незначительным понижением в песках и алеврито-пелитовых илах и повышением в крупных алевритах и мелкоалевритовых илах. На фациальном профиле осадков (табл. 1) наблюдается повышенное содержание этих элементов в крупных алевритах и мелкоалевритовых илах (0,0049% для V и 0,0043% для Сг) и пониженное — в песках и алеврито-пелитовых илах.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ТРЕТЬЕЙ ГРУППЫ

В третью группу входят 7 элементов (фиг. 2, *г — е*; фиг. 3, *а — г*).

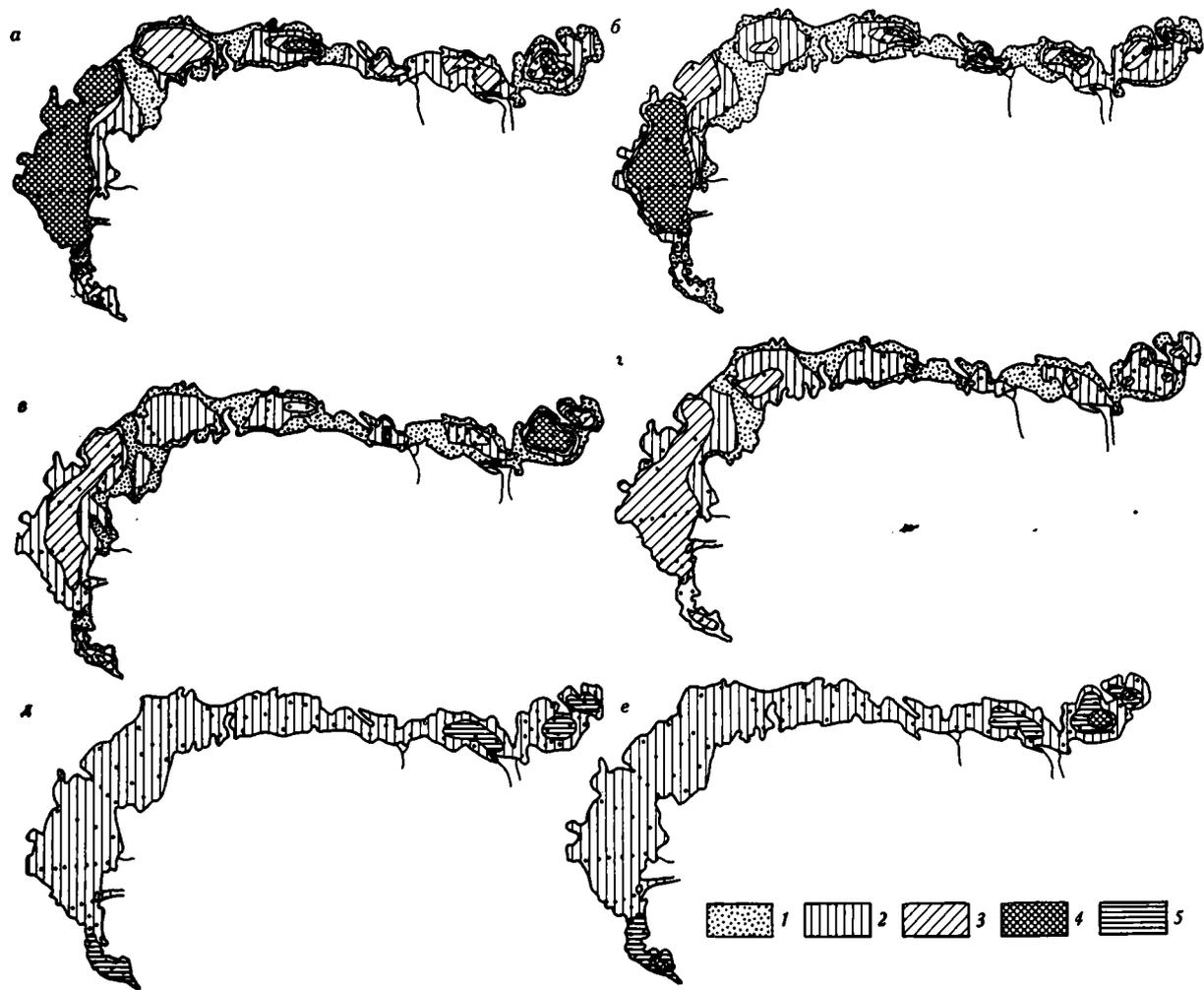
Как видно из карт-схем, области высоких концентраций для этих элементов всегда располагаются в центральных, наиболее глубоководных, частях плесов и вытянуты, как правило, с запада на восток. Индивидуальность поведения каждого элемента проступает в размерах областей максимальных содержаний, в характере перехода к максимальным значениям. В пределах Илийского плеса наблюдаются два участка с максимальными содержаниями: в западной и восточной половинах. В западной части максимальная градация у Ni, Fe, Co, Mn и Pb широко развита и примыкает непосредственно к источнику питания — р. Или, у Cu и P области максимальных содержаний меньше по площади и смещены к центру плеса.

В пределах Среднего, Лепсинского и Бурлютюбинского плесов отмечается общее увеличение концентраций элементов третьей группы в центральных, наиболее глубоководных, частях и общая вытянутость областей с максимальным содержанием в восточном направлении. На фациальном профиле элементы этой группы показывают непрерывное увеличение концентраций от песков прибрежной зоны к илам центральных частей озера. Эта закономерность наблюдается в общем по всему озеру и в осадках каждого плеса в отдельности (табл. 2). Однако рост концентраций неодинаков для различных элементов. Если, например, содержание Fe, Mn, Pb, Co в алеврито-пелитовых илах по сравнению с песками увеличивается в 1,7 раза, то содержание Ni, Cu, P — в 2—2,5 раза.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЧЕТВЕРТОЙ ГРУППЫ

Сопоставление карт-схем распределения Mo и $C_{орг}$ (фиг. 3, *д, е*) указывает на их близкое сходство и существенное отличие от карт-схем других элементов. Эти элементы на подавляющей части площади озера распределены в осадках равномерно, и их содержание не более $0,8 \cdot 10^{-4}\%$ для Mo и 0,76% для $C_{орг}$. На этом фоне однообразных содержаний лишь Алакульский залив, отдельные участки Лепсинского и Бурлютюбинского плесов отличаются повышенным, а иногда и максимальным содержанием этих элементов. Участки с повышенными концентрациями, как правило, совпадают с наиболее глубокими участками дна плесов. В осадках Алакульского залива и Бурлютюбинского плеса повышаются количества Mo и $C_{орг}$ при переходе от песков к алеврито-пелитовым илам (табл. 2). Однако возрастание это неодинаково. Так, если в Алакульском заливе содержание Mo в илах в 1,5 раза больше, чем в алевритах, а $C_{орг}$ — в 3,5 раза, то в Бурлютюбинском плесе в илах Mo — в 2 раза, а $C_{орг}$ — в 18 раз больше, чем в песках.

На фациальном профиле осадков для Mo и $C_{орг}$ также наблюдается непрерывное увеличение концентраций при переходе от грубых осадков (песков) — $0,59 \cdot 10^{-4}\%$ для Mo и 0,26% для $C_{орг}$ к тонкозернистым алеврито-пелитовым илам — 3,89% для $C_{орг}$ и $3,01 \cdot 10^{-4}\%$ для Mo.

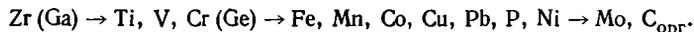


Фиг. 3. Распределение элементов в осадках оз. Балхаш (% на бескарбонатное вещество) а — Fe, %: 1— <2 ; 2—2—3; 3—3—4; 4— >4 ; б — Mn, %: 1— $<0,05$; 2—0,05—0,07; 3—0,07—0,09; 4— $>0,09$; в — P, %: 1— $<0,08$; 2—0,08—0,12; 3—0,12—0,16; 4— $>0,16$; г — Ni, 10^{-4} %: 1— <10 ; 2—10—20; 3— >20 ; д — Mo, 10^{-4} %: 2— <1 ; 5—1—5; е — C_{орг}, %: 2— <1 ; 5—1—3; 4— >3

ВЫВОДЫ

1. Основная масса элементов, накапливающихся в осадках озера, связана с выносом взвешенного материала, приносимого р. Или.

2. Изученные элементы разделяются на четыре группы, причем переход от первой к четвертой обуславливается увеличением их геохимической подвижности:



3. Основной фактор, влияющий на распределение элементов на площади — гидродинамический режим под действием которого наиболее тонкодисперсные осадки, мелкоалевритовые и алеврито-пелитовые илы обогащены Fe, P, Mn, Co, Ni, Cu, Pb. Zr накапливается в прибрежных зонах, сложенных песками. Ti, V, Cr имеют максимум в осадках, сложенных крупными алевритами и частично мелкоалевритовыми илами.

ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море — Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., вып. 115, № 57, 1952.
- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах — В сб.: К познанию диагенеза осадков, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Глаголева М. А. К геохимии Черного моря. — В сб.: Современные осадки океанов и морей, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Залманзон Э. С. К познанию осадкообразования в оз. Балхаш. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1951, т. 26.
- Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1951, вып. 132, № 53.
- 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.
- Тарасов М. Н. Гидрохимия оз. Балхаш. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Геологический институт
АН СССР Москва

Дата поступления
10.IV.1972

УДК 552.523 : 551.78 (470.6)

О ГЕНЕЗИСЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
АЗОВО-КУБАНСКОЙ И РИОНСКОЙ ВПАДИН

В. Р. ВЛОДАРСКАЯ, Г. И. НОСОВ

Приводится состав глинистых минералов в палеоген-неогеновых отложениях Азово-Кубанской и Рионской впадин и размещение их ассоциаций по разрезу и площади. Показана видовая устойчивость глинистых минералов в зоне катагенеза и отсутствие влияния на их состав литолого-геохимических особенностей вмещающих пород. Установлена зависимость состава ассоциаций глинистых минералов от источников сноса.

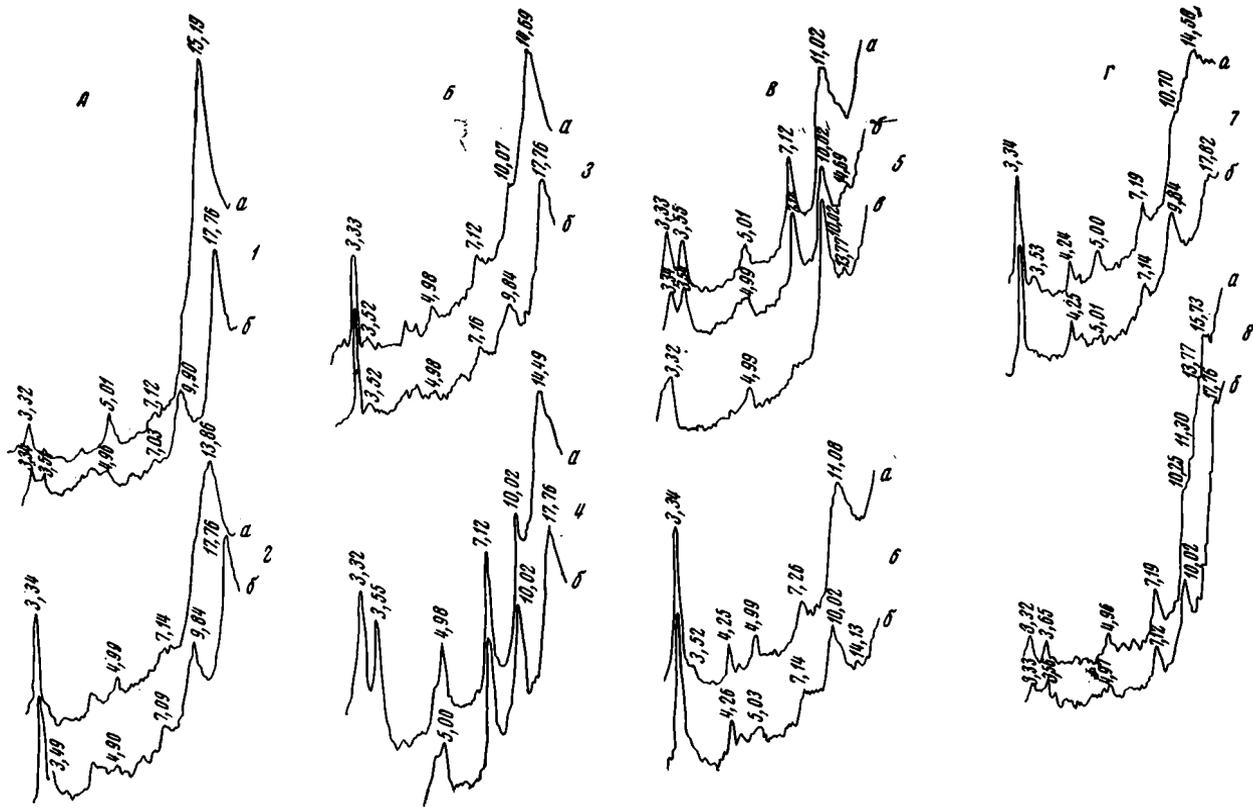
Палеоген-неогеновые нефтегазоносные отложения южной части Азово-Кубанской впадины Предкавказья и Рионской впадины Закавказья представлены в основном морскими терригенными в разной степени известковистыми породами мощностью порядка 5000 м.

В палеоцене и эоцене Азово-Кубанской впадины развиты преимущественно песчано-глинистые породы с прослоями мергелей и известняков, а на территории Рионской впадины — карбонатные породы (известняки, мергели) с прослоями глин и местами туфогенных песчаников (площадь Боржоми). В западной части этих впадин низы толщи приобретают флишевый характер. Мощность всей толщи от 800 м в Рионской впадине до 2400 м в Западно-Кубанском прогибе.

Майкопские отложения, включающие весь олигоцен и низы миоцена, почти повсюду представлены темными листоватыми глинами с прослоями песчаников, алевролитов и мергелей общей мощностью 500—1000 м. Миоцен на рассматриваемой территории сложен главным образом песчано-алевритно-глинистыми породами с прослоями конгломератов, мергелей и известняков. Мощность миоцена 1000—2000 м.

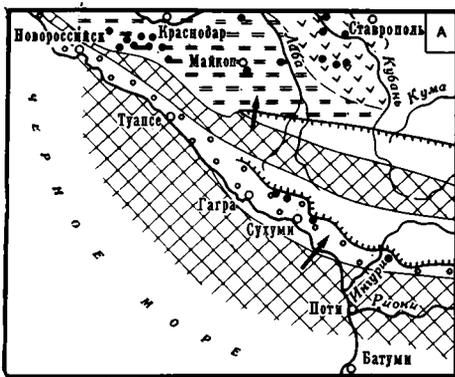
Плиоценовые отложения Западно-Кубанского прогиба представлены толщей прибрежно-морских песчано-глинистых отложений, а на территории Адыгейского выступа, Восточно-Кубанского прогиба и Рионской впадины — преимущественно континентальными глинистыми образованиями с прослоями алевролитов, песчаников, конгломератов и мергелей. Мощность плиоцена более 1000 м. Формирование всей изученной толщи происходило в основном в гумидных условиях северной умеренно влажной зоны (Страхов, 1960).

Литологический состав палеоген-неогеновых отложений изучался по керну глубоких скважин и частично (в Рионской впадине) по образцам из естественных обнажений. Глинистые минералы были исследованы в 540 образцах, характеризующих весь разрез в различных пунктах Азово-Кубанской и Рионской впадин. Исследованию подвергалась тонкопелитовая фракция всех литологических разновидностей пород комплексом физических методов, среди которых главным был рентгенографический.



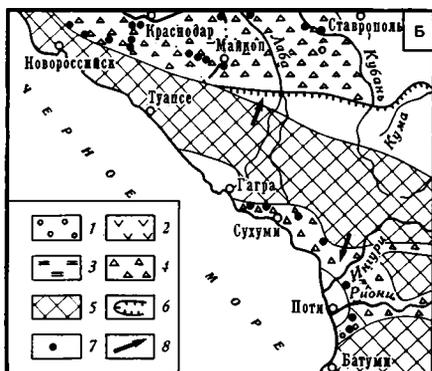
Фиг. 1. Рентгенографическая характеристика монтмориллонитовой (А), монтмориллонитогидрослюдистой (Б), смешанно-слойной (В) и монтмориллонито-смешанно-слойной (Г) ассоциаций глинистых минералов в тонкопелитовой (<0,001 мм) фракции пород

Глина: 1 — эоцена (Восточно-Северская скв. 74, глубина 2092 м, обр. 588), 2 — палеоцена (Горка скв. 640, глубина 1603 м, обр. 667), 3 — чокрака (Северо-Ахтырская скв. 170, глубина 1335 м, обр. 517), 4 — сармата (Великая скв. 1, глубина 895 м, обр. 839), 5 — майкопа (Восточно-Северская скв. 75, глубина 3352 м, обр. 582), 6 — эоцена (Восточно-Северская скв. 43, глубина 2873 м, обр. 584), 7 — эоцена (Абино-Украинская скв. 250, глубина 2897 м, обр. 1031), 8 — эоцена (Баракаевская скв. 27, глубина 305 м, обр. 1100); препарат: а — ориентированный, исходный, б — ориентированный, насыщенный глицерином, в — прокаленный при 600° С



Фиг. 2. Схема размещения основных ассоциаций глинистых минералов тонкопелитовой ($< 0,001$ мм) фракции палеоген-эоценовых (А) и миоценовых (Б) отложений

Ассоциация: 1 — монтмориллонитовая, 2 — смешаннослойная, 3 — монтмориллонито-смешаннослойная, 4 — монтмориллонито-гидрослюдистая; 5 — абсолютное воздымание и отсутствие отложений (суша); 6 — зона отсутствия отложений; 7 — пункты исследования; 8 — направление сноса с суши



Нашими исследованиями установлено, что глинистые минералы тонкопелитовой фракции палеоген-неогеновых пород представлены монтмориллонитом, гидрослюдой, каолинитом, хлоритом и смешаннослойным минералом с неупорядоченным чередованием слоев гидрослюд и монтмориллонита при резком преобладании первых. Эти минералы образуют смеси, среди которых выделяется 6 ассоциаций: монтмориллонитовая, монтмориллонито-гидрослюдистая, смешаннослойная, монтмориллонито-смешаннослойная,

каолинито-гидрослюдистая и хлорито-смешаннослойная. Наибольшим распространением пользуются первые четыре, их рентгенографическая характеристика приводится на дифрактограммах (фиг. 1). Диагностика глинистых минералов и характеристика их ассоциаций для Кавказского региона опубликована ранее (Носов, Влодарская, 1964; Влодарская, 1966, 1968), вследствие чего в данной статье не приводится.

По составу глинистых минералов все изученные отложения подразделяются на две части: нижнюю, включающую палеогеновые породы, и верхнюю, охватывающую неогеновые отложения. Основное их различие — развитие в нижней части разреза смешаннослойного минерала и почти полное отсутствие его в верхней части. Для палеогена прослеживается закономерное увеличение с юго-запада на северо-восток количества смешаннослойного минерала и сокращение в этом же направлении содержания монтмориллонита. В Азово-Кубанской впадине преобладают монтмориллонито-смешаннослойная и смешаннослойная ассоциации, а в Рионской — монтмориллонитовая (фиг. 2, А).

Для неогена наблюдается значительное возрастание роли монтмориллонита и гидрослюд, развитых повсеместно в породообразующем количестве, и резкое сокращение смешаннослойного минерала, присутствующего обычно в виде примеси совместно с каолинитом и хлоритом. В этих отложениях преобладает монтмориллонито-гидрослюдистая ассоциация с локальным развитием (площадь Супса) монтмориллонитовой в Рионской впадине (фиг. 2, Б).

Прежде чем перейти к вопросу о генетической природе глинистых минералов указанных выше отложений, необходимо проследить возможное влияние термодинамических факторов на состав изученных пород. Как показало петрографическое изучение шлифов, все литологические типы пород в период своего существования не претерпели, кроме уплотнения, значительных катагенетических изменений и сохранили основные черты, характерные для зоны литогенеза. Это же наблюдается и при рассмот-

Размещение ассоциаций глинистых минералов в породах различных литологических типов, окислительно-восстановительных фаций и глубин залегания

Тектоническая зона	Площадь	Возраст	Глубина, м	Порода	Окислительно-восстановительные фации	Ассоциации глинистых минералов					
						М	М-Г	С	М-С	К-Г	Х-С
Западно-Кубанский прогиб	Смоленская	Палеоцен	1585	Мергель	5	+					
То же	»	»	1706	Песчаник	5	++					
»	»	»	2259	Глина	4	+					
»	Калужская	»	2865	»	1				+		
»	»	»	2921	Песчаник	1				++		
Восточно-Кубанский прогиб	Александровская	»	930	Глина	4	+					
То же	»	»	1900	Песчаник	4				+		
Западно-Кубанский прогиб	Ново-Дмитриевская	»	2920	Глина	1				++		
То же	»	»	2895	Песчаник	1				++		
»	»	»	2890	Алевролит	1				+		
Аджаро-Триалетская складчатая зона	Боржоми	»	815	Глина	—						+
То же	»	»	890	Доломит	—						++
»	»	»	1100	Мергель	—						+
Западно-Кубанский прогиб	Глубокий Яр	Эоцен	950	Глина	4				+		
То же	Ключевая	»	3367	»	5				++		
»	»	»	3433	Алевролит	5				+		
»	Горка	»	720	Глина	1					+	
»	Ново-Дмитриевская	»	2388	Песчаник	5	+					
»	»	»	2489	Глина	1	+					
Адыгейский выступ	Баракаевская	»	305	»	1						
Восточно-Кубанский прогиб	Александровская	»	900	»	1						+
Гурийская подзона	Супса	»	3080	»	—			+			
Западно-Кубанский прогиб	Глубокий Яр	Майкоп	590	»	1						
То же	Восточно-Северская	»	3260	»	1						+
»	»	»	2648	»	1			+			
»	Северо-Кутаисская	»	2118	»	6						+
»	»	»	1855	Доломит	1			+			
»	Украинская	Чокрак	2486	Мергель	5			++			
»	»	»	1603	Известняк	5			+			
Адыгейский выступ	Кубанская	Сармат	500	Глина	2				+		
Гурийская подзона	Супса	»	240	»	3	+					
То же	»	»	1610	»	4	++					
»	Натанеби	»	Обнаж.	Мергель	—	+					
»	»	»	»	Глина	—	+					
Западно-Кубанский прогиб	Северо-Адагумская	Меотис	808	Мергель	2		+				

Тектоническая зона	Площадь	Возраст	Глубина, м	Порода	Окислительно-восстановительные фации	Ассоциации глинистых минералов					
						М	М-Г	С	М-С	К-Г	Х-С
Колхидская подзона То же »	Молтаква » »	Меолис » »	1200 2350 2718	Глина » Алевролит	 						
Западно-Кубанский прогиб То же Колхидская подзона	Украинская Глубокий Яр Молтаква	Понт »	972 707 715	Глина » Известняк	 	+	+				

Ассоциации глинистых минералов: М — монтмориллонитовая; М-Г — монтмориллонито-гидрослюдистая; М-С — монтмориллонито-смешаннослойная; К-Г — каолинито-гидрослюдистая; Х-С — хлорито-смешаннослойная. Окислительно-восстановительные фации: 1 — резко восстановительная; 2 — пиритовая; 3 — сидеритовая с пиритом; 4 — сидеритовая; 5 — глауконитовая; 6 — глауконитовая.

рени ассоциаций глинистых минералов.

Из анализа фактического материала следует, что все выявленные типы глинистых минералов, включая смешаннослойный, развиты в отложениях от палеоцена до плиоцена включительно и встречаются на глубинах от нескольких сотен метров до 3 км, образуя различные ассоциации (таблица). Характерно, что в разновозрастных породах одного и того же тектонического района, как слабо погруженных, так и лежащих на большой глубине, наблюдается один и тот же состав ассоциаций глинистых минералов. Так, в палеоцене (свита Горячего Ключа) Западно-Кубанского прогиба (площадь Смоленская) монтмориллонитовая ассоциация развита в породах, залегающих на глубинах 1600—2300 м, а в сармате Гурийской подзоны (площадь Супса) — 240—1600 м; в эоцене смешаннослойная ассоциация распространена на глубине 1000 (площадь Глубокий Яр) и 3400 м (площадь Ключевая). Такой же большой диапазон глубин залегания характерен для этих же ассоциаций и в разновозрастных отложениях. Например, в палеоцене монтмориллонитовая ассоциация распространена на глубинах 900—2500 м, а смешаннослойная — 700—3400 м.

Неизменность глинистых минералов в палеоген-неогеновых отложениях до глубин свыше 3000 м наиболее ярко выявляется на характере смешаннослойного минерала ряда гидрослюда — монтмориллонит. В кристаллической решетке этого минерала, как на глубине 300, так и 3400 м, резко преобладают гидрослюдистые пакеты над монтмориллонитовыми (70—90%), причем монтмориллонитовые пакеты в большинстве случаев характеризуются 15 Å периодичностью, что указывает на неизменность решетки смешаннослойного минерала по мере увеличения глубины его залегания. Отсюда следует, что этот минерал образовался не за счет преобразования монтмориллонита под действием термодинамических факторов, а принесен с континента, так как в противном случае он начал бы появ-

ляться на значительно больших глубинах, чем 300 м, и сопровождался бы постепенным уменьшением монтмориллонитовых пакетов с возрастанием глубины вплоть до полного исчезновения. Этот процесс, как полагает Уивер, сопровождался бы возрастанием роли гидрослюдистого компонента в решетке минерала с увеличением глубины его залегания, чего в изученной толще не наблюдается.

Выявленная видовая устойчивость глинистых минералов в конкретных термодинамических условиях зоны катагенеза изученного разреза вполне закономерна и обусловлена сравнительно «мягким» режимом, при котором температура, как известно, не поднималась выше 150°С, а горное давление не превышало 800 ат (Жабрев и др., 1966).

Отсутствие видовых изменений глинистых минералов за счет повышенных температур и давлений позволяет подойти к вопросу о возможном влиянии литолого-геохимических особенностей пород на состав входящих в них ассоциаций глинистых минералов. Выявленные закономерности в размещении ассоциаций глинистых минералов в тонкопелитовой фракции пород изученного разреза показывают, что к литологически разнородным породам часто приурочены идентичные глинистые минералы и, наоборот, в породах одного и того же литологического состава содержатся различные глинистые минералы. Например, монтмориллонитовая и смешаннослойная ассоциации развиты в глинах, алевролитах, песчаниках и мергелях, хотя эти же породы в других частях разреза содержат иные ассоциации глинистых минералов (см. таблицу).

Глинистые минералы не обнаруживают прямой связи и с фациальными условиями их накопления. Прежде всего, отсутствует зависимость их состава от геологических фаций. Например, монтмориллонит и каолинит — минералы, известные резко противоположными условиями своего образования, — встречаются в континентальных и прибрежно-морских отложениях плиоцена и в нормально-морских карбонатных породах палеоцена. Причем каолинит (типично континентальный минерал) в прибрежно-морских отложениях встречается в виде примеси, а в морских часто бывает породообразующим. Не наблюдается также зависимости состава глинистых минералов от окислительно-восстановительных условий формирования вмещающих их отложений. Все выявленные глинистые минералы развиты в породах различных геохимических фаций — от слабоокислительной до резко восстановительной. Что же касается зависимости глинистых минералов от кислотно-щелочных условий бассейна седиментации, то, хотя рН этой среды точно и не установлен, постоянное присутствие основных породообразующих глинистых минералов в мощной толще отложений, которые, очевидно, формировались в разнородной геохимической обстановке, позволяет считать, что такой зависимости, видимо, тоже не существует.

Таким образом, идентичность ассоциаций глинистых минералов в породах различного литологического типа и отсутствие связи их с фациальными условиями формирования вмещающих отложений показывает, что подавляющая часть этих минералов в изученном регионе имеет аллотипное происхождение.

Характерно, что для всех выявленных глинистых минералов наблюдается зависимость состава их ассоциаций от источника сноса. Нами были отобраны и исследованы образцы пород из возможных питающих провинций. Для палеогенового бассейна седиментации это главным образом Центрально-Кавказский остров, Черноморская суша и островные поднятия в Аджаро-Триалетской геосинклинальной зоне. Предположительно материнскими породами, поставившими обломочный материал в эти бассейны, были осадочные отложения юры и мела, а также метаморфические и изверженные образования палеозоя, аналоги которых обнажаются в настоящее время в бассейнах рек Пшиш, Лаба, Зеленчук, Теберда и Кубань, а также на Дзирульском массиве.

Исследования тонкопелитовой фракции пород из этих участков, проведенные нами комплексом методов, показали присутствие в них полного набора тех же глинистых минералов, что и в изученных отложениях Азово-Кубанской и Рионской впадин: монтмориллонита, гидрослюды, каолинита, хлорита и смешаннослойного минерала с резким преобладанием гидрослюдистых пакетов над монтмориллонитовыми. Смешаннослойный минерал выявлен нами в осадочных породах и в реликтах кор выветривания на изверженных массивах (граниты р. Большой Лабы у с. Курджиново и Дзирульского массива). Кроме того, он был обнаружен в виде примеси в речной взвеси р. Лабы (у устья р. Бескес) и в придонном осадке ее среднего течения (у сел. Мостовского).

Учитывая, что палеоклиматические условия периода формирования палеогеновых отложений были, как и в настоящее время, гумидными, можно допустить, что и в прошлом возникали подобные же смешаннослойные минералы в корях выветривания изверженных пород. Эти минералы наряду с перетолженными, поступающими из выходящих на дневную поверхность осадочных толщ, обогащали тонкопелитовую фракцию осадков синхроничных бассейнов седиментации, обуславливая тем самым аллотигенность этих минералов в формировавшихся осадках.

Значительно отличается набор глинистых минералов, обнаруженный нами при изучении отложений, рассматриваемых в качестве возможных материнских для бассейнов неогенового времени. Переломный этап в истории геологического развития регионов (формирования Большой Кавказа, Абхазско-Окрыбской и Аджаро-Триалетской складчатых зон), приуроченный к олигоцену, был одновременно и этапом, резко разграничивающим состав ассоциаций глинистых минералов в тонкопелитовой фракции палеогеновых и неогеновых отложений.

Возможными материнскими породами, поставлявшими обломочный материал в неогеновый предгорный и межгорный бассейны седиментации, являлись последовательно воздымавшиеся толщи пород Большого Кавказа, а также Абхазско-Окрыбской и Аджаро-Триалетской складчатых зон, аналоги которых в настоящее время выходят на дневную поверхность по Черноморскому побережью, в бассейне р. Кубани, на Дзирульском массиве и в районе Боржоми. Тонкопелитовая фракция этих пород представлена монтмориллонитом, гидрослюдой, каолинитом и хлоритом. Смешаннослойный минерал фиксируется значительно реже и в относительно меньшем количестве. Такой же видовой состав глинистых минералов, как было показано выше, развит и в неогеновых отложениях Азово-Кубанской и Рионской впадин, что подтверждает их доминирующую аллотигенную природу.

Монтмориллонит в некоторой своей части по всему разрезу может быть и аутигенным. Особенно это относится к палеогеновым отложениям Рионской впадины, формировавшимся в непосредственной близости от очагов интенсивной вулканической деятельности. Туфогенный материал, неминуемо попадавший в какой-то доле в бассейны седиментации, претерпевал в осадке преобразование с возникновением минералов монтмориллонитового типа.

Приведенные материалы достаточно убедительно показывают, что основная масса глинистых минералов нефтегазоносных отложений палеоген — неогена на изученной территории имеет аллотигенное происхождение и состав их ассоциаций контролируется палеогеографией периода формирования этих осадочных толщ и литологическим типом пород питающих провинций сноса. Эти выводы полностью увязываются с данными М. А. Ратеева (1964), Ж. Милло (1968) и других о генезисе глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.

ЛИТЕРАТУРА

- В л о д а р с к а я В. Р. Роль глинистых минералов в процессах битумообразования в осадочных породах (на примере Западного Предкавказья).— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- В л о д а р с к а я В. Р. Об аллотигенности глинистых минералов мезо-кайнозойских отложений Западного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Ж а б р е в Д. В., Л а р с к а я Е. С., Н о с о в Г. И., В л о д а р с к а я В. Р., Л а з а р е в а В. М. Нефтематеринские свиты Западного Предкавказья, основные закономерности их формирования и перспективы нефтегазоносности.— Тр. ВНИГНИ, М., 1966, вып. V.
- М и л л о Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Н о с о в Г. И., В л о д а р с к а я В. Р. Соотношение глинистых минералов и органического вещества в нефтематеринских отложениях южного борта Азово-Кубанского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2.
- Р а т е е в М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт
Москва

Дата поступления
17.VII.1970.

О КОНТАКТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ ПОРОД УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ

А. Б. ГУРЕВИЧ, С. А. ТОПОРЕЦ

Это первая в геологической литературе сводка, посвященная контактовым изменениям углевмещающих пород вблизи интрузий основного состава. Типы контактовых изменений крайне разнообразны — от полной перекристаллизации, расплавления и метасоматического замещения до слабого механического уплотнения и карбонатизации и определяются составом магмы, размером и формой интрузий, а также особенностями вещественного состава и физических свойств вмещающих пород. Изменения, наиболее интенсивные по масштабу и глубине преобразования пород, связаны с процессами контактивно-инфильтрационного метасоматоза.

Настоящая работа — первая в геологической литературе сводка о контактовом метаморфизме пород угленосных формаций. В ее основу положены результаты параллельного изучения изменений углей и углевмещающих пород (преимущественно песчаников) под влиянием даек, силлов и хонолитов основного состава, проведенного авторами в Тунгусском бассейне. Используются также литературные источники. В экзоконтактах сибирских траппов, бедных летучими компонентами, ширина зоны изменения пород в 2—5 раз меньше ширины зоны метаморфизма углей и захватывает в основном цемент песчаников (табл. 1).

В большинстве случаев породы экзоконтакта отличаются повышенной плотностью (σ), пониженной пористостью (n), несколько большим удельным весом (d) и меньшей величиной коэффициента акустической анизотропии (λ). Глинистые и углисто-глинистые породы превращаются в узловатые и пятнистые сланцы с новообразованиями кордиерита, хлорита, апатита и ромбического пироксена. Угли в непосредственном контакте превращаются в антрациты, полуантрациты и натуральный кокс, а по мере удаления от интрузива сменяются все менее метаморфизованными углями контактового ряда (Гаврилова, 1968). Полнота последнего зависит от стадии метаморфизма исходных углей, какого-либо совпадения границ зон контактового метаморфизма углей и пород не наблюдается (табл. 1, примеры 1—3).

По мере увеличения степени эпигенеза углевмещающих пород (как и степени метаморфизма заключенных в них углей) мощность зоны контактовых изменений уменьшается (табл. 1, примеры 1—3).

Привнос вещества из магмы, как правило, незначителен, за исключением кальция, магния, марганца и отчасти железа (табл. 2), ввиду чего характер минеральных новообразований определяется в значительной мере исходным составом пород к моменту внедрения. Вместе с тем даже вблизи «сухих» траппов наиболее широкая зона контактовых изменений (монтмориллонитизация, карбонатизация и т. п.) обязана своим происхождением не столько тепловому воздействию интрузий, сколько гидротермальному метасоматозу, связанному с трапповым магматизмом (Ля-

Характер изменений вмещающих угли пород

Состав интрузий и их мощность, м	Степень метаморфизма углей в исходных породах	Мощность измененных зон, м		Физические параметры				Характер контактовых изменений	Пункты наблюдений, источники сведений	
		углей	пород	σ	d	n	$\lambda = \frac{V_{\parallel}}{V_{\perp}}$			
Долеритовый порфирит, 3,0	Д	На контакте с дайками							Импрегнация магнетитом, редкие новообразования рутила, сфена, турмалина, монтмориллонитизация цемента, слоистость затушевывается, цвет меняется от светло-серого до серовато-черного, повышение σ , V незначительное для d , понижение n , λ Слабая монтмориллонитизация цемента Неизменные светло-серые полимиктовые крупнозернистые аллювиальные песчаники с глинисто-карбонатным цементом	Тунгусский бассейн, Каякское месторождение (Гуревич, Топорев, 1968 ₁)
		$A^K + PA^K = 0,5$	0,8	2,44	2,63	7,21	$1,04 = \frac{2500}{2380}$			
		$T^K = 1,2$		2,43	2,64	7,95	$1,25 = \frac{2080}{1660}$			
		$Ж^K + K^K + O^K = 2,3$	2,8	2,39	2,55	6,34	$1,45 = \frac{2360}{1624}$			
		$\Gamma^K = 1,0$ Д ^К = 2,5	31 и более	2,28	2,61	12,6	$1,05 = \frac{2260}{2150}$			
				2,25	2,61	13,81	$1,08 = \frac{2200}{2040}$			
Долерит, 15,0	O ^T	$PA^K = 0,15$	0,1	2,65	2,8	5,36	$0,84 = \frac{2420}{2950}$	Слабая гидрослюдизация и хлоритизация цемента, карбонатизация, слоистость затушевывается, слабое осветление, повышение σ , V , d , понижение n , λ Неизменные полимиктовые средне-крупнозернистые песчаники аллювиального генезиса	Тунгусский бассейн, Кайерканское месторождение (материалы авторов)	
		$O^K = 3$	20 и более	2,52—2,56	2,66—2,69	5,27—4,83	$1,7 = \frac{2730}{1525}$			
Долериты с многочисленными ксенолитами ороговированных пород, 4, 5	A ^T	Практически неизменные	0,5	2,6	2,63	1,14	$0,88 = \frac{2470}{2310}$	Повышенная крепость и трещиноватость песчаников, хлоритизация и карбонатизация цемента	Тунгусский бассейн, среднее течение, р. Фокиной (материалы авторов)	

Таблица 1 (продолжение)

Состав интрузий и их мощность, м	Степень метаморфизма углей в исходных породах	Мощность измененных зон, м		Физические параметры				Характер контактовых изменений	Пункты наблюдений, источники сведений
		углей	пород	σ	d	n	$\lambda = \frac{V_{\parallel}}{V_{\perp}}$		
			18 и более	2,56	2,65	3,4	$1,5 = \frac{2580}{1690}$	Неизменные песчаники	
Скрытокристаллический долерит, 1,2			0,05 (в)	2,51	2,52	0,39	$1,15 = \frac{4000}{3490}$	Повышенная прочность, темно-серая окраска, слоистость затупевана, деформация зерен пород, карбонатизация (кальцит), повышение σ , V и незначительное для d , понижение n То же, единичные зерна волластонита, магнетита, пирита Карбонатизация, изредка магнетит, существенная вкрапленность пирита Неизменные средне-крупнозернистые полимиктовые песчаники дельтового генезиса	Тунгусский бассейн, месторождение руч. Горного (Гуревич, Топорец, 1968,)
			0,05 (н)	2,49	2,57	3,15	$0,81 = \frac{3090}{3480}$		
			0,2 (н)	2,45	2,56	4,3	$0,72 = \frac{2260}{3130}$		
				$2,1 - 2,16$	$2,38 - 2,42$	$10,7 - 18,25$	$1,15 = \frac{1170}{1345}$		
Титан-авгитовый долерит, 60—110	K ^T	A ^K =2,7	0,25	2,52	2,61	5,97	$1,23 = \frac{3000}{2440}$	Интенсивное осветление, слоистость полностью затупевана, слабая гидрослюдизация цемента, слабая карбонатизация, новообразования магнетита и пирита, деформация обломков и зерен минералов То же, намечается слоистость Слабое осветление, слабая гидрослюдизация цемента, слоистость довольно отчетливая, слабое уплотнение Неизменные серые до темно-серых мелкозернистые и мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники подводно-дельтового генезиса	Тунгусский бассейн, месторождение гор Шмидта и Надежда (материалы авторов)
			0,75	2,54	2,78	8,64	$1,14 = \frac{2570}{2260}$		
			0,4	2,54	2,68	5,25	$1,13 = \frac{2290}{2030}$		
		ПА ^K =0,4 Песчаник 2,5 K ^K =1,4		$2,53 - 2,63$	$2,7 - 2,71$	$6,3 - 2,59$	$2,04 = \frac{3410}{1670}$		

Габбро-долерит (слабодифференци- рованных)	АТ	1 (в)	2,03	2,77	5,05	1,41 = $\frac{3300}{2330}$	3300
		Свыше 3,5 (н)	2,54	2,65	4,1	1,02 = $\frac{2680}{2620}$	2680
			2,49	2,58	3,48	0,82 = $\frac{2200}{2680}$	2200

20,0

σ — плотность, г/см³; d — удельный л.с., г/см³; μ — пористость, %; λ — коэффициент акустической анизотропии; V_{\parallel} , V_{\perp} — скорость распространения ультразвука соответ- ственно параллельно и перпендикулярно слою, м/с; k ; $O\theta$ и $A\Gamma$ — турмалиновые отощенные угли и антрациты; DK , ..., AK — стадии метаморфизма углей контактового ряда (Гаврилова, 1966).

хович, 1955; Гуревич, Топорец, 1968₁). Вследствие этого дайки, являющиеся проводниками тепла и гидротермальных растворов из глубины, оказывают значительно большее воздействие на вмещающие породы (относительно мощности тела), чем силлы, запас тепла и летучих в которых ограничен объемом интрузивной камеры (Соболев, 1936; Ляхович, 1955).

В экзоконтактах интрузий, более богатых летучими компонентами (главным образом H_2O и CO_2), происходит полная или частичная перекристаллизация боковых пород, а мощность измененных зон достигает 100—200 м и более. Песчаники превращаются в кварц-полевошпатовые роговики, вторичные кварциты, кварцитовидные и ороговикованные песчаники с гранобластовой структурой. На большем удалении от интрузива обломочные зерна в основном сохраняют свою форму, а цемент полностью перекристаллизовывается в тонкозернистый слюдисто-кварцевый, кварцевый, хлоритовый или альбитовый агрегат. Среди новообразований присутствуют кордиерит, андалузит, биотит, магнетит, авгит, диопсид, альбит, хлорит, мусковит, реже флогопит, апатит, гранат, турмалин и т. д. (Соболев, 1936).

Глинистые породы (аргиллиты, сланцы) превращаются в плотные афанитовые или тонкозернистые темные породы, нередко с раковистым изломом (лидиты). Среди них отмечаются альбит-эпидотовые, альбит-диопсидовые, альбит-амфиболовые роговики (Соболев, 1936; Аникеев, Моор, 1939; Юдина, 1965, 1967). На большем удалении от интрузии, а иногда и в непосредственном контакте, образуются узловатые и пятнистые сланцы с андалузитом, кордиеритом, хлоритом, биотитом и мусковитом (Соболев, 1936). Мелкозернистые алевролиты преобразуются в мелкозернистые контактовые роговики, в которых развиваются биотит, магнетит, гиперстен, авгит и кордиерит (Уокер, Польшерваарт, 1950).

При контактовом метаморфизме карбонатных пород образуются мраморизованные известняки и роговики, состоящие главным образом из граната, диопсида и волластонита с подчиненными цирконом, цизотитом, сфе-

Таблица 2

Массообмен в экзоконтактах интрузий основного состава, внедрившихся в угленосные отложения Сибирской платформы, % от содержания в неизмененных породах

№ п.п.	Характер контактов	Компоненты																		Общий баланс привноса-выноса, %		
		Si		Ti		Al		Fe ³⁺		Fe ²⁺		Mn		Ca		Mg		K			Na	
		+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-		+	-
1	Контакт песчаников, вмещающих длиннопламенные угли, с вертикальной дайкой долерита (N=3 м)	14,9		33		10,8		75		15,1				70,6	232				9,7	9		+8,5
2	Контакт песчаников, вмещающих Т-угли, с вертикальной дайкой долерита (N=20 м)		20,5	17,6		18,4		9,5	235,1		800		186,3		116		5				43,4	+1,5
3	Контакт песчаников, вмещающих антрациты, с дайкой — «трубкой взрыва» (N=4,5 м)		2,6	15,5		13,3		4	22,3		50		27,2		57,9		28,8				31,4	0
4	Верхний контакт песчаников, заключающих длиннопламенные угли, с силлом долерита (N=1,2 м)	19,8			30	6,7		16,6	26,2	233			365			1,9	25				8,3	+20
5	То же, нижний контакт	10,9		20		10,9		23,3	19,1	566			720		40,4		73				5,5	+22
6	Верхний контакт песчаников, вмещающих К-угли, с Талнахским хонслитом (N=200 м)		41,9	1900		215,6		492,3		4,1		666,6		900		268			82,3	294		+5
7	То же, нижний контакт		32,2	1000		250,6		0			67,3	566		850		64,7			82,5	2773		-2,2
8	Нижний контакт песчаников, вмещающих К-угли, с хонолитом Норильск-1 (N=140—200 м)		16,3	71,4		17,3		15	105		100		81,5		30				28,7	125,5		-3,5

Химические анализы выполнены в ЦХЛ Северо-Западного ГУ, расчет баланса вещества производился по методу В. А. Рудника в упрощенной его модификации, предложенной В. И. Алиевым и Б. В. Мустафазаде (1967).

ном, хлоритом, эпидотом, пренитом и основными плагиоклазами (Дю Тойт, 1957). За счет термометаморфизма вулканического пепла при температурах 200—300° С образуется ломонтит.

В карбонатных конкрециях развиваются диопсид, сфен, биотит, гроссуляр, волластонит, везувиан, эгирин-авгит, щелочные полевые шпаты (свита Экка, Южная Африка, по Ф. Уокеру и А. Польдерварту, 1950). Угли, насколько можно судить по единичным наблюдениям в Тунгусском бассейне, вблизи интрузий превращаются в антрациты, суперантрациты и ококсированные угли, а на удалении от них — в тощие и полуантрациты контактового ряда.

Крайний случай контактового термометаморфизма — расплавление вмещающих пород. Частичное переплавление кварц-полевошпатовых песчаников в контакте с траппами отмечалось Н. А. Ивановым (р. Ахтаранда, по В. С. Соболеву, 1936): реликтовые зерна кварца и полевых шпатов погружены в стекло, составляющее около половины общего объема породы. В мелких ксенолитах песчаника (Ляхович, 1955) отмечаются оплавление зерен кварца и более интенсивное разрушение обломков плагиоклаза, которые погружены в стекловатую массу. В последней отмечены кордиерит, муллит и игольчатые выделения рудного минерала. Иногда полевые шпаты и частично кварц в песчаниках расплавляются с образованием стекла, в которое погружены зерна кварца с корродированными краями, новообразования магнетита и циркона. Следует отметить, что расплавлению вмещающих пород способствует давление летучих компонентов (преимущественно водяных паров), понижающее точку плавления слагающих их минералов.

Все рассмотренные выше изменения, обусловленные в основном тепловым влиянием интрузии, как правило, изохимические и контролируются исходным составом вмещающих пород, хотя в ряде случаев здесь имеет место и привнос вещества, например натрия, железа, кальция, магния, фтора и др. При образовании же контактовых ореолов крупных дифференцированных интрузий Сибирской и Южно-Африканской платформ весьма существенную роль играют процессы контактово-инфильтрационного метасоматоза, который приводит к частичному, а нередко и полному изменению исходных и термально метаморфизованных пород угленосной толщи, как это имеет место, например, на Талнахском месторождении Норильского района (Годлевский, Юдина, 1966; Юдина, 1967; Архипова, Наторхин, 1969). Вследствие интенсивного привноса натрия и алюминия наряду со значительным выносом кремния (табл. 2, № 6—7) существенная (вплоть до полного замещения) альбитизация захватывает большую часть экзоконтакта Талнахского хонолита, в том числе всю зону образовавшихся несколько ранее контактовых роговиков (табл. 3). Контактво-инфильтрационные скарны локализируются в виде пластовых и секущих тел, гнезд и линз среди ороговикобразованных и альбитизированных пород, удаляясь от кровли интрузива до 130 м. Наконец, пренит-кальцит-цеолитовые породы, приуроченные (как и скарны) к контракционным и тектоническим трещинам, развиваются по роговикам, полевошпатовым метасоматитам, скарнам, а также слабоизмененным породам на удалении до 150—200 м от контакта (Юдина, 1967).

Таким образом, преобразование пород контактового ореола Талнахской интрузии связано с наложением различных по характеру процессов, одни из которых (ороговикование) связаны преимущественно с тепловым, а другие с эманационным воздействием хонолита. Несмотря на это, в пределах ореола с некоторой долей условности можно наметить три зоны, различающиеся по интенсивности контактовых изменений (табл. 4): контактовых роговиков и полевошпатовых метасоматитов; ороговикобразованных пород; слабоизмененных пород.

В пределах первой зоны в непосредственном эндо- и экзоконтакте хонолита образуются кислые гибридно-метасоматические породы, при-

Таблица 3

Схема последовательности образования пород контактового ореола Талнахской дифференцированной интрузии (по В. В. Юдиной, 1967, с некоторыми дополнениями и изменениями)

Действующие факторы	Степень трещиноватости интрузива				
	Консолидированный массив		Слабая	Сильная (контракционная и тектоническая)	
Стадии метаморфизма	Магматическая (прогрессивная)		Послемагматическая (регрессивная)		
Температурные условия	Высокотемпературные		Среднетемпературные	Низкотемпературные	
Типы (формации) пород экзоконтакта	Роговики и ороговикованные породы	Гибридно-метасоматические породы	Доскарновые (альбитовые и калишпатовые метасоматиты)	Контактово-инфильтрационные скарны: волластонит-гранат-везувияновые скарны с пренитом, кальцитом, пирротином	Послескарновые метасоматиты: пренит-кальцит-цеолитовые породы с пиритом; слабоизмененные породы

Таблица 4

Схема зональности пород контактового ореола Талнахской интрузии

Зоны	Подзоны	Мощность, м		Степень метаморфизма углей контактового ряда	Температура образования углей, °С (Гаврилова, 1968)
		зон	подзон		
Контактовых роговиков и полевошпатовых метасоматитов	Гибридно-метасоматических пород	50—150	0—25	Графиты (ографиченные угли)	900—1000
	Существенно калишпатовых пород		15—25		
	Существенно альбитовых пород		до 100—150		
Ороговикозванных пород	Альбитового цемента Слюдисто-кварцевого и кварцевого цемента	до 80—100	до 50—70 до 30—50	А ^К , ПА ^К , Т ^К	600—700 (А ^К) 520—600 (ПА ^К) 450—520 (Т ^К)
		до 40—60			О ^К , К ^К

ближающиеся по составу к сиениту и кварцевому монцониту и дающие все переходы от роговиков до верхних дифференциатов интрузии (пегматоидных габбро-долеритов). Они состоят из среднего и кислого плагиоклаза, калишпата, альбита, кварца, пироксена и микропегматита. Начальный период их образования связан с частичным расплавлением вмещающих пород и кристаллизацией из расплава, а последующий — с метасоматическими преобразованиями магматических минералов (Юдина,

1967). Мощность зон гибридно-метасоматических пород может достигать 10—25 м, особенно в участках интенсивного развития эруптивной брекчии. Вблизи контакта (непосредственно за зоной гибридных пород) могут развиваться наиболее высокотемпературные полевошпатовые метасоматиты: крупнозернистые (1,5—2 мм) калишпатовые породы с гетерогранобластовой и порфиробластовой структурами. Кроме калиевого полевого шпата (часто решетчатый микроклин), интенсивно пелитизированного, отмечаются рутил (до 12% в тяжелой фракции), сфен (до 35%), андалузит, моноклиновый пироксен, сульфиды (Гуревич, Топорец, 1968₁). Мощность этой подзоны 1—25 м, в ряде случаев она отсутствует.

Основная часть пород первой зоны представлена осветленными, преимущественно афанитовыми, реже зернистыми образованиями с практически несохранившимися структурными и текстурными особенностями исходных пород и высокой механической прочностью. По глинисто-альбитовым породам развиваются альбитовые (адинолы) и диопсид-альбитовые породы. Адинолы имеют микрогранобластовую зубчатую структуру и состоят в основном из зерен альбита в 0,03—0,05 мм (изредка до 0,5 мм). Кроме альбита развиваются моноклиновый пироксен, сфен, рутил, биотит, эпидот, сульфиды и карбонаты. Наблюдаются реликтовые зерна калиевого полевого шпата и кварца в 0,05—0,1 мм с корродированными краями. Для альбит-диопсидовых пород характерны те же минералы (при содержании диопсида до 60%) и микролепидогранобластовая структура. Изредка отмечаются цоизит, клиноцоизит, кордиерит.

В мелко- и среднезернистых песчаниках наряду с альбитовым агрегатом присутствуют изометричные и неправильной формы участки с гранобластовой зубчатой (кварцитовой) структурой. Эти реликты роговиков сложены зернами кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и микрокварцита. При увеличении крупности зерна основную часть породы составляют роговики с гранобластовой структурой, а альбит замещает лишь часть (обычно периферию) кварцевых и полевошпатовых зерен и, вероятно, полностью цемент, обломки глинистых пород и эффузивов.

Типоморфные минералы — скарнов, развитых в рассматриваемой зоне, — волластонит, гранат, близкий к гроссуляру, везувиан, кальцит, пренит, редко пироксен и эпидот.

Угли в рассматриваемой зоне, найдшиеся к моменту внедрения на коксовой стадии, превращены в скрытозернистые графиты (табл. 4).

Многообразие образующихся продуктов и набор минералов с различным удельным весом (2,65—3,6 г/см³) определяют широкие пределы колебаний величин физических параметров приконтактных пород (табл. 5). Для них характерны повышенная пористость, некоторое повышение удельного веса, уменьшение плотности и скорости распространения ультразвука. Происходящие изменения, по-видимому, обусловлены главным образом не непосредственным обогащением пород легкими компонентами (удельный вес постоянный или растет), а выносом вещества и увеличением полостей (повышение пористости).

Аналогичное явление было отмечено в свое время Дж. Шварцем (1958) как настолько характерное для контактовых изменений под влиянием дифференцированных интрузий, что было предложено в качестве поискового признака последних.

Мощность зоны роговиков и полевошпатовых метасоматитов до 30—50 м в подошве и 100—150 м в кровле интрузии. Столь существенное различие в мощностях объясняется большей длительностью прогрева и более существенной метасоматической переработкой верхнего экзоконтакта флюидами, мигрирующими преимущественно вверх, в область пониженных давлений.

Зона роговикованных пород образуется на большем удалении от хонолита и при меньших температурах. Развитые в пределах этой зоны породы также осветлены, имеют нередко кварцитовидный об-

Физические свойства пород контактового ореола талнахской интрузии

Таблица 5

Зоны	Породы контактового ореола		Физические параметры*						
			$\sigma_{ср} (\sigma_{Mo})/D \sigma$	$d, г/см^3$	$n, \%$	$V_{\parallel}/V_{\perp}=\lambda$			
Контактных роговиков и полевшпатовых метасоматитов	Альбитовые метасоматиты и альбитизированные роговики	по средне-грубозернистым песчаникам	$\frac{2,48 (2,47)}{2,45-2,53}$	2,58	3,1	$\frac{2400}{2400}=1$			
		по тонко- и мелкозернистым песчаникам	$\frac{2,5 (2,52)}{2,43-2,52}$			2,6	4,3	$\frac{2400}{2200}=1,1$	
		по аргиллитам и алевролитам	$\frac{2,56 (2,58)}{2,55-2,6}$	2,67	4,5	$\frac{2420}{2790}=0,9$			
			Приконтактовая порода (первичные признаки полностью отсутствуют)			$\frac{2,5 (2,52)}{2,43-2,53}$	2,6	4,3	$\frac{2400}{2200}=1,1$
			$\frac{2,52 (2,57)}{2,41-2,66}$			2,65			5,9
		$\frac{2,39-2,54^{**}}{2,44-2,47^{**}}$	2,66—2,71	6,2—10,2	—				
		Ороговикованных пород			Ороговикованные песчаники разной зернистости	$\frac{2,57 (2,57)}{2,54-2,59}$	2,62—2,65	5,63- -5,75	—
			$\frac{2,6 (2,68)}{2,54-2,66}$	—		—			
			$\frac{2,57 (2,62)}{2,46-2,69}$	2,63		2			$\frac{2670}{1735}=1,6$
			$\frac{2,6 (2,6)}{2,54-2,64}$						2,69
$\frac{2,61 (2,62)}{2,48 (2,69)}$	2,65		5,6						
Слабоизмененных пород		Окварцованные песчаники		$\frac{2,48 (2,47)}{2,44-2,5}$	2,64	5,3	$\frac{2620}{2270}=1,7$		
	$\frac{2,56}{2,45-2,6}$		2,64	5,3			$\frac{2270}{2200}=1$		
	Песчаники алевроитовые	$\frac{2,58}{2,52-2,65}$			2,64—2,72	3,7—5,4	$\frac{2300-2700}{3300-3400}=1,2-1,4$		
		$\frac{2,6 (2,6)}{2,48 (2,69)}$	2,65	5,6			$\frac{2870}{1640}=1,7$		
Песчаники тонко- и мелкозернистые	$\frac{2,48 (2,47)}{2,44-2,5}$	2,64			5,3	$\frac{2270}{2200}=1$			
	$\frac{2,56}{2,45-2,6}$		2,64—2,72	3,7—5,4		$\frac{2300-2700}{3300-3400}=1,2-1,4$			
	$\frac{2,58}{2,52-2,65}$					2,65	5,6	$\frac{2870}{1640}=1,7$	
Песчаники среднезернистые	$\frac{2,48 (2,47)}{2,44-2,5}$	2,64	5,3	$\frac{2270}{2200}=1$					
	$\frac{2,56}{2,45-2,6}$			2,64—2,72	3,7—5,4	$\frac{2300-2700}{3300-3400}=1,2-1,4$			
Песчаники полимиктовые средне- и крупнозернистые (аллювиальные)	$\frac{2,58}{2,52-2,65}$	2,64—2,72	3,7—5,4			$\frac{2300-2700}{3300-3400}=1,2-1,4$			
	$\frac{2,65}{2,6-2,7}$			2,64—2,72	3,7—5,4	$\frac{2300-2700}{3300-3400}=1,2-1,4$			
Неизмененных пород	Песчаники полимиктовые мелкозернистые (озерные)	$\frac{2,65}{2,6-2,7}$	2,64—2,72			3,7—5,4	$\frac{2300-2700}{3300-3400}=1,2-1,4$		
		$\frac{2,65}{2,6-2,7}$		2,64—2,72	3,7—5,4		$\frac{2300-2700}{3300-3400}=1,2-1,4$		

* $\sigma_{ср}$ — среднее арифметическое плотности; σ_{Mo} — наиболее вероятная величина плотности; $d, n, V_{\parallel}, V_{\perp}, \lambda$ — средние арифметические значения, соответственно, удельного веса, общей пористости, скорости ультразвука (параллельно и перпендикулярно слою) и коэффициента анизотропии скорости; $D\sigma$ — диапазон плотностей.

** Цифры, характеризующие диапазон плотностей.

лик, обладают повышенной трещиноватостью и механической прочностью. Вместе с тем структурные и текстурные особенности в них выражены довольно отчетливо. Для песчаников характерна полная перекристаллизация и замещение цемента и гораздо меньшие, чем в предыдущей зоне, преобразования в аллотигенных компонентах, сохраняющих в общих чертах, особенно в крупнозернистых разностях, свой исходный минеральный состав. Исходные коксовые угли превращены в тощие, полуантрациты и антрациты контактового ряда.

Физические параметры пород этой зоны, отличаясь от параметров предыдущей в сторону некоторого возрастания плотности и уменьшения пористости, по абсолютным величинам соответствуют параметрам песчаных пород зоны развития антрацитов (Гуревич, Топорец, 1968₂).

Зона слабоизмененных пород отличается от пород, находящихся за пределами контактового ореола и заключающих коксовые угли термального ряда, повышенной трещиноватостью, интенсивной карбонатизацией цемента и обломочных компонентов (кварца, плагиоклазов, обломков эффузивов), обильной вкрапленностью сульфидов, несколько меньшей пористостью и большей величиной коэффициента анизотропии скорости ультразвука (табл. 5). Угли теряют спекающие свойства, переходят в отощенные и коксовые угли контактового ряда (Гаврилова, 1968). Мощность этой зоны 40—60 м, а общая мощность контактового ореола Талнахского хонолита 200—250 м. Столь же интенсивную метасоматическую переработку пород угленосной свиты Экка (ЮАР) под влиянием дифференцированной интрузии долеритов (силл «Риткоп») отмечают Ф. Уокер и Д. Польдерваарт (1950).

Таким, образом, преобразования углевмещающих пород, наиболее существенные по масштабу и глубине, связаны не столько с тепловым влиянием интрузий, сколько с процессами контактово-инфильтрационного метасоматоза.

Динамотермальное воздействие интрузий (наряду с метасоматозом) приводит в ряде случаев к переходу пород в пластическое состояние и возникновению реоморфических жил и даек преимущественно вблизи крупных изверженных тел. Эти дайки и жилы внедряются в породы экзоконтакта и в сами интрузии и представлены роговиками, ороговикованными песчаниками и алевролитами (вблизи недифференцированных и слабодифференцированных интрузий). При внедрении дифференцированных основных интрузий кварц-полевошпатовые роговики даек в свою очередь преобразуются в кварц-хлорит-альбитовые, кварц-мусковит-альбитовые, кварц-андалузит-альбитовые породы (Тарасов, 1966). Реоморфизм алевролитов и аргиллитов свиты Экка (Южная Африка) привел к образованию жил гранофилов и темных полосчатых роговиков в телах долеритов, причем полосчатость возникла в результате пластического течения материала даек (Уокер и Польдерваарт, 1950). В целом среди проявлений контактового метаморфизма реоморфические явления занимают весьма скромное место. Мощность реоморфических жил и даек не более 0,5—1 м, длина — 5—10 м, а ореол их распространения ограничен зонами непосредственного эндо- и экзоконтакта пластовых, пологосекущих и хонолитаобразных интрузий.

ВЫВОДЫ

1. Контактные изменения углевмещающих пород под воздействием интрузий основного состава крайне разнообразны: от слабого механического уплотнения, карбонатизации и частичного расплавления в области непосредственного контакта до полной перекристаллизации и метасоматического замещения в зонах, достигающих десятков и сотен метров.

2. Масштаб и характер этих изменений определяются составом основной магмы, прежде всего ее насыщенностью летучими компонентами, ин-

тенсивностью выноса вещества из магматической камеры, размером и формой интрузий, а также вещественным составом и степенью эпигенеза вмещающих пород к моменту внедрения.

3. Параллельное изучение углей и угле вмещающих пород в зонах воздействия одних и тех же интрузий показало, что, как правило, не наблюдается каких-либо однозначных соотношений между характером и шириной зон изменения пород и степенью метаморфизма заключенных в них углей. Очевидно, это связано с тем, что преобразования пород, наиболее интенсивные по масштабу и глубине, обязаны своим происхождением контактово-инфильтрационному метасоматозу, тогда как для метаморфизма углей решающим фактором является величина и скорость прогрева, т. е. температурный режим.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев В. И., Мустафазаде Б. В. К вопросу количественного учета изменения вещества при гидротермальном метасоматозе.— Изв. АН АзербССР, сер. наук о земле, 1967, № 5.
- Аникеев Н. П., Моор Г. Г. Основные черты петрологии и металлогении траппов бассейна р. Северной.— Тр. Аркт. н.-и. ин-та, 1939, т. 126, вып. 1.
- Архипова А. И., Наторхин И. А. К вопросу о массообмене между трапповыми дифференцированными интрузиями и вмещающими их породами.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 186, № 5.
- Гаврилова О. И. Химические свойства и метаморфизм углей из зон контактов с секущими интрузиями.— В сб.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.
- Годлевский М. Н., Юдина В. В. Соотношение между оруденением, связанным с траппами Сибирской платформы, и послемагматическими процессами.— Матер. ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., ОНТИ ВСЕГЕИ, 1966.
- Гуревич А. Б., Топорец С. А. Об изменении вмещающих углей пород на контакте с сибирскими траппами.— В сб.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.
- Гуревич А. Б., Топорец С. А. Об эпигенезе песчаных пород тунгусской серии северной части Тунгусского бассейна.— В сб.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Ляхович В. В. О контактовых явлениях, связанных с сибирскими траппами.— Тр. ИГН СССР. Сер. петрогр., 1955, вып. 159, № 32.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Тр. НИИГА. Л., 1936, т. 43.
- Тарасов А. В. Реоморфические дайки и жилы в титан-авгитовых долеритах и породах экзоконтакта габбро-долеритовой интрузии Норильск-I.— Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, 1966, вып. 9.
- Уокер Ф., Польдерваарт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В сб.: Геология и петрография трапповых формаций. М., Изд-во иностр. лит., 1950.
- Шварц Дж. Гидротермальные изменения вмещающих пород как поисковый признак.— В сб.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Юдина В. В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район).— В сб.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., «Наука», 1965.
- Юдина В. В. К вопросу о контактовом метаморфизме и метасоматозе в связи с дифференцированными трапповыми интрузиями (на примере Талнахской никеленосной интрузии).— Тр. НИИГА, Л., 1967, вып. 151.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
20.V.1970

УДК 551.31/35

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ РИТМОВ ВТОРОГО ПОРЯДКА — РИТМОГАММ В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

И. А. ВЫЛЦАН

Ритмогаммы — это простейшие ассоциации элементарных ритмов. Изучена ритмичность строения палеозойских формаций Горного Алтая, и на этой основе разработана методика дешифрирования, теоретического и практического использования ритмичности осадочных толщ.

Естественное разделение стратифицированных разрезов на единицы различного ранга — «слои», «пласты», «пакеты», «горизонты», «пачки» и др. — давно и успешно используется в литологии и стратиграфии при расчленении и корреляции разрезов, анализе мощностей и фаций, реконструкции палеогеографической обстановки и т. д. Вместе с тем существующий в настоящее время подход при их выделении и определении объема настоятельно требует выяснения более полной картины соподчинения разного масштаба стратификационных единиц осадочных толщ и той «служебной» роли, которую могут играть их различные сочетания при решении практических задач в стратиграфии, литологии, палеогеографии, геотектонике.

В дальнейшем совершенствовании методики изучения стратифицированных толщ важен метод дешифрирования ритмичности. При этом большой интерес представляет возможность различать ритмические единицы различных порядков и, в частности, важнейшие среди них естественные сочетания элементарных ритмов — ритмогаммы¹.

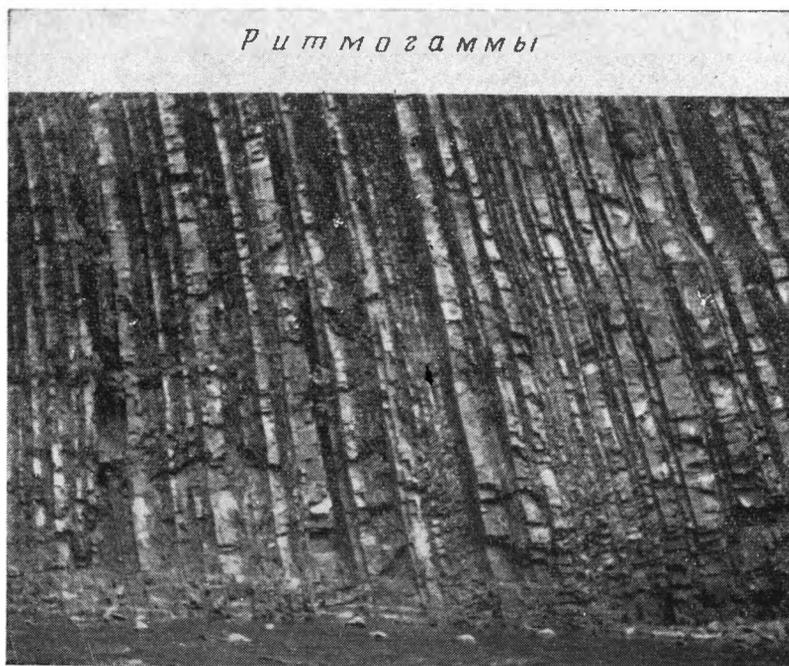
Наиболее яркий и характерный признак многих ритмогамм в разрезах — их асимметричное строение, связанное с изменением таких признаков пород, как зернистость, состав, цвет, четкость контактов и т. д. Известно, что в отдельном элементарном ритме (I порядка) от подошвы к кровле происходит постепенная и направленная смена одних литологических типов пород другими. В ритмогаммах наблюдается также от основания к кровле, хотя и прерывистая, но отчетливая тенденция к асимметрии, выражающаяся в изменении структуры в слоях, мощности и вещественного состава. Очень часто первый снизу ритм обладает относительно большей мощностью по сравнению с последующими. Реже наблюдается обратное или симметричное изменение мощности ритмов: от более крупных в основании с дальнейшим уменьшением в средней части и затем новым возрастанием к кровле.

В прямой связи с изменением мощности находится и структурный признак пород. Нижний элементарный ритм в ритмогамме характеризуется более значительным участием грубозернистого материала, чем верх-

¹ Не смешивать с понятием ритмограммы, введенным Н. Б. Вассоевичем.

ние ритмы. Аналогичным образом в ритмогаммах терригенных формаций происходит от подошвы к кровле возрастание глинистости, иногда и карбонатности.

Из других признаков ритмогамм следует выделить особенности контактов и ритмическую полноту. Первый снизу ритм в ритмогамме ложится на подстилающий ритм обычно с более резким контактом, чем выше-лежащие, в его подошве нередко фиксируются следы предшествующего



Фиг. 1. Общий вид обнажения пород с делимостью на стратификационные единицы различного ранга

Обособляющиеся типы пород образуют слои, их повторяющиеся сочетания слагают элементарные ритмы, ассоциации последних составляют ритмогаммы

размыва. Вследствие этого верхний ритм в ритмогамме, а иногда и нижний, бывают часто неполными — «недоразвитыми», по терминологии Н. Б. Вассоевича (1948, 1951). Ритмическая полнота этих единиц определяется изменением числа элементарных ритмов в их составе внутри конкретной формации.

Такого рода простейшие ассоциации ритмов и рассматриваются ниже как ритмы II порядка, или ритмогаммы (фиг. 1).

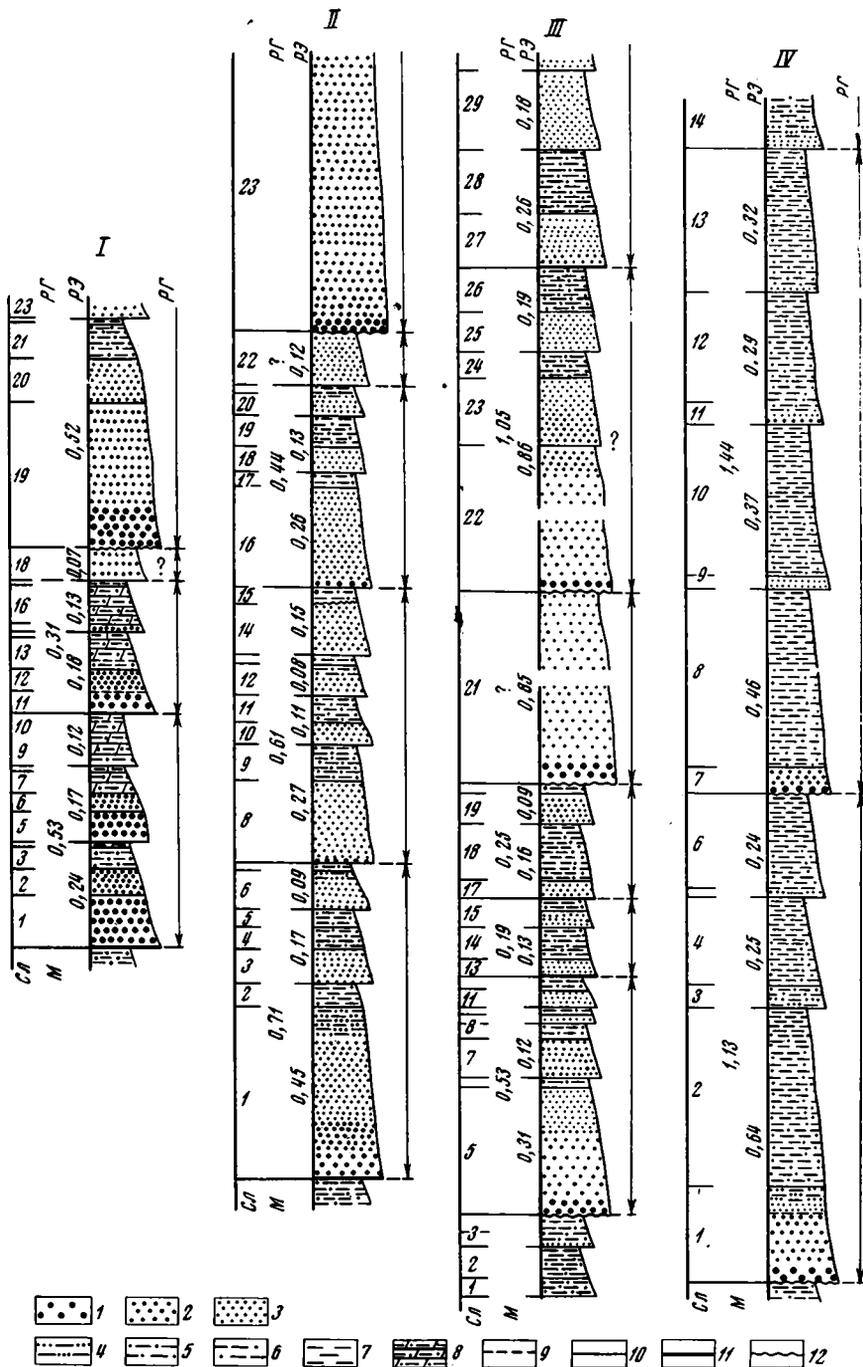
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РИТМОГАММ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ПО ВОЗРАСТУ ФОРМАЦИЙ

Наиболее существенные признаки ритмогамм выступают со всей очевидностью при рассмотрении и анализе следующих примеров, взятых из различных по возрасту и структурному положению геосинклинальных формаций Горного Алтая.

А. В верхах сумурлинской свиты D_{1-2} Уйменско-Лебедского синклиория, на южном склоне г. Джундук (фиг. 2, I) записана следующая последовательность слоев (Сл), элементарных ритмов (РЭ) и ритмогамм (РГ) (снизу вверх).

РГ 1.	РЭ 1.	Сл. 1.	Песчаник серый средне- и мелкозернистый с резким контактом с элементами размыва в основании (лежит на известковом алевролите)	0,12
		» 2.	Песчаный алевролит серый слабоволнисто-слоистый с нерезким контактом в основании	0,06
		» 3.	Алевролит (алеверитистый мергель) пепельно-серый с четким контактом в подошве слоя	0,05
		» 4.	Глина известковая темно-серая	0,01
	» 2.	» 5.	Песчаник серый мелкозернистый с резким контактом в подошве	0,07
		» 6.	Песчаный алевролит серый с нерезким нижним контактом	0,04
		» 7.	Алеверитистый мергель пепельно-серый с нерезким нижним контактом	0,05
		» 8.	Глинистый сланец темно-серый известковый	0,01
	» 3.	» 9.	Алевролит серый с четким нижним контактом	0,03
		» 10.	Алеверитистый мергель пепельно-серый с нерезким нижним контактом	0,09
» 2.	» 4.	» 11.	Песчаник серый мелко- и среднезернистый с резким с элементами размыва нижним контактом	0,05
		» 12.	Песчаник серый тонкозернистый слабо-различно-слоистый с четким нижним контактом	0,05
		» 13.	Алевролит известковистый (алеверитистый мергель) серый с нерезким нижним контактом	0,07
		» 14.	Глинистый известняк темно-серый	0,01
	» 5.	» 15.	Песчаник серый тонкозернистый слабоволнисто-слоистый с резким нижним контактом	0,02
		» 16.	Алеверитистый мергель пепельно-серый	0,10
		» 17.	Глинистый сланец темно-серый известковый	0,01
	» 6.	» 18.	Песчаник серый мелко- и тонкозернистый с резким нижним контактом и ясным размывом в кровле	0,07
» 3.	» 7.	» 19.	Песчаник серый среднезернистый внизу и мелкозернистый в верхней половине слоя	0,33
		» 20.	Песчаник серый мелко- и тонкозернистый параллельно-слоистый сверху с нерезким контактом в подошве	0,10
		» 21.	Алевролит серый массивный с четким нижним контактом	0,08
		» 22.	Известковый мергель (глинистый известняк)	0,01
	» 8-	» 23.	Песчаник серый мелкозернистый	и т. д.

В приведенной последовательности слоев отчетливо выявляются два типа группировок. С одной стороны, ассоциации стратификационных слоев 1—4, 5—8, 9—10, 11—14, 15—17, 19—22, дающие естественные сочетания, определяющие объем и состав элементарных ритмов. Это первый тип группировок слоев. С другой стороны, те же слои образуют характерные сочетания самих элементарных ритмов 1—3, 4—6 и т. д. Это



Фиг. 2. Колонки ритмичнослоистых отложений различного возраста I—IV интервалы разрезов: I—сумурлинская свита (D_{1-2}), юго-восточный склон г. Джундук, Уйменско-Лебедской синклинорий; II—ябаганская свита (O_3), среднее течение р. Чакыр, Ануйско-Чуйский синклинорий; III—ханхаринская свита (O_2), там же; IV—бугрышихинская свита (O_2), там же. Сл—слои, М—мощность, м; РЭ—элементарный ритм; РГ—ритмогамма; песчаники: 1—среднезернистые, 2—мелкозернистые, 3—тонкозернистые; алевролиты: 4—песчанистые, 5—нормальные, 6—глинистые; 7—глинистые сланцы; 8—мергелистые породы; контакты: 9—постепенный, 10—четкий, 11—резкий, 12—резкий с размывом

второй тип группировок. Последний и отвечает объему ритмогамм в данном интервале сумурлинской свиты.

В описанном примере ритмогамма 1 состоит из трех полных элементарных ритмов, а ритмогамма 2, соответственно, из двух полных и одного неполного элементарного ритма. Данный пример интересен еще и тем, что позволяет элементарный ритм 6 в составе слоя 18 рассматривать одновременно и как основание редуцированного элементарного ритма, и, возможно, как основание следующей ритмогаммы сокращенного объема. Об этом свидетельствует размыв, находящийся на границе слоев 18 и 19. Слои 19, 20, 21 и 22 слагают сравнительно более мощный элементарный ритм, который фиксирует в данной последовательности начало единицы следующего ранга — ритма III порядка, или ритмосерии (Вылцан, 1966, 1967).

Б. Особенности ритмогамм в молассоидных отложениях верхнего ордовика вполне наглядно проявляются в следующей записи слоев и ритмов (фиг. 2, II), сделанной на юго-западном склоне высоты 1478 по правому борту долины р. Чакрыр в Ануйско-Чуйском синклинии. Здесь в верхах ябаганской свиты наблюдается следующая последовательность (снизу вверх).

Мощность, м

РГ 1.	РЭ 1.	Сл. 1.	Песчаный алевролит серо-зеленоватый массивный, в самом низу слоя переходящий в мелкозернистый песчаник, с резким контактом в основании (лежит на глинистом сланце)	0,40
		» 2.	Алевролит серо-лиловый с четким нижним контактом	0,05
	» 2.	» 3.	Песчанистый алевролит серо-зеленый с резким контактом в основании	0,08
		» 4.	Алевролит слабопесчанистый тонкопараллельно-слойчатый серо-зеленоватый с нерезким нижним контактом	0,05
		» 5.	Глинистый алевролит зеленовато-серый с «механо-фукоидами»	0,04
	» 3.	» 6.	Песчанистый алевролит зеленовато-серый с тонкой параллельной и мелкой косоулойчатостью, нижний контакт слоя резкий	0,08
		» 7.	Алевролит глинистый той же окраски с нерезким контактом в основании	0,01
	» 2.	» 4.	» 8. Песчаный алевролит с тонкой параллельной и волнистой слойчатостью, переходящий кверху постепенно в алевролит, нижний контакт слоя резкий	0,19
		» 9.	Алевролит зеленоватый, который к кровле переходит постепенно в лиловый, в слое наблюдается внизу волнистая, а кверху параллельная слойчатость	0,08
	» 5.	» 10.	Песчанистый алевролит серо-лиловатый с мелкосерийной волнистой и параллельной слойчатостью с резким нижним контактом	0,05
		» 11.	Алевролит лиловый тонкопараллельно-слойчатый	0,06
	» 6.	» 12.	Песчанистый алевролит серо-лиловатый с косоволнистой мелкосерийной слойчатостью, нижний контакт четкий	0,07
		» 13.	Алевролит глинистый лиловый с четким контактом	0,01

	» 7.	» 14.	Песчаный алевролит серо-лиловый с параллельной слойчатостью внизу и волнистой вверху, нижний контакт резкий	0,12
		» 15.	Алевролит лиловый с тонкой параллельной слойчатостью, нижний контакт четкий слабоболнистый	0,03
» 3.	» 8.	» 16.	Песчаный алевролит серо-лиловый, в самом верху слоя переходящий в алевролит, параллельно-линзовидно-слойчатый, с четким нижним контактом	0,23
		» 17.	Алевролит глинистый лиловатый с нерезким нижним контактом	0,03
	» 9.	» 18.	Песчанистый алевролит серо-лиловый с четким нижним контактом	0,06
		» 19.	Алевролит глинистый лиловый с нерезким нижним контактом	0,07
	» 10.	» 20.	Песчанистый алевролит серо-лиловый с резким нижним контактом	0,05
		» 21.	Алевролит глинистый лиловый	0,015
	» 11.	» 22.	Песчанистый алевролит серо-лиловый с мелкозернистой косоволнистой слойчатостью с резким контактом в основании и размывом в кровле	0,12
» 4.	» 12.	» 23.	Песчаник средне- и мелкозернистый зеленовато-серый и т. д.	1,9

Данная последовательность слоев выражает три ритмогаммы, которым соответствуют следующие их группировки: 1—7; 8—15; 16—22. В составе нижней ритмогаммы находятся три элементарных ритма, в средней и верхней — по четыре, причем в последней ритмогамме самый верхний ритм неполный — редуцированный. В нем размыта верхняя более тонкозернистая часть, которая была сложена, по-видимому, глинистым алевролитом. Выше лежащий слой с аномально большой мощностью (1,9 м), залегающий на предыдущем с размывом, принадлежит к следующей ритмогамме, которая одновременно является основанием ритмической единицы III и IV порядков. В 1-й снизу ритмогамме мощности ритмов последовательно уменьшаются, м: 0,45—>0,17—>0,09. Во 2-й и 3-й ритмогаммах мощности изменяются соответственно 0,27—>0,11—>0,08—>0,15 и 0,26—>0,13—>0,065—>0,12. Такое изменение мощности отражает, с одной стороны, асимметричный тип строения 1-й ритмогаммы, с другой — более или менее симметричный тип строения для 2-й и 3-й ритмогамм.

В. Сравнительно близок характер ритмичности и в подстилающей толще верхов среднего ордовика в составе ханхаринской свиты (субфлишевая формация), в обнажении водораздельной части правого борта долины среднего течения р. Чакур, в центральной части Ануйско-Чуйского синклинория (фиг. 2, III). Здесь ассоциации слоев 5—12, 13—16 и 17—20 соответствуют трем ясно выраженным ритмогаммам, каждая из которых последовательно состоит из четырех и далее из двух элементарных ритмов. Особняком выделяется мощный слой (21) песчаника с элементами размыва в подошве и кровле, свидетельствующими прежде всего о принадлежности данного слоя к основанию ритмической единицы более крупного ранга, чем ритмогамма. Выше залегают еще одна ритмогамма (слои 22—26), сложенная тремя (?) элементарными ритмами.

В этой последовательности привлекают внимание две ее особенности. Первая заключается в непостоянстве числа элементарных ритмов в рит-

могаммах и вторая — в широких пределах изменения мощностей составных компонентов и ритмогамм в целом. Эти особенности, хотя и причинно связаны между собой общим механизмом седиментации, в то же время отражают соответственно зависимость первой главным образом от соотношения нисходящих и восходящих движений в области осадконакопления, а второй — от фашиальной обстановки и количества поступающего из области питания материала.

Г. Несколько иное строение обнаруживают элементарные ритмы и ритмогаммы в составе черносланцевой формации среднего ордовика, в частности, в переходной от существенно песчано-алевроитовой к глинистой пачке бугрышихинской свиты в том же районе Горного Алтая по правому борту долины р. Чакур (фиг. 2, IV).

В этом месте описаны две ритмогаммы: 1-я в составе трех элементарных ритмов, мощности которых соответственно 0,64→0,25→0,24 м и 2-я в составе четырех элементарных ритмов с таким распределением мощностей: 0,46→0,37→0,29→0,32 м. Своеобразие ритмичности данного интервала бугрышихинской свиты заключается в меньших перепадах мощностей и ее большей средней величине, т. е. выдержанности для элементарных ритмов и ритмогамм. В ритмогаммах наблюдается, кроме того, относительно большее число входящих в них ритмических единиц подчиненного порядка, в составе которых песчаные разности пород почти не встречаются.

Этот небольшой перечень примеров строения ритмогамм позволяет отметить не только их сходство, определяемое единством их структурного плана, независимо от принадлежности к той или другой формации, но и большое разнообразие. Ритмогаммы отличаются по гранулометрическому и вещественному составам, мощностям и ритмической полноте. Данные их свойства в каждом конкретном случае отражают особенности существовавших морских фашиальных условий, удаленности от береговой зоны, рли нисходящих тектонических движений и подводно-эрозийных разрывов в бассейне седиментации.

ПРИМЕРЫ СОКРАЩЕННОГО БУКВЕННО-ЦИФРОВОГО ОПИСАНИЯ РИТМОГАММ

В тех случаях, когда многие «поколения» элементарных ритмов в изучаемых отложениях характеризуются однотипным строением и близким составом слагающих их пород, для сокращения описания ритмогамм можно воспользоваться буквенно-цифровой системой, что иллюстрирует следующий пример, взятый из отложений горноалтайской серии кембродордовика. Запись слоев элементарных ритмов и ритмогамм сделана в верхах серии (зелено-фиолетовая формация) в интервале, сложенном относительно тонкозернистыми разностями пород в приустьевом отрезке р. Музды-Булак, в бассейне р. Тархаты, на юго-восточном Алтае, снизу вверх:

			Мощность, м
РГО.	РЭ 1.	Сл. 1.	Алевроитовый сланец лиловато-серый тонкопараллельно-слоистый с четким контактом в основании 0,01
		» 2.	Алевроито-глинистый сланец лилово-серый тонкопараллельно-слоистый с нерезким контактом в основании 0,035
» 1.	» 2.	» 3.	Алевроитовый лиловато-серый тонкопараллельно-слоистый сланец (II ¹) с четким контактом (— — —) в основании 0,07
		» 4.	Алевроитисто-глинистый лилово-серый тонкопараллельно-слоистый сланец (III ¹) с нерезким (· · ·) контактом в подошве 0,025

Продолжение записи этого разреза приведем в индексах, показанных выше:

РГ 1. РЭ 3. Сл. 5.	Π^{II} (—) . . . 0,05	РГЗ. РЭ 11. Сл. 21.	Π^{II} (—) . . . 0,007
» 6.	Π^I (. . .) . . . 0,03	» 22.	Π^I (. . .) . . . 0,018
» 4. » 7.	Π^{II} (—) . . . 0,07	» 4. » 12. » 23.	Π^{II} (—)(—) 0,01
» 8.	Π^I (. . .) . . . 0,02	» 24.	Π^I (. . .) . . . 0,07
» 2. » 5. » 9.	Π^{II} (—)(—) 0,06	» 13. » 25.	Π^{II} (—) . . . 0,015
» 10.	Π^I (. . .) . . . 0,05	» 26.	Π^I (. . .) . . . 0,035
» 6. » 11.	Π^I (—) . . . 0,04	» 14. » 27.	Π^{II} (—) . . . 0,008
» 12.	Π^I (. . .) . . . 0,07	» 28.	Π^I (. . .) . . . 0,01
» 7. » 13.	Π^{II} (—) . . . 0,015	» 15. » 29.	Π^{II} (—) . . . 0,005
» 14.	Π^I (. . .) . . . 0,025	» 30.	Π^I (. . .) . . . 0,01
» 8. » 15.	Π^{II} (—) . . . 0,01	» 5. » 16. » 31.	Π^{II} (—)(—) 0,01
» 16.	Π^I (. . .) . . . 0,02	» 32.	Π^I (. . .) . . . 0,04
» 9. » 17.	Π^{II} (—) . . . 0,005	» 17. » 33.	Π^{II} (—) . . . 0,012
» 18.	Π^I (. . .) . . . 0,03	» 34.	Π^I (. . .) . . . 0,04
» 3. » 10. » 19.	Π^{II} (—)(—) 0,01	» 18. » 35.	Π^{II} (—) . . . 0,015
» 20.	Π^I (. . .) . . . 0,05	» 36.	Π^I (. . .) . . . 0,015

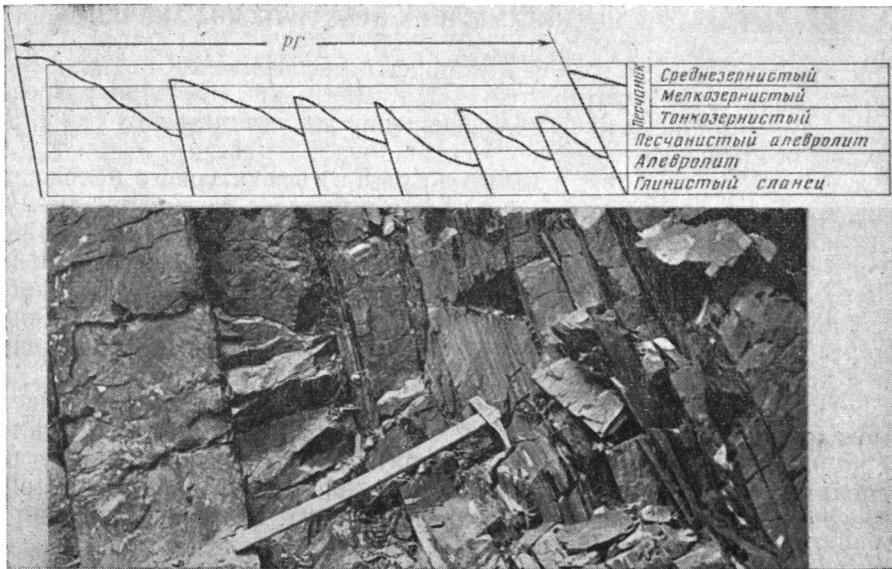
и т. д.

В описанном интервале из 18 элементарных ритмов каждый ритм характеризуется двумя компонентами $\Pi^{II} \rightarrow \Pi^I$. Нижний контакт в подошве слоев, сложенных алевритовыми сланцами (Π^{II}), как правило, четкий (—), реже наблюдаются более резкие границы, которые обозначены (—)(—) и располагаются обычно в основании ритмогамм. Контакты между слоями внутри ритмов чаще всего нерезкие (...). В приведенной последовательности элементов ритма видно разнообразие в строении ритмогамм по числу входящих в них элементарных ритмов (снизу вверх): 1-я ритмогамма в составе 3 элементарных ритмов \rightarrow 2-я ритмогамма в составе 5 элементарных ритмов \rightarrow 3-я ритмогамма в составе 2 элементарных ритмов \rightarrow 4-я ритмогамма в составе 4 элементарных ритмов и т. д. Общий вид одной из «полных» ритмогамм — гексад показан на фиг. 3.

Для получения более компактной — сокращенной записи той же последовательности ритмогамм можно прибегнуть к буквенным и цифровым обозначениям. Тогда та же запись из 18 элементарных ритмов будет иметь такой вид (снизу вверх): $РГ_1^3 \rightarrow РГ_2^5 \rightarrow РГ_3^2 \rightarrow РГ_4^4 \rightarrow РГ_5^3 \dots$ В данном случае РГ соответствует понятию ритмогамма; цифра справа вверху — число входящих в ритмогамму элементарных ритмов, цифра справа внизу — порядковый номер ритмогаммы в примере.

Изменение числа элементарных ритмов в ритмогаммах наглядно выступает и при графическом изображении ассоциаций элементарных ритмов, в частности, в ритмограммах, предложенных Н. Б. Вассовичем (1948). На ритмограмме (фиг. 4) показана ассоциация из 43 элементарных ритмов, записанная также в верхней половине горнсалтайской серии, обнаруживающая следующую последовательность ритмогамм (снизу вверх): $РГ_1^3 \rightarrow РГ_2^5 \rightarrow РГ_3^3 \rightarrow РГ_4^3 \rightarrow РГ_5^4 \rightarrow РГ_6^5 \rightarrow РГ_7^4 \rightarrow РГ_8^3 \rightarrow РГ_9^3 \rightarrow РГ_{10}^6 \rightarrow РГ_{11}^2$.

Приведем еще один пример сокращенного описания ритмогамм, снятый в карбонатных отложениях шашкунарской свиты ($Сш_1^2$) по правому борту долины р. Катуня ниже дер. Чепош. Здесь в верхней половине свиты наблюдается ритмичное чередование слоев и ритмов светло-серых массивных мелкозернистых и пелитоморфных известняков с прослоями темно-серых тонкопараллельнослойчатых известняков, загрязненных тонкодисперсным углеродистым и глинистым материалом. Буквенно-цифровая запись последовательности в описанном интервале имеет такой

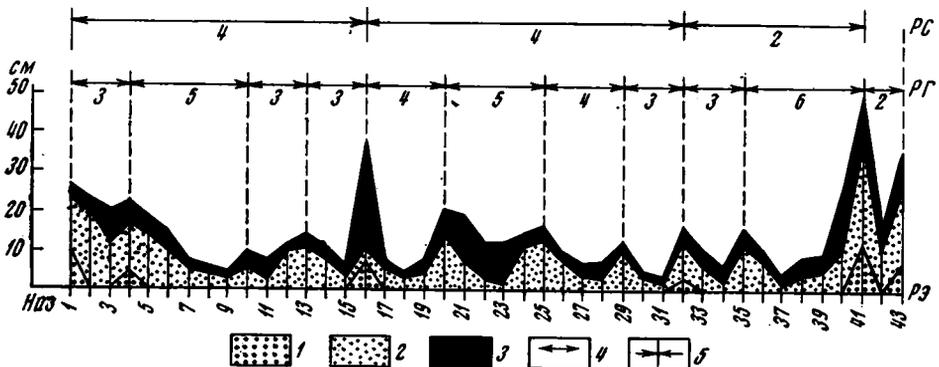


Фиг. 3. Шестириtmовая ритмогамма — гексада

Отчетливо выражены сокращенность нижнего элементарного ритма, в котором отсутствуют II и III элементы и общая направленная асимметрия в изменении состава и мощностей элементарных ритмов. Бассейн р. Елангаш, туройская свита, горноалтайская серия

вид (снизу вверх): $РГ_1^2 \rightarrow РГ_2^3 \rightarrow РГ_3^5 \rightarrow РГ_4^4 \rightarrow РГ_5^6 \rightarrow РГ_6^6 \rightarrow РГ_7^4 \rightarrow РГ_8^4 \rightarrow РГ_9^5 \rightarrow РГ_{10}^2 \rightarrow РГ_{11}^4$.

Таким образом, приведенные выше примеры последовательностей слоев и элементарных ритмов из отложений различного возраста и формационной принадлежности, во-первых, показывают объективное существование в стратифицированных разрезах ритмических единиц II порядка — ритмогамм. Во-вторых, в «поколениях» следующих друг за другом ритмогамм число элементарных ритмов не является постоянным и свидетельствует об изменчивости их полноты.



Фиг. 4. Ритмограмма ассоциации средних по мощности элементарных ритмов (РЭ), отражающая изменение полноты ритмогамм (РГ)

Верхи нижней свиты горноалтайской серии, бассейн р. Жасатер, юго-восточный Алтай. Песчаники: 1 — среднезернистые, 2 — мелкозернистые; 3 — алевроито-глинистые сланцы; 4 — число ритмов в ритмогамме; 5 — резкий контакт на границе соседних ритмогамм; РС — ритмосерии — ритмы III порядка

КЛАССИФИКАЦИЯ РИТМОГАММ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Заслуживают рассмотрения и вопросы классификации ритмогамм и выяснения той роли, которую они могут играть при изучении разрезов осадочных формаций вообще и установлении геотектонических типов последних в особенности.

В осадочных формациях разного возраста и структурного положения распределение разновидностей ритмогамм позволяет установить прямую связь между числом элементарных ритмов, входящих в ритмогаммы, и характером тектонических движений в области осадконакопления. Данное положение подтверждается рассмотренными выше конкретными примерами записи слоев и сочетаний элементарных ритмов (фиг. 2,4), а также фотографиями обнажений (фиг. 1,3).

Среди изученных нами разрезов стратифицированных толщ число элементарных ритмов в ритмогаммах различных формаций изменяется от 1 до 9. В сочетаниях элементарные ритмы дают комбинационную последовательность ритмогамм, в составе которых встречаются одноритмовые, двухритмовые, трех-, четырехритмовые и т. д. ассоциации (фиг. 1, 2, 4).

Некоторые из этих специфических группировок ритмов, в частности, состоящие из трех и четырех ритмов, получили собственные наименования «триада», «тетрада» у Х. Биссела (Bissell, 1964). Наименования для всей совокупности разновидностей (вариететов) ритмогамм, дополненные автором, показаны в таблице.

Разновидности ритмогамм и их наименования

Ассоциации элементарных ритмов	Ритмогаммы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Одноритмовая Двухритмовая Трехритмовая Четырехритмовая Пятиритмовая Шестиритмовая Семиритмовая Восьмиритмовая Девятиритмовая		Монада	Диада	Триада	Тетрада	Пентада	Гексада	Септада	Октада	Нонада

Вполне очевидно, что многоритмовые ритмогаммы типа октад, септад и гексад в основном могут быть характерны для формаций, которые связаны с начальными этапами развития геосинклиналей (например, нижней терригенной, по В. В. Белоусову, 1962), отвечающих формированию в условиях интенсивного погружения бассейна осадконакопления. Этой стадии соответствуют такие особенности режима седиментации, которые при прочих равных условиях характеризуются более значительным превышением положительной аккумуляции над отрицательной и нулевой (Вассоевич, 1951) и, как известно, сопровождают сам процесс осадконакопления.

Именно соотношение этих трех переменных в процессе аккумуляции, зависящих от режима тектонических движений, и определяет характер ритмической полноты ритмогамм и «ритмическую физиономию» формации в целом. Теоретически формации, формирующиеся в начальные этапы развития геосинклиналей в условиях резко преобладающего значения нисходящих движений и сопровождающиеся положительной ритмической аккумуляцией, должны иметь среди наиболее распространенных

разновидностей ритмогамм относительно более полные много ритмовые ритмогаммы. В Горном Алтае аналогами такого типа формаций являются мощные терригенные отложения теректинской, башкаусской и горноалтайской серий. Наоборот, формации, образование которых связано с орогенными этапами в развитии геосинклиналей, в условиях все возрастающего значения восходящих движений при преобладающем развитии отрицательной седиментации будут характеризоваться ритмогаммами преимущественно сокращенного вида, неполными и, следовательно, малоритмовыми. Такому строению формаций отвечают, например, ордовикские отложения Ануйско-Чуйского синклинория в составе ханхаринской, чакырской, таарлаганской и ябаганской свит. Сравнительное изучение особенностей распределения различных разновидностей ритмогамм в разрезах докембрийских и палеозойских формаций Горного Алтая, а также других регионов, подтверждает сформулированное и показанное выше положение (Вылцан, 1968, 1969).

Возникновение ритмических единиц типа ритмогамм является овестьственным результатом более долгопериодических колебательных движений субстрата по сравнению с колебательными движениями, имевшими место при формировании элементарных ритмов. В отношении образования последних, хотя и существуют расхождения в деталях, в качестве главного условия, порождающего ритмичность данной категории, принимаются тектонические пульсационные колебательные движения (Усов, 1939; Хаин, 1939; Вассоевич, 1951; Белоусов, 1962, и др.). Источники материала при этом могли быть автохтонные, связанные с абразией и мутьевыми потоками, и аллохтонные — обязанные выносу продуктов денудации с суши.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные палеозойские геосинклинальные осадочные терригенные и карбонатно-терригенные формации Горного Алтая, распространенные в различных структурно-формационных зонах, характеризуются, как правило, отчетливым полиритмическим строением. Анализ масштаба и соотношения ритмов различных порядков внутри разновозрастных формаций позволил выделить и описать среди них новые, более крупные, чем элементарные ритмы, литологические единицы. На основании особенностей их состава и строения необходимо подчеркнуть следующее.

1. Ритмогаммы — это естественные стратификационные единицы (ритмы II порядка) внутри разрезов терригенных и карбонатно-терригенных формаций, состоящие из простейших ассоциаций элементарных ритмов (ритмов I порядка).

2. Ритмогаммы характеризуются преимущественно асимметричным прерывистым строением. В общем это выражается в уменьшении снизу вверх зернистости (или в увеличении глинистости, карбонатности) внутри элементарных ритмов и в составе рассматриваемых единиц и в уменьшении в том же направлении мощностей элементарных ритмов. Реже встречаются ритмогаммы симметричного строения, внутри которых наблюдается от подошвы к кровле сначала уменьшение размеров зерна и мощностей элементарных ритмов, а затем вновь их некоторое увеличение.

3. Ритмогаммы на разных стратиграфических уровнях одной и той же формации и тем более в различных по возрасту и структурному положению формациях отличаются не только вещественным составом, мощностью и т. д., но и ритмическим объемом, т. е. числом ритмических единиц подчиненного ранга. Зафиксированные пределы изменения числа элементарных ритмов в составе ритмогамм — 1—9, реже более.

4. Ритмогаммы являются производными более долгопериодических тектонических колебательных движений субстрата бассейна седиментации, чем элементарные ритмы, а источники материала могут быть одни и те же.

5. Ритмический объем, полноту ритмогамм можно использовать в качестве критерия геотектонических условий образования осадочных формаций и, следовательно, для установления их номенклатуры. Многоритмовые ритмогаммы, нередко симметричного строения, встречаются в терригенных формациях, формирующихся в период интенсивного погружения субстрата геосинклиналей, компенсируемого осадконакоплением, малоритмовые — асимметричного строения — наблюдаются преимущественно в орогенных формациях, образование которых связано с заключительной стадией развития геосинклиналей.

6. Опираясь на изменчивость полноты ритмогамм, возможно выявлять внутри формаций скрытые перерывы относительной малой продолжительности. В «поколениях» сравниваемых двух или нескольких ритмогамм наибольший скрытый перерыв будет фиксироваться в составе той ритмогаммы, которая по своему объему окажется наиболее «урезанной», сокращенной. В роли индикатора перерыва выступает здесь выпадение («дефицит») мощности.

7. Анализ строения ритмогамм способствует более надежному выявлению выклинивания и фациального замещения слоев. Выклинивание однозначно определяется по выпадению в одной из сравниваемых по стратиграфии ритмогамм части или одного-двух и более элементарных ритмов. Фациальное замещение в тех же ритмогаммах характеризуется постепенным, местами едва уловимым нарастанием в слоях структурно-вещественных признаков, определяющих качество возникшей новой породы, а ритмический объем ритмогамм остается прежним.

8. Ритмогаммы в слоистых, ритмически построенных толщах могут играть роль маркирующих реперов и способствовать более точной корреляции смежных и удаленных разрезов.

В свете сказанного вполне очевидно значение этих стратификационных единиц как важного элемента литолого-стратиграфических исследований осадочных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Гостеолтехиздат, 1962.
Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.
Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М., Гостоптехиздат, 1951.
Вылцан И. А. О флишевой формации в Горном Алтае.— Тр. Томск. ун-та, 1966, т. 184.
Вылцан И. А. К вопросу о соотношении ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентах в осадочных формациях.— Геология и геофизика, 1967, № 11.
Вылцан И. А. Ритмичность осадочных формаций как индикатор геотектонических условий их образования.— Тр. Томск. ун-та, 1968, т. 202.
Вылцан И. А. Опыт диагностики и оценки продолжительности скрытых перерывов в осадочных формациях.— Тр. Томск. ун-та, 1969, т. 203.
Усов М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли.— Изв. Томск. индустр. ин-та, 1939, т. 60, вып. 1.
Хайн В. Е. Осцилляционный ритм земной коры.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1939, т. 27 (1).
Bissell H. J. Patterns of sedimentation in Pennsylvanian and Permian Strata of part of the Eastern Great Basin. Symposium on Cyclic Sedimentation. Bull. 169, v. 1. Kansas, 1964.

УДК 552.124.4:551.78(574)

КОНКРЕЦИИ ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ФОРМАЦИЙ КАЗАХСТАНА И ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ *

В. В. ЛАВРОВ

Состав конкреций отражает геохимическую специфику крупных этапов осадконакопления, изменения геохимических ландшафтов и обстановок осадконакопления, природную зональность прошлого. Конкреции можно использовать при прогнозировании полезных ископаемых и корреляции осадочных толщ.

В первом приближении конкреционные комплексы осадочных формаций палеогена и неогена Казахстана и юга Западной Сибири по литолого-геохимическим признакам можно сгруппировать в два крупных надкомплекса: палеогеновый — существенно железистый, присущий гумидному типу литогенеза; неогеновый — существенно кальциевый, свойственный аридному литогенезу.

Конкреции континентальных формаций. *Формации палеогена.* В раннем — среднем палеогене при тропическом гумидном климате с резкими колебаниями увлажнения отлагалась кремнисто-гидрогётитовая формация. В ней наряду с преобладающими конкрециями гумидных обстановок встречены, хотя и в ничтожном количестве, конкреции аридных обстановок. Озерно-болотные осадки развиты крайне слабо, в них известны конкреции дисульфидов железа.

Локально распространены монтмориллонитовые глины, отложенные в озерах-сорах, эволюционирующих в фазы усыхания до такыров и солончаков. В них встречены конкреции гипса в форме мелких «роз» и кальцита — в виде неправильных желваков.

Элювиально-почвенные образования широко развиты, изобилуют конкрециями гётита и гидрогётита. Они образуют вертикальные столбчатые несовершенные фитоморфозы по корневым системам, реже — линзы плотных железистых бобовин и пизолитов. Подобные конкреции описаны для тропических почв (Фагелер, 1935; Фридланд, 1964 и др.).

Железистые конкреции приурочены к горизонтам древнего выветривания, отбеливания и почвообразования. Такие горизонты повсеместно фиксируются среди красноцветных каолинистых глин нижнего — среднего палеогена в Призайсанье и отчасти в Центральном Казахстане. С элювиально-почвенными фациями этого времени связаны и опал-халцедоновые конкреции. Они представлены различными фитоморфозами. Наиболее крупные из них, имеющие до 10 см в длину и 2—3 см в поперечнике, представляют выполнения халцедоном корневых пустот. По внешнему виду они напоминают оплывающие огарки свечей, вертикально стоящие в породе. Самые мелкие фитоморфозы — окремненные пылевые зерна и споры, обнаруженные Л. Н. Ржаниковой при палинологическом анализе. Изредка происходит замещение халцедоном гипсовых «роз».

* Сокращенный текст доклада на первом Семинаре по конкрециям и конкреционному анализу Комиссии по осадочным породам (ноябрь, 1970 г.).

4. Ритмогаммы являются производными более долгопериодических тектонических колебательных движений субстрата бассейна седиментации, чем элементарные ритмы, а источники материала могут быть одни и те же.

5. Ритмический объем, полноту ритмогамм можно использовать в качестве критерия геотектонических условий образования осадочных формаций и, следовательно, для установления их номенклатуры. Многоритмовые ритмогаммы, нередко симметричного строения, встречаются в терригенных формациях, формирующихся в период интенсивного погружения субстрата геосинклиналей, компенсируемого осадконакоплением, малоритмовые — асимметричного строения — наблюдаются преимущественно в орогенных формациях, образование которых связано с заключительной стадией развития геосинклиналей.

6. Опираясь на изменчивость полноты ритмогамм, возможно выявлять внутри формаций скрытые перерывы относительной малой продолжительности. В «поколениях» сравниваемых двух или нескольких ритмогамм наибольший скрытый перерыв будет фиксироваться в составе той ритмогаммы, которая по своему объему окажется наиболее «урезанной», сокращенной. В роли индикатора перерыва выступает здесь выпадение («дефицит») мощности.

7. Анализ строения ритмогамм способствует более надежному выявлению выклинивания и фациального замещения слоев. Выклинивание однозначно определяется по выпадению в одной из сравниваемых по простираанию ритмогамм части или одного-двух и более элементарных ритмов. Фациальное замещение в тех же ритмогаммах характеризуется постепенным, местами едва уловимым нарастанием в слоях структурно-вещественных признаков, определяющих качество возникшей новой породы, а ритмический объем ритмогамм остается прежним.

8. Ритмогаммы в слоистых, ритмически построенных толщах могут играть роль маркирующих реперов и способствовать более точной корреляции смежных и удаленных разрезов.

В свете сказанного вполне очевидно значение этих стратификационных единиц как важного элемента литолого-стратиграфических исследований осадочных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.
Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М., Гостоптехиздат, 1951.
Вылцан И. А. О флишевой формации в Горном Алтае.— Тр. Томск. ун-та, 1966, т. 184.
Вылцан И. А. К вопросу о соотношении ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентах в осадочных формациях.— Геология и геофизика, 1967, № 11.
Вылцан И. А. Ритмичность осадочных формаций как индикатор геотектонических условий их образования.— Тр. Томск. ун-та, 1968, т. 202.
Вылцан И. А. Опыт диагностики и оценки продолжительности скрытых перерывов в осадочных формациях.— Тр. Томск. ун-та, 1969, т. 203.
Усов М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли.— Изв. Томск. индустр. ин-та, 1939, т. 60, вып. 1.
Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1939, т. 27 (1).
Bissell H. J. Patterns of sedimentation in Pennsylvanian and Permian Strata of part of the Eastern Great Basin. Symposium on Cyclic Sedimentation. Bull. 169, v. 1. Kansas, 1964.

УДК 552.124.4:551.78(574)

КОНКРЕЦИИ ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ФОРМАЦИЙ КАЗАХСТАНА И ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ *

В. В. ЛАВРОВ

Состав конкреций отражает геохимическую специфику крупных этапов осадконакопления, изменения геохимических ландшафтов и обстановок осадконакопления, природную зональность прошлого. Конкреции можно использовать при прогнозировании полезных ископаемых и корреляции осадочных толщ.

В первом приближении конкреционные комплексы осадочных формаций палеогена и неогена Казахстана и юга Западной Сибири по литолого-геохимическим признакам можно сгруппировать в два крупных надкомплекса: палеогеновый — существенно железистый, приущий гумидному типу литогенеза; неогеновый — существенно кальциевый, свойственный аридному литогенезу.

Конкреции континентальных формаций. *Формации палеогена.* В раннем — среднем палеогене при тропическом гумидном климате с резкими колебаниями увлажнения отлагалась кремнисто-гидрогётитовая формация. В ней наряду с преобладающими конкрециями гумидных обстановок встречены, хотя и в ничтожном количестве, конкреции аридных обстановок. Озерно-болотные осадки развиты крайне слабо, в них известны конкреции дисульфидов железа.

Локально распространены монтмориллонитовые глины, отложенные в озерах-сорах, эволюционирующих в фазы усыхания до такыров и солончаков. В них встречены конкреции гипса в форме мелких «роз» и кальцита — в виде неправильных желваков.

Элювиально-почвенные образования широко развиты, изобилуют конкрециями гётита и гидрогётита. Они образуют вертикальные столбчатые несовершенные фитоморфозы по корневым системам, реже — линзы плотных железистых бобовин и пизолитов. Подобные конкреции описаны для тропических почв (Фагелер, 1935; Фридланд, 1964 и др.).

Железистые конкреции приурочены к горизонтам древнего выветривания, отбеливания и почвообразования. Такие горизонты повсеместно фиксируются среди красноцветных каолинистых глин нижнего — среднего палеогена в Призайсанье и отчасти в Центральном Казахстане. С элювиально-почвенными фациями этого времени связаны и опал-халцедоновые конкреции. Они представлены различными фитоморфозами. Наиболее крупные из них, имеющие до 10 см в длину и 2—3 см в поперечнике, представляют выполнения халцедоном корневых пустот. По внешнему виду они напоминают оплывающие огарки свечей, вертикально стоящие в породе. Самые мелкие фитоморфозы — окремненные пылевые зерна и споры, обнаруженные Л. Н. Ржаниковой при палинологическом анализе. Изредка происходит замещение халцедоном гипсовых «роз».

* Сокращенный текст доклада на первом Семинаре по конкрециям и конкреционному анализу Комиссии по осадочным породам (ноябрь, 1970 г.).

Такие особенности состава континентальных хемогенных накоплений, как сочетание местной гипсоносности с региональной железистостью и отбеливанием, наличие псевдоморфоз халцедона по гипсу, можно объяснить чередованием резко выраженных плювиальных и аридных фаз при ярко гумидном тропическом климате в целом. В фазы увлажнения происходила деградация сформированных в сухое время такыр-солончаковых образований.

Одним из важных источников активного гипергенного кремнезема были реакции каолинизации монтмориллонита и аллофанизации каолинита, проходившие в почвах раннего палеогена (Цеховский, Дмитрик, 1970).

В среднеолигоценовое время при умеренно-теплом переменном-влажном гумидном климате отлагалась сероцветная углисто-лептохлоритовая формация.

Комплекс конкреций углисто-лептохлоритовой формации представлен двумя подкомплексами. Один из них присущ осадкам восстановительной геохимической фации, другой — с переменными значениями редокса.

Отклонения восстановительной геохимической фации — буроугольные пласты и непосредственно вмещающие их породы, а также озерно-болотные глины, содержат обильные конкреции дисульфидов железа и сидерита. Дисульфиды железа представлены плотными морфологически очень разнообразными конкрециями пирита и марказита и землистыми гнездами-включениями мельниковита. Вблизи никеленосных серпентинитов Южного Урала в углистых глинах отмечены накопления пирит-марказитовых конкреций колломорфного строения с лучистыми агрегатами сульфидов никеля — миллерита и бравоита (Гинзбург, 1943; Наливкин, 1948). Морфологические разновидности конкреций дисульфидов железа в углисто-лептохлоритовой формации разнообразны. Плотные конкреции пиритового и пирит-марказитового состава представлены желваками (до 3×5 см). В буроугольных пластах и глинах они практически свободны от механических примесей, в алевритах и песках сильно загрязнены вмещающей породой, слоистость которой они фиксируют. Конкреции — «куклы», овально-округлые (до 10×20 см) со стенками толщиной до 2 см, заполненные рыхлой алевритовой породой с ненарушенной седиментационной текстурой. Фитоморфозы — замещения мелких веток, шишек хвойных или полностью пиритизированных корней (до 15 см длиной) с сохранением внутри таких конкреций трубчатой полости. Зооморфозы — заполнения плотным колчеданом разнообразных камер и ходов насекомых в лигнитизированных древесных стволах и пнях. В виде землистых темных гнезд (до 1×2 см) среди светлых алевритов встречаются конкреции мельниковита.

Конкреции сидерита плотные линзовидные, до 3×10 см, с раковинами двустворок и костями рыб, либо сидеритовые желваки (до 2×3 см), чаще замещенные гидротитом; рассеяны в озерно-болотных глинах.

Сульфидные конкреции отчетливо тяготеют к южным климатическим границам распространения формации (Юго-Восточный Тургай, Северное Приаралье), где она переходит в известковистую красноцветную, а сидеритовые преобладают в северных районах (Западная Сибирь).

Для континентальных олигоценовых геохимических фаций с переменным окислительно-восстановительным режимом характерны накопления железистых микроконкреций-оолитов сложного состава. Такими микроконкрециями иногда бывают сложены крупные месторождения оолитовых бурых железняков, например Лисаковское в Северном Тургае с запасами до 8 млрд. т. Состав и строение этих макроконкреций детально описаны в литературе.

В соответствии с палеоклиматической зональностью, сероцветная углисто-лептохлоритовая формация к югу постепенно замещается крас-

ноцветной известковистой формацией Бетпак-Далы. Соответственно меняется и комплекс конкреций существенно железистых на существенно кальциевые; известково-мергельные и гипсовые. Для зоны перехода характерно присутствие крупных (до 0,5 м) гипсовых конкреций зонального строения. В их расколе видно многократное чередование загрязненных зубчатых зон растворения и прозрачных зон отложения гипса, сформированных в ходе постоянного чередования фаз обводнения и усыхания водоемов.

Формации неогена. В раннем неогене при теплом засушливом климате отлагались озерные монтмориллонитовые глины гипсоносно-известковистой формации. В ней встречается комплекс конкреций, сложенных гипсом — характерные округлые друзы до 0,5 м в поперечнике, карбонатом кальция — неправильно-округлые и уплощенные известковые и мергельные конкреции комковатого строения, редко — грубо скорлуповатые до 25—30 см в поперечнике, доломитистые. Эти конкреции по морфологии и составу очень близки современному карбонатным конкрециям соленых озер Кулундинской степи. В толще глин рассеяны, а иногда включены в друзы гипса, тонкоскорлуповатые «картечины» лимонит-псиломеланового состава (содержат 10—12% железа, 9—15% марганца, до 0,6% кобальта, следы никеля). Вблизи кор выветривания по серпентинитам лимонит-псиломелановые конкреции переходят в линзовидные конкреционные накопления асболанов (районы Ешкеольмес, Шайтантас на юго-западе Центрального Казахстана).

Раннеогеновый карбонатный комплекс меняется с севера на юг, отражая нарастание аридности. В Западной Сибири карбонатно-кальциевые конкреции резко преобладают над гипсовыми; в Центральном Казахстане тех и других содержится в озерных глинах примерно поровну, а кальцит обычно доломитистый; в Южном Казахстане и Киргизии карбонат кальция и гипс дают уже пластовые накопления, а роль конкрециеобразователя переходит к глаубериту.

Во второй половине миоцена и плиоцене в обстановке умеренно-теплого сухого климата отлагалась красноцветная известковистая формация с фауной гиппариона. Это аллювиально-озерные красноцветные песчаные глины, известные на огромных пространствах Евразии от Пелопоннеса до Забайкалья. В них обильны конкреции слабодломитистых карбонатов кальция почвенного типа. Одни из них представлены неправильно-округлыми мергельными желваками (2—7 см), другие — обызвествленными прикорневыми чехлами длиной до 15 см с полостью в середине, последние описаны И. Д. Черским (1875) в окрестностях г. Омска под названием «членистых конкреций».

Конкреции морских толщ. *Конкреции в отложениях палеогена.* В раннем палеогене в Северо-Зауральской прибрежно-морской зоне формировались пластово-конкреционные марганцевые руды Полуночно-Марсятского района. Вмещающие породы — монтмориллонитовые кремнистые (опоковидные) глины и глауконитовые пески. Седиментационно-диагенетические карбонатные руды содержат конкреции смешанного состава, сложенные карбонатами ряда манганокальцит — кальциевый родохрозит — олигонит — сидерит. Преобладает обычно кальциевый родохрозит, в Серовской группе месторождений — олигонит. Размеры конкреций от 0,5—10 см, форма округлая, строение зонально-концентрическое. Микроконкреции — оолиты и сферолиты (1—2 мм), слагают пластовые «песчаниковидные» (Штеренберг, 1963) разности руд. Концентры конкреций сложены карбонатами марганца или опалом. Известны и чисто опаловые конкреции. В окисных рудах конкреции манганитовые, пиролюзитовые и псиломелановые. Им также присуще зонально-концентрическое строение: концентры рудного материала чередуются в них с концентрирами темного плотного опала или рыхлого опалового вещества, импрегнированного окислами марганца.

У восточных берегов раннепалеогенового Западно-Сибирского моря отлагались мощные толщи микроконкреционных бурых железняков среднего Приобья (Колпашево-Бакчарские месторождения). Их залежи ориентированы меридионально, в соответствии с древней береговой линией. Вмещающие породы — кварц-глауконитовые пески. Руды сложены округлыми железистыми микроконкрециями размером 0,25—0,5 мм. Среди них различают массивные гидрогётитовые бобовины и оолиты, построенные чередующимися микроконцентрами гидрогётита и железистых хлоритов. В ядре оолитов нередко включения реликтового глауконита, сгустков бурожелезнякового вещества, обломков кварца, оолитов ранних генераций.

В позднем палеогене среди глинисто-алевритовых литоральных осадков низов майкопской серии формировались конкреции марганцовых руд Южного Мангышлака. Несколько конкрециеносных рудных пластов эффектно выделяются здесь темными горизонтами на фоне светлых обнажений в пустыне. Конкреции первичных карбонатных руд сложены манганокальцитом, кальциевым родохрозитом и марганцовистым кальцитом. По ним развиваются пиролюзит, псиломелан и вернадит, слагающие конкреции в зоне окисления.

Конкреции в отложениях неогена. В послемайкопских мелководных морях западной части Средней Азии и Казахстана среди широко распространенных известняков часто встречаются их оолитовые разности. Они сложены мелкими (1—2 мм) округлыми конкрециями — оолитами карбоната кальция. Такие мелкоолитовые косослоистые известняки мелководья, иногда розоватые, известны в сармате п-ва Мангышлак и плато Устюрт, в мэотисе и понте Прикаспия.

Таким образом, на региональном материале видно, что эволюция состава прибрежно-морских конкреционных карбонатов в палеогене — неогене идет в полном соответствии с эволюцией климата. При ярко гумидном тропическом климате раннего палеогена формируются конкреции кальциево-железисто-марганцевых карбонатов, для умеренно-теплого гумидного климата позднего палеогена характерны конкреции смешанных карбонатов кальция и марганца, а семиаридному климату неогена присущи конкреции карбонатов кальция.

О конкрециях пелагических фаций эпиконтинентальных морей Зауралья. Для пелагических глин палеогена характерны рассеянные в них или образующие четковидные конкреционные прослои сидеритовые и мергельные «караваи» (до 0,5 мм), нередко с септариевой поверхностью. Здесь же по наслоению залегают тонкие (2—3 мм) линзочки пирита (в плане «лепешки») и землистые зооморфозы мельниковита, выполняющие ходы илоедов.

Карбонатные «караваи» пелагических фаций палеогена своим составом отражают климатическую зональность. В отложениях олигоцена севера, в Западной Сибири это сидерит, а к югу в сторону Приаралья он сменяется мергелем. Это происходит в полном соответствии с изменением палинологических комплексов вмещающих морских глин чеганской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. И. Новоайдырлинское месторождение никелевых сульфидов осадочного происхождения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 6.
- Наливкин Д. В. О геологическом строении Айдырлинского никелевого месторождения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6.
- Фегелер П. Основы учения о почвах тропических и субтропических стран. Сов. секц. М.А.П. М., 1935.
- Фридланд В. М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. «Наука», М., 1964.
- Цеховский Ю. Г., Дмитрик А. Л. Об аллофанизации каолинита.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Штеренберг Л. Е. Очерк геохимии Североуральских марганцевых месторождений.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 97.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРИМЕСИ В УГЛЯХ БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА И ИХ ГЕНЕЗИС

И. И. ШАРУДО, В. И. МОСКВИН

Описаны минеральные примеси бурейнских углей и доказывается их аллювиальный генезис, в связи с чем существует возможность обнаружения малозольных спекающихся углей в Бурейнском прогибе.

В угленосной толще Бурейнского бассейна на освоенных площадях насчитывается свыше сотни пластов и прослоев угля. Преобладающая часть углей состоит из различных структурных гелифицированных микрокомпонентов. Высокая зольность углей ($A^c = 20-45\%$) не позволяет использовать их без обогащения для получения металлургического кокса. Поскольку изученность бассейна слабая, геологи-дальневосточники надеются обнаружить малозольные угли на неизученных площадях. Первым этапом решения этой проблемы является, по нашему мнению, выяснение генезиса минеральных примесей в углях.

На природе высокой зольности бурейнских углей существует две точки зрения.

1. Высокая зольность обусловлена в основном активной эксплозивной деятельностью, которая совпадала по времени с периодами торфонакопления, и поэтому переносимый по воздуху вулканический пепел засорял исходное вещество углей (Наумова, 1939).

2. Зольность углей обусловлена фациальными особенностями торфяных болот и количеством поступавшего в них водным путем неорганического материала. Накопление минеральных примесей в торфяниках зависело главным образом от интенсивности поступления минерального вещества (Алексеев, 1959).

Эти точки зрения позволяют по-разному оценивать перспективы выявления малозольных или с пониженной зольностью углей в Бурейнском бассейне. Исходя из первой точки зрения, в бассейне нет возможности обнаружить малозольные угли. Пепловый материал разносился ветром на большие расстояния от вулканов и достигал Бурейнского бассейна. Поэтому, если эксплозивная вулканическая деятельность совпадала во времени с торфонакоплением, все угли в Бурейнском бассейне будут засорены пепловым материалом.

Вторая точка зрения допускает возможность выявления в бассейне углей с пониженной зольностью. Если угли накапливались в проточных или затапливаемых торфяниках, то, по-видимому, можно найти участки, на которых торфонакопление не прерывалось паводковыми водами. Такие торфяники могли формироваться на водораздельных пространствах и приводораздельных участках пойм.

Минеральные примеси в бурейнских углях встречаются как в рассеянном виде среди угольной массы, так и в виде тонких линз и прослоев. Они представлены обломочными, диагенетическими и эпигенетическими мине-

ралами. Обломочные минералы, среди которых главная роль (90—99%) принадлежит глинистым, кварцу и полевому шпату, преобладают среди минеральных примесей.

Тонкодисперсные глинистые минералы составляют основную часть минеральных примесей углей. По данным термического и электронномикроскопического анализов, они представлены главным образом минералами группы гидрослюд и в значительно меньшей мере монтмориллонитом и каолинитом. Монтмориллонит в угольных пластах определен в прослоях пород, которые могут составлять 30—50% мощности пласта.

В породах почвы и кровли пластов угля глинистые минералы также имеют гидрослюдистый состав с небольшой примесью каолинита и монтмориллонита.

Причины этого, по-видимому, заключаются в следующем. Во-первых, процесс осадконакопления в Буреинском бассейне происходил довольно быстро. Принесенный из области сноса в область накопления обломочный материал, отложившийся в виде прослоев или линз, быстро покрывался новой порцией обломочного материала. При таком интенсивном захоронении контакт минеральных частиц с несвойственной им средой продолжался в течение небольшого отрезка времени, и поэтому изменение или приспособление обломочного материала к новым условиям происходило неполностью или вообще не происходило. Во-вторых, очевидно, физико-химические условия областей сноса и седиментации были очень близки, вследствие чего не происходило почти никакого изменения. В-третьих, климат юрского периода в Буреинском районе был умеренно теплый и влажный. Эти три фактора, по-нашему мнению, обусловили гидрослюдистый состав глинистой части минеральных примесей.

Кварц в минеральных примесях буреинских углей представлен преимущественно угловатыми и остроугольными зернами. Лишь изредка наблюдаются слабоокатанные зерна. Размер кварцевых зерен 0,003—0,2 мм. Преобладают же 0,02—0,04 мм. Наблюдаются зерна кварца с нормальным и волнистым угасанием. Зерна кварца из минеральной части угля ничем не отличаются от зерен кварца из пород почвы и кровли, а также породных прослоев пластов угля.

Полевые шпаты в минеральных примесях представлены альбитом, олигоклаз-альбитом, олигоклазом, ортоклазом и микроклином. Размеры их зерен такие же, как и у кварца. В полевых шпатах наблюдаются вторичные изменения. Плаггиоклазы серецитизированы, калиевые полевые шпаты мутные, слабопрозрачные. Иногда на зернах калиевых полевых шпатов наблюдаются мелкие червеобразные агрегаты, возможно, каолинита, а также агрегаты волокнистого или сферитового халцедона. При сравнении полевых шпатов из минеральных примесей углей с таковыми из пород почвы и кровли ясно видно, что последние менее подвержены вторичным изменениям.

Вулканическое стекло и другие минералы в золе угля имеют небольшое значение.

При изучении разреза угленосной толщи северо-западной полосы Буреинского бассейна бросается в глаза большое количество светло-серых пород, большинством исследователей относимых к «туфам». Эти породы залегают в виде линз и тонких прослоев в пластах угля и среди тонкозернистых пород талынжанской и нижней части разреза ургальской свит. В остальной части разреза они неизвестны. Мощность их 0,05—0,6 м. В выветрелом состоянии эти породы представляют собой мылоподобную глину. На восточном борту бассейна этих пород очень мало, и, если они встречаются, то мощность их не превышает нескольких сантиметров.

В прослоях и линзах «туфов» прослеживаются слоистость и растительные остатки. Довольно часто в «туфах», вскрытых скважинами, наблюдается мелкая горизонтальная и косая однонаправленная слоистость, обусловленные намывом прослоев обрывков растений. В «туфах» с гори-

зонтальной слоистостью встречаются отпечатки нежных частей растений (листья, стебли и ветки) хорошей сохранности. В «туфах» с косо́й слоистостью наблюдается только растительный детрит.

Очень своеобразно выглядят неразложившиеся «туфы». В шлифах видно, что порода состоит из полуокатанных и окатанных обломков туфов кварцевых порфиров. Размер обломков достигает 0,2 мм и более в поперечнике. Цвет обломков от совершенно бесцветного до светло-бурого. Порода, отнесенная макроскопически к «туфам», представляет собой мелкозернистый песчаник светло-серого цвета, терригенный материал в котором почти полностью состоит из обломков туфов, сцементированных гидрослюдистым карбонатным (сидерит) и глинистым материалом.

Из приведенной выше краткой характеристики минеральных примесей углей вытекает: а) минеральные примеси в бурейнских углях встречаются как в рассеянном виде среди основной массы угля, так и в виде тонких линз и прослоев; б) минеральные составы углей, пород почвы и кровли, а также породных прослоев в пластах угля, довольно близки, единственным отличием могут служить только незначительные вторичные изменения в полевых шпатах из минеральной части угля; в) роль пирокластического материала среди минеральных примесей бурейнских углей, образующих их золу, несущественна; г) наличие в пределах пород, относимых к «туфам», различных типов слоистости, растительных остатков и тот факт, что эти породы сложены обломками туфов позволяет рассматривать их как нормально осадочные породы аллювиального генезиса.

Эти данные свидетельствуют в пользу точки зрения Л. С. Алексеева о природе минеральных примесей в углях Бурейнского бассейна. Для подтверждения ее рассмотрим возрастное и площадное распространение вулканических образований в пределах Бурейнского бассейна и на его обрамлении.

На территории Бурейнского бассейна, в его современных контурах, эффузивные образования, синхронные угленосной толще, ни геологосъемочными, ни геолого-поисковыми работами не установлены. Следовательно, предположение Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1949) о существовании вулкана на севере и юге Бурейнского бассейна не подтверждается.

Нижнемеловые эффузивные образования закартированы на северном обрамлении Бурейнского бассейна в верхнем течении р. Селемджи, где они представлены породами среднего состава и их туфами. На юго-западном обрамлении Бурейнского бассейна нижнемеловые эффузивные породы известны в пределах Зей-Бурейнской впадины (Шарудо, Москвин, 1968). Здесь установлены эффузивные породы в итикутской (волжский век) и поярковской (ранний мел) свитах. В итикутской свите выявлены андезитовые порфириды, андезито-базальты, андезитовые лавы (туфолавы и туфобрекчии). В поярковской свите эффузивные образования представлены андезитами и карцевыми порфирами. Верхняя возрастная граница их определяется аптским веком раннего мела.

Изложенные выше данные позволяют считать, что вулканическая деятельность, синхронная времени накопления угленосной толщи, активно происходила на обрамлении Бурейнского бассейна. Очаги вулканической деятельности располагались на расстоянии, доступном аэральному переносу пеплового материала. Максимальное удаление очагов вулканизма от Бурейнского бассейна не превышало 400 км. Таким образом, точка зрения С. Н. Наумовой на генезис минеральных примесей углей Бурейнского бассейна может найти подтверждение в фактическом материале. Однако намечается явное противоречие между распространением пеплового материала в разрезе угленосной толщи и временем активной эксплозивной вулканической деятельности.

Согласно данным предыдущих исследователей и нашим наблюдениям, наибольшее количество «пеплового» материала устанавливается в разрезе талынжанской свиты (волжский век) и в нижней части разреза ургальской свиты (волжский век). В средней и верхней частях разреза ургальской свиты (ранний мел) его практически нет. Таким образом, сравнивая эти данные с данными Г. В. Ициксон, видим, что намечается явное несоответствие между временем активной вулканической деятельности и возрастом «пепловых» прослоев в Буреинском бассейне.

По нашему мнению, это несоответствие объясняется тем, что время излияния эффузивов датируется не совсем точно, и оно несинхронно времени угленакопления. Если бы оно совпадало, то в угленосной толще Буреинского бассейна были бы маркирующие горизонты, состоящие из пепловых прослоев. На отсутствие таковых указывали еще Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн (1949, стр. 105): «В районе р. Дубликан, к югу от области наибольшего развития озерных аргиллитов, опять резко возрастает значение туфов, т. е. намечаются те же изменения, что и в северном направлении. Такое резкое изменение значения пеплов в строении свиты в двух направлениях на небольших расстояниях (несколько десятков км) позволяет предполагать существование вулканов где-то недалеко на юге и севере. Если бы пепел приносился издалека, распределение его (в однотипных осадках) было бы равномерным».

По мнению авторов, в конце позднеюрской эпохи (в предволжское время) произошли интенсивные поднятия, сопровождавшиеся излияниями магмы кислого состава, что привело к накоплению на северо-западном обрамлении Буреинского бассейна покровов кварцевых порфиров и их туфов. На широкое распространение мощных покровов на северо-западном обрамлении Буреинского бассейна указывал еще Н. П. Херасков (1939, стр. 21). В начальную стадию осадконакопления в Буреинском бассейне активный снос обломочного материала происходил с северо-западного обрамления, поэтому в породах талынжанской свиты наблюдается большое количество обломков кварцевых порфиров и их туфов. Последние накапливались также в виде прослоев и линз в пластах угля и при выветривании превратились в глину.

Суммируя все вышеизложенное считаем, что точка зрения Л. С. Алексеева на генезис минеральных примесей в углях Буреинского бассейна более обоснована фактическим материалом. В ее пользу свидетельствует:

1. Отсутствие маркирующих горизонтов в пластах углей или однотипных осадках, представленных типичными туфами или туфогенными разновидностями пород. Локальная концентрация «туфов» в виде линз различной мощности (от нескольких миллиметров до 0,6 м) на северо-западном борту Буреинского бассейна и незначительное их количество на юго-восточном борту.

2. Сходство минералогического состава золы углей, пород почвы, кровли и внутрипластовых породных прослоев между собой и породами областей сноса.

3. Несоответствие химического состава золы углей предполагаемым синхронным эффузивам кислого состава.

4. Наличие горизонтальной и тонкой косои слоистости в прослоях и линзах «туфов» и «туфогенных» пород. Наличие в «туфах» сохранившихся нежных частей растений и растительного детрита по наслоению.

5. Сложение неразложившихся прослоев «туфов» полуокатанными и окатанными обломками туфов кварцевых порфиров.

6. Несовпадение времени активной эксплозивной вулканической деятельности со временем накопления торфяников, в которых наблюдается максимальное количество «пеплового» материала.

Согласно изложенной точке зрения на генезис минеральных примесей существует возможность выявить в Буреинском бассейне угли с понижен-

ной зольностью. Эта возможность определяется гидрологическим режимом торфяников и их палеогеоморфологическим положением на аллювиальной равнине.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Л. С. О минеральных примесях в ископаемых углях.— Докл. АН СССР, 1959, 124, № 4.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М., Госгиптехиздат, 1949.
- Наумова С. Н. К петрографии углей Буреинского бассейна.— Материалы по геологии Буреинского каменноугольного бассейна, вып. III, М.—Л., ГОНТИ, 1939.
- Херасков Н. П., Давыдова Т. Н., Крашенивников Г. Ф., Пенн-ский Д. Д. Геология Буреинского бассейна. М.—Л., ГОНТИ, 1939.
- Шарудо И. И., Москвин В. И. Литолого-фациальный состав и условия накопления верхнемезозойских континентальных отложений Амуро-Зейской площади. Новосибирск. «Наука», 1968.

ИГ и ГСО АН СССР
Новосибирск

Дата поступления
13.I.1971 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.313:551.72(575.2)

**ТЕЛЕПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В СОСТАВЕ
КУРГАНСКОЙ СВИТЫ (ВЕНД) ТАЛАСО-КАРАТАУСКОЙ ЗОНЫ**

М. Н. ИЛЬИНСКАЯ, Р. А. МАКСУМОВА

Кристалло-витрокластические туфы, составляющие значительную часть курганской свиты — весьма наглядный пример телепирокластических отложений, поэтому мы считаем целесообразным выделить их наряду с подобными образованиями других регионов в особый генетический тип отложений — телепирокластический. Г. Н. Бровков (1963) впервые употребил этот термин при изучении им осадочно-телепирокластических формаций в межгорных прогибах Саяно-Алтайской области, где в нижнем карбоне произошло накопление мощной толщи стлсжений, полностью лишенных эффузивных пород и литокластических туфов, но насыщенных пепловым материалом, рассеянным среди обычных терригенных и карбонатных пород.

В схеме классификации генетических типов вулканогенно-осадочных пород, разработанной на Втором семинаре секции вулканогенно-осадочных образований комиссии по осадочным породам (Тбилиси, март, 1971 г.), телепирокластические отложения занимают вполне определенное место (Ботвинкина, 1972).

Вулканогенно-осадочные породы курганской свиты пространственно приурочены к значительной части территории хребта Малый Каратау и к северным склонам Таласского хребта. Выходы свиты протягиваются узкой прерывистой полосой (особенно это относится к Таласскому хребту) с северо-запада на юго-восток приблизительно на 300—350 км. На всем своем протяжении свита представлена обломочными породами различного генезиса, среди которых различаются слоистые толщи вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных образований. Вулканокластические породы (витро- и кристалло-витрокластические туфы) составляют до двух третей объема всех пород, слагающих курганскую свиту. Мощность свиты 400—800 м.

Курганская свита входит в состав малокаройской серии позднего докембрия и относится к нижней части вендского комплекса. Ее стратиграфическое положение и объем приняты нами в понимании В. Г. Королева и Р. А. Максумовой (1964, 1968).

Обломочные породы курганской свиты изменяются в разрезе от тонко- до крупнообломочных разностей. Толщи представлены горизонтально наложенными пачками пестроокрашенных пластов мощностью от долей до 20—30, иногда 50—60 см. Преобладают тонко- и мелкообломочные прослои, всегда повышенной мощности по сравнению с мощностями соседних средне- и крупнообломочных прослоев. Окраска слоев изменяется соответственно гранулометрии: тонко- и мелкообломочные прослои обычно зеленые, малиновые, серые, а среди крупно- и среднеобло-

мочных пород преобладают серовато-белый, кирпично-красный, ярко-розовый, иногда зеленовато-розовый тона. Поверхности раздела гранулометрически различных слоев обычно отчетливые, иногда резкие (фигура, б). Встречаются микрослоистые пачки, где толщина отдельных слоев 1—2 мм и меньше. Детали такой слоистости хорошо видны в шлифах (фигура, а). В среднеобломочных прослоях довольно часто наблюдается мелкая косая слоистость, в тонко- и мелкообломочных прослоях различных разрезов были обнаружены многочисленные сингенетичные деформации и «слежки на грузки» (фигура, в).

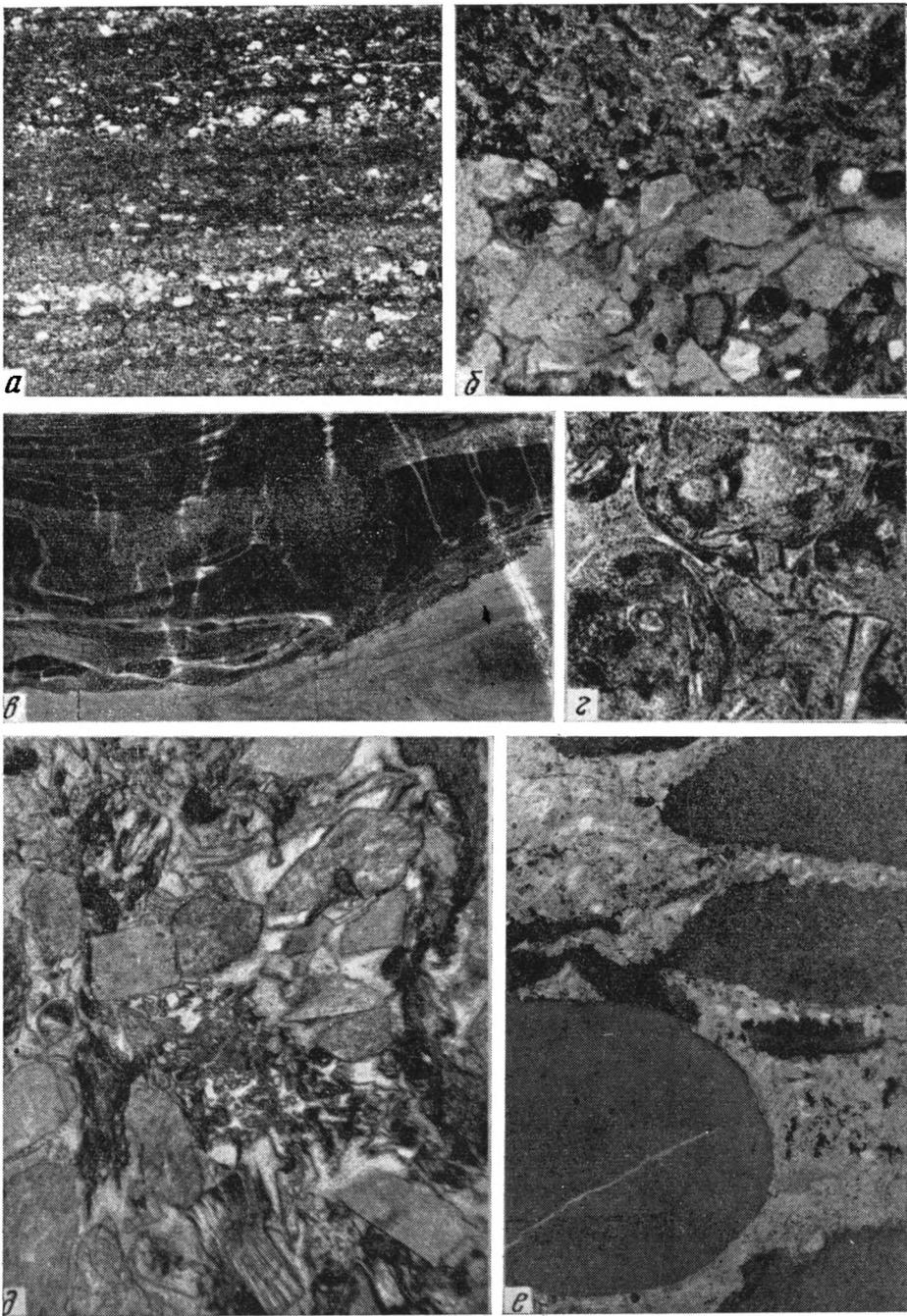
По внешнему виду породы курганской свиты сходны с обычными терригенными и кремнистыми породами. Детальные петрографические исследования позволили нам установить, что курганская свита была сформирована из терригенных и вулканогенно-осадочных пород, возникших под непосредственным влиянием эксплозивной вулканической деятельности. Об этом свидетельствуют состав, структура и текстура туфов, тефроидов и туффитов. Тефра, или рыхлый вулканокластический материал, выброшенный во время эксплозии вулканом, поступал в область осадконакопления в виде пеплопадов и формировал в условиях морского бассейна либо слоистые толщи туфов и тефроидов, либо, смешиваясь с терригенными и осадочными компонентами, туффиты.

Туфы. В соответствии с преобладанием гранулометрических фракций мы выделили разновидности туфов от тонко- до крупнообломочных, а по структуре — витро- и кристалло-витрокластические различия. Редко встречаются лито-кристалло-витрокластические туфы. По составу различаются обломки, представленные вулканическим стеклом, раскристаллизованным в агрегат вторичных минералов, кристаллами кислого плагиоклаза (альбит-олигоклазового ряда), ортоклазом, кварцем, а также редкими литокластами трахилипаритов. Форма обломков весьма характерная оскольчатая, часто они имеют шлаковую текстуру (фигура, д). При этом, как правило, сохраняются очень хрупкие детали их строения (фигура, з), свидетельствующие о спокойных условиях осадконакопления. Цементирующая масса состоит из тонкозернистого агрегата раскристаллизованного вулканического стекла, представленного кварцем, альбитом, хлоритом, гематитом, гидрослюдой. Цемент светло-зеленый или буро-малиновый. Иногда в его составе в небольшом количестве присутствуют кальцит и доломит осадочного генезиса.

Тефроиды. Эти породы имеют тот же состав обломков и цемента, что и туфы, но существенно отличаются от последних степенью сортированности и окатанности обломочного материала. Формировались тефроиды из тефры, претерпевшей до литификации тот или иной перенос в подводно-морских условиях.

Туффиты. Породы смешанного состава представлены двумя разновидностями. В одних обломки являются пирокластическими образованиями, а цемент имеет кремнисто-карбонатный или глинистый состав осадочного происхождения. В других обломки представлены довольно крупными терригенными фрагментами. Среди них встречаются глинистые сланцы, кварциты, алевролиты, микропегматиты наряду с тефрогенными обломками, такими, как кварц, ортоклаз, спекшийся туф и др. Цементирующая масса имеет состав и облик кристалло-витрокластического туфа, вторично преобразованного в мелкозернистый агрегат кварц-полевошпатового состава с различным количеством (иногда до значительного) хлорита, гидрослюды, гематита и гидроокислов железа, но с отчетливо сохранившимся оскольчатым строением обломочных фрагментов (фигура, е).

Прослой вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород чередуются с терригенными, среди которых различаются аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. В целом для строения свиты характерно монотонное горизонтальное переслаивание слоев различной мощности и



Вулканогенно-осадочные породы курганской свиты, хребет Малый Каратау
a — слоистый мелкозернистый туфит, шлиф $\times 20$, николь один; *б* — среднеобломочный тефرويد (низ) и мелкозернистый туфит, шлиф, $\times 45$, николь один; *в* — сингенетичные деформации и «слетки нагрузки» в слоистом туфе; при шлифовка, натуральная величина; *г* — витрокластический туф, шлиф, $\times 45$, николь один; *д* — кристалловитрокластический туф, шлиф, $\times 45$, николь один; *е* — крупнообломочный туфит, шлиф, $\times 8$, николь один

состава. Формирование слоистых толщ, насыщенных пирокластическим материалом, происходило во время проявления активной вулканической деятельности взрывного типа. Распределение мощностей вулканогенных многослоев по площади не везде одинаково. Детальные исследо-

вания многочисленных разрезов показали, что в юго-восточных частях района преобладают в основном маломощные мелкообломочные слои витро- и кристалло-витрокластических туфов, тефроидов и туффигов, образующих слоистые пачки мощностью в пределах первых десятков сантиметров, с редкими прослоями тонко- и мелкозернистых терригенных пород. В северо-западных частях хребта Малый Каратау возрастает грубозернистость обломочного материала, а мощность отдельных слоев вулканических и смешанных пород достигает 1—1,5 м. Это свидетельствует о том, что вулканические очаги, давшие начало огромным массам пирокластического материала, находились северо-западнее выходов курганской свиты, где-то в пределах Муюнкумского массива, впоследствии погруженного под более молодыми осадками Чуйской депрессии.

Для полноты характеристики палеогеографической обстановки осадконакопления телепирокластических образований необходимо отметить, что на некоторых участках в их составе встречаются горизонты, содержащие сильно кремнеземные постройки строматолитов. Тонкозернистый состав осадков, тончайшая слоистость, прослеживаемая на большие расстояния, и, наконец, органические остатки — все это говорит о формировании курганской свиты в открытом мелководном бассейне со спокойным гидродинамическим режимом. Этот бассейн с юго-запада и северо-востока был ограничен сушей. На юго-западе в пределах Чаткало-Нарынской зоны отложения, синхронные накоплению курганской свиты, представлены толщей довольно грубых конгломератов; к северо-востоку в сторону Киргизско-Терской зоны вулканические осадки курганской свиты постепенно «разбавляются», а затем полностью замещаются красноцветными алевролитами и аргиллитами, материал для которых поставлялся с пенеценизированной Киргизской суши.

В заключение необходимо подчеркнуть, что курганская свита, несмотря на свою древность, донесла до нас весьма достоверную информацию о генезисе слагающих ее пород лишь благодаря тому, что были очень благоприятные условия аккумуляции вулканических обломков, при которых сохранились их тончайшие структурные детали строения. Метаморфические и метасоматические изменения (Ильинская, Максумова, 1970) не нарушили первичной обломочной структуры. Поэтому, несмотря на то, что в нашем распоряжении имелись только обломочные образования и полностью отсутствовали синхронные эффузивные породы, у нас нет сомнения в том, что значительная доля обломочного материала в составе курганской свиты имеет вулканический генезис.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Генетическая классификация отложений вулканоогенно-осадочных формаций и некоторые особенности их фациального анализа.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Бровков Г. Н. Осадочно-телепирокластические формации — особый тип породных ассоциаций.— В сб.: Палеовулканология и проблема вулканоогенных формаций, Алма-Ата, 1963, вып. 2.
- Королев В. Г., Максумова Р. А. Поздний докембрий Таласского Алатау.— Тр. Фрунз. политехн. ин-та, Геология и горное дело, 1964, вып. 19.
- Королев В. Г., Максумова Р. А. Аналоги вендского комплекса в Малом Каратау.— Тр. Фрунз. политехн. ин-та, Геология и горное дело, 1968, вып. 24.
- Ильинская М. Н., Максумова Р. А. Состав, особенности формирования и вторичная минерализация пород курганской свиты (Южный Казахстан).— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 3.

Геологический институт АН СССР
Москва
Геологический институт АН КиргССР
Фрунзе

Дата поступления
12.XI.1971

ЯНТАРЬ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ИСКОПАЕМЫХ СМОЛ

В. С. ТРОФИМОВ

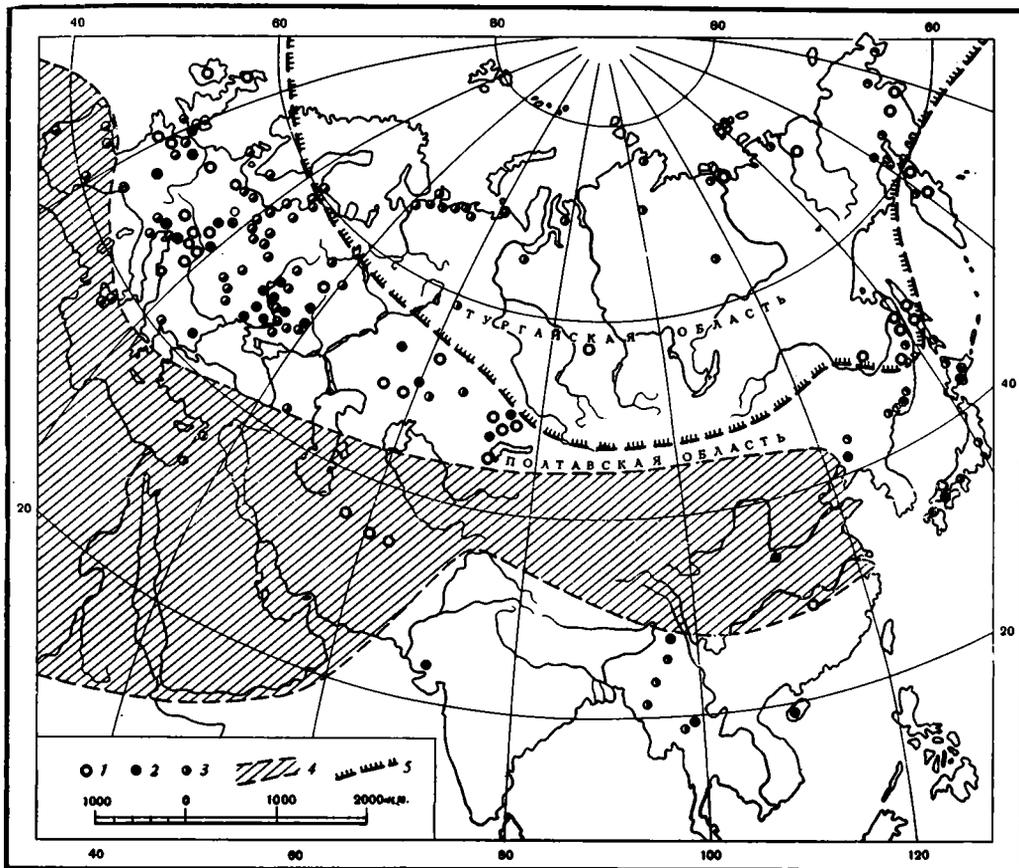
Янтарь был известен человечеству за несколько тысячелетий до н. э., и о нем много написано, но, тем не менее, до настоящего времени не существует единого мнения о том, какие ископаемые смолы следует относить к янтарю.

Имеется два крайних мнения. Одни исследователи (В. Катинас, Г. Н. Лодыжинский, С. С. Савкевич и др.) относят к янтарю лишь балтийский сукцинит и рассматривают его как особый минеральный вид, характерный лишь для некоторых ископаемых смол балтийского побережья. Названия «балтийский янтарь» и «сукцинит» они считают синонимами. Другие исследователи (К. Дельтер, А. С. Рогович и др.) рассматривают янтарь как собирательный термин для различных ископаемых смол, могущих воспринимать механическую обработку, вне зависимости от возраста и места их нахождения.

В действительности относить к янтарю только балтийский сукцинит нет оснований, так как такое разделение ископаемых смол искусственно и с научной точки зрения не выдерживает никакой критики.

Возраст балтийского янтаря большинством исследователей определяется как эоцен-верхнемеловой. Если в пределах Евразии нанести все находки ископаемых смол этого возраста на карту распространения различных флор эоцен-верхнемелового возраста (фигура), то оказывается, что все эти находки попадают в область распространения хвойно-широколиственных лесов (Тургайская область) умеренно влажного и теплого климата и в область вечнозеленой растительности с пальмами (Полтавская область) субтропического влажного климата. В прежние времена эти флоры занимали все побережье Ледовитого океана, Шпицберген, Ново-Сибирские острова, Землю Эльмита в Канадском архипелаге, т. е. охватывали кольцо Северный полюс (Варфоломеев, Мейен, 1970). Исходя из этого, остается неясным, почему при столь широком развитии янтароносных лесов янтарь образовывался лишь в Прибалтике. Ведь шельфовые морские россыпи янтаря, подобные самбийским, развиты и на Украине, в Румынии, Прикарпатье, Бирме и т. д., и янтарь этих месторождений также имеет повышенное содержание янтарной кислоты, приобретенной уже «зрелым» янтарем под влиянием его переотложения в морские осадки. Слабую обоснованность позиций сторонников «балтийского» происхождения янтаря можно видеть из описания Г. Н. Ладыженским и С. С. Савкевичем (1968) ископаемой смолы, найденной в районе с. Верхне-Синевидное Львовской области. Эти авторы указывают, что ископаемая смола этого района по своим физико-химическим свойствам (составу, твердости, хрупкости, цвету, блеску, прозрачности, возрасту, условиям залегания и пр.) ничем не отличается от балтийского сукцинита. В качестве различия этих смол они приводят такие несущественные моменты, как наличие на карпатской смоле мелкой трещиноватости в периферических частях кусков, отсутствующей в балтийском сукцините, а также мелкие отклонения в их ИК-спектрограммах. Эти отличия, вероятно, вторичного происхождения, в результате того, что слои, содержащие карпатскую смолу, после своего образования подверглись процессам складчатости, приведшим к некоторому изменению поверхности кусков. Несмотря на такие мелкие отклонения, авторы отнесли ископаемую смолу из Львовщины не к сукциниту, а румыниту (?).

На отсутствие существенных различий между сукцинитом и румынитом еще в 1908 г. указывал П. Дамс (Dahms, 1908). По его мнению, су-



Схематическая карта распространения растительности эоцен-верхнемелового возраста различных климатических областей и находок янтаря (составлена по данным В. А. Вахрамеева и др. с дополнениями автора)

1 — места находок флоры эоцен-верхнемелового возраста; 2 — места находок остатков ископаемых пальм того же возраста; 3 — места находок янтаря; 4 — область аридного и семиаридного климата (по Н. М. Страхову); 5 — граница между Тургайской областью хвойно-широколиственных лесов теплого и влажного климата и Полтавской областью вечнозеленых лесов с пальмами субтропического влажного климата

существует гораздо больше оснований для соединения румынита и сукцинита в один минеральный вид, чем для их разделения.

Таким образом, имеются все основания объединить ископаемые смолы Евразии эоцен-мелового возраста в единую Евразиатскую янтареносную провинцию, а содержащуюся в ней ископаемую смолу — под одним термином «янтарь», вместо того чтобы выделять искусственно из нее какую-то часть и давать заключенным в ней смолам какой-то особый термин.

Далее, вряд ли можно с научной точки зрения считать обоснованным разделение ископаемых смол на том основании, что «издревле» было принято называть янтарем ископаемую смолу, находимую на берегах Балтийского и Северного морей (Савкевич, 1970). Помимо всего прочего подобное утверждение неверно и по существу. Издревле был известен не только балтийский янтарь, но и ряд янтарей из других мест. Так, по данным Плиния Старшего (23—79 гг. н. э.), в Византии, Риме и странах Востока были известны бирманский, карпатский, днепровский, сирийский и другие янтари, из чего следует, что эти ископаемые смолы, также известные издревле, имеют не меньше прав называться янтарем, чем балтийский сукцинит.

Кроме того, отнесение сукцинита к особому минеральному виду также мало оправдано. Он вследствие своего растительного происхождения имеет весьма непостоянный состав и свойства, меняющиеся от продолжительности захоронения, окружающей обстановки и многих других причин, что сильно отличает его от минеральных видов неорганического мира.

По этому поводу К. Дельтер писал: «Янтарь долгое время причислялся к минералам и до сих пор рассматривается в минералогиях совместно с настоящими минералами, хотя он не может быть отнесен к таковым, ибо основным условием принадлежности данного вещества к минералам является точный стехиометрический состав, а кроме того, само название «янтарь» отнюдь не включает в себе что-то совершенно определенное, объединяя целый ряд весьма различных ископаемых смол» (Döelter, 1931, стр. 888).

Такого же мнения придерживается известный минералог Р. Браунс: «...так как янтарь происходит из растений, то он, собственно говоря, не является минералом и его относят к минералам лишь потому, что он находится в земле и не обладает растительным строением» (1906, стр. 476).

Более резко против отнесения янтаря к минералам высказался М. В. Ломоносов: «...что же до янтаря надлежит, то не можно довольно надивиться, что некоторые ученые люди, именем и заслугами великие, оный за сущий минерал признали, не взирая на толикое множество заключенных в них мелких гадов, которые в лесах водятся, ниже на множестве листов, что внутрь янтаря видны, которые все как бы живым голосом противятся оному мнению и подлинно объявляют, что к жидкой смоле, из дерев истекшей, оные гады и листы некогда пригнули, после того же сверху залиты и заключены остались» (1954, стр. 322).

Таким образом, с мнением С. С. Савкевича (1970) о причислении сукцинита (а следовательно, и его синонима — янтаря) к минералам согласиться нельзя.

А. Г. Бетехтин не считал янтарь минералом. Е. К. Лазаренко (1963) отмечает, что минералы, образованные солями различных органических кислот, битумами и смолами, настолько сильно отличаются от неорганических соединений, что уже настало время создать отдельную органическую минералогия.

Неправы и те исследователи (А. С. Рогович, К. Дельтер и др.), которые относят к янтарю любые ископаемые смолы, несмотря на различия в их физико-химических свойствах, возрастах, распространении и связях с различными видами хвойных деревьев. При таком подходе к термину «янтарь» теряются специфические особенности смол различного возраста, различной степени фоссильности и пр., что не позволяет проводить различие между отдельными видами смол, затрудняет их разведку и изучение, применение их в различных областях народного хозяйства и т. д.

Янтарь вследствие своего растительного происхождения, горючести и пр. вместе с генетически родственными ему ископаемыми углями относится к каустобиолитам, классификация которых из-за их весьма непостоянного состава и непрерывно изменяющихся свойств весьма затруднительна.

По поводу возможности создания сколько-нибудь четкой классификации ископаемых смол П. Дамс (Dahms, 1908) писал, что подобная классификация в сущности не имеет ни одного опорного признака, который мог бы быть положен в основу. Внешние свойства (цвет, твердость и др.) вообще не могут служить достаточным основанием для отнесения минерала в ту или иную группу; состав для такой сложной смеси веществ не может быть признан очень существенным моментом.

Кроме того, установлено, что не только общие физико-химические свойства, но и элементарный состав ископаемых смол подвержены сильным колебаниям и неодинаковы даже в пределах одного образца.

К. Дельтер указывал, что общим для всех ископаемых смол является не их химическая структура или какие-либо физические константы, а их происхождение. При существующем положении с изученностью ископаемых смол с этим нельзя не согласиться. Даже для таких сравнительно хорошо изученных каустобиолитов, каким являются ископаемые угли, нет научно разработанной генетической классификации (Гапеев, 1949).

Таким образом, исходя из всего вышеизложенного, вряд ли можно строить классификацию ископаемых смол и выделять в ее пределах семейства и группы на основании таких непостоянных и непрерывно изменяющихся признаков, как элементарный состав, поведение смол при нагревании, отношение их к различным органическим растворителям и т. п., как это делают Н. А. Орлов и В. А. Успенский (1936). Такие термины, как шейбеит, кефлакит, росторнит, амбрит, дуксит, плауцит, валховит, уелерит, исколит, яулинцит, кисцелит, тринкеит, айкаит, телегдит и др., основанные на указанных выше признаках, не могут характеризовать отдельные месторождения ископаемых смол в целом, тем более что подобные термины основаны на единичных, в известной степени случайных анализах. Поэтому они при существующей степени изученности минералов, соответствующих этим терминам, совершенно бесполезны и должны быть изъяты из употребления. Если ископаемые смолы имеют эоцен-меловой возраст, то вместо подобных терминов в случае необходимости рациональнее к термину «янтарь» добавлять географическое название местности, в которой тот или иной янтарь найден, например мерилэндский янтарь, янтарь из Южной Каролины и т. п. Специальные термины, как будет указано ниже, целесообразно сохранить лишь для различных разновидностей янтаря, встречающихся в одном и том же месторождении.

Далее следует указать, что в настоящее время нет достаточных данных для составления сколько-нибудь научно обоснованной классификации ископаемых смол, в лучшем случае по аналогии с ископаемыми углями, с которыми ископаемые смолы имеют очень много сходных черт, можно наметить лишь ее общие принципы.

Наиболее распространено деление ископаемых углей на торф, бурый и каменный уголь, основанное на их возрасте, степени углефикации, исходном материале и т. п. В основу классификации ископаемых смол также можно положить состав исходного материала, интенсивность и особенности процессов фоссилизации и пр. Так, среди ископаемых смол можно выделить следующие семейства.

А. Семейство копалов, или четвертичных ископаемых и полуископаемых смол.

Б. Семейство янтаря, или третичных и мезозойских, преимущественно эоцен-меловых ископаемых смол.

В. Семейство миддлетонита, или палеозойских ископаемых смол.

А. Семейство копалов. Копалы характеризуются низкой степенью фоссилизации и, возможно, своей принадлежностью к иным растительным сообществам (не хвойным), чем янтарь. В связи с этим для копалов характерны большие содержания летучих компонентов и большая растворимость в органических растворителях, меньшая твердость и более низкая точка плавления, неспособность к восприятию механической обработки и пр.

Б. Семейство янтаря. К нему относятся ископаемые смолы преимущественно эоцен-мелового возраста. Для них характерна повышенная по сравнению с копалами степень фоссилизации и в связи с этим меньшее содержание летучих компонентов, большая твердость, возможность механической обработки и пр. Точка плавления выше, чем у копалов: для большинства янтаря из разных месторождений — порядка 280—300° С.

В ряде случаев проводят границу между копалами и янтарем весьма затруднительно, поскольку они имеют тесные переходы. В некоторых месторождениях (на территории Прибалтики, Румынии и др.) одновремен-

но встречаются ископаемые смолы с признаками янтаря и копала, характеризующиеся различной степенью фоссилизации. Так, в Румынии наряду с типичным янтарем — румынитом встречаются ископаемые смолы (так называемый румынский копалит), которые в свежем состоянии клейкие, как бы покрытые маслом. По высухании это типичный янтарь. В Самбийском месторождении, в Прибалтике, наряду с типичным янтарем — сукцинитом, содержащим до 7—8% янтарной кислоты, встречается более мягкая ископаемая смола — геданит, почти не содержащая янтарной кислоты, и т. д. Подобное существование в одном и том же месторождении ископаемых смол, в различной степени фоссилизированных и обладающих различными свойствами, пока не нашло объяснения; возможно, это следствие присутствия в одной и той же янтарной россыпи янтарей различного возраста.

В. Семейство миддлетонита. Это ископаемые смолы палеозойского возраста, обычно бурые или черные. Как правило, они имеют повышенное содержание углерода (до 80—85%). В органических растворителях обычно растворяются слабо, плавятся с сильным разложением. От семейства янтаря отличаются значительно большей степенью фоссилизации. Возможно, очень ограниченные находки подобных смол объясняются тем, что в процессе фоссилизации, происходящем в случае палеозойских смол при достаточно высокой температуре и повышенном давлении, они переходят в углистые вещества, неотличимые от вмещающих их каменных углей.

Известны также ископаемые палеозойские смолы, отличающиеся по своему характеру и свойствам от миддлетонита. Подобные смолы обладают высокой растворимостью в органических растворителях и встречаются не отдельными включениями разнообразной формы, а в виде тонких пропластков мощностью от одного до нескольких миллиметров при длине 15 см — 1 м, реже в виде волокнистых выделений и отдельных мелких палочек. Происхождение подобных смол неясно. Возможно, что они возникли от иной, чем миддлетонит, палеозойской растительности (например, из кордаитов и т. п.), а возможно, что это битуминозная смола, встречающаяся в древесине хвойных деревьев в рассеянном состоянии (Орлов, Успенский, 1936). Под влиянием далеко зашедших процессов фоссилизации и высокой температуры произошло объединение этих рассеянных смол и последующее их выделение на плоскостях напластования углей.

Дальнейшее разделение ископаемых смол на отдельные группы естественно было бы производить по родам и видам растительности, за счет которой образовались эти смолы. Подобное разделение возможно лишь для семейства копалов, связь которых с породившей их растительностью в ряде мест может быть установлена непосредственными наблюдениями. Например, в Занзибаре известен копал растения *Hymenaea verrucosa*, на западном побережье Африки — копал *Copaifera guibourthiana*, копал *Coesalpiniae* из рода *Leguminosa* и др.

Для семейства янтаря нет разработанной методики определения принадлежности той или иной смолы к определенным видам и родам растительности. Трудность такой разработки, с одной стороны, заключается в том, что качественные составы живицы различных родов и видов растительности весьма близки между собой и отличаются лишь количественными соотношениями элементов, входящих в эти составы. С другой стороны, при процессах фоссилизации происходит выделение летучих компонентов смол, в результате чего элементарный состав их несколько уравнивается, что создает дополнительные трудности определения родового и видового составов той или иной ископаемой смолы.

Поэтому впрямь, до разработки методики определения видового и родового характера растительности, за счет которой был образован тот или иной янтарь, приходится ограничиваться, как это делает ряд исследова-

телей, разделением его на ряд групп по географическому местонахождению, поскольку оно в известной степени предопределяет характер и условия произрастания растительности, за счет которой возник янтарь. Так, выделяют балтийский янтарь, румынский янтарь и т. д.

Нередко в одном и том же месторождении встречается несколько разновидностей ископаемых смол, резко отличающихся друг от друга внешними признаками, составом, твердостью и т. д. Причина подобного явления неясна. Так как для этих смол одинаковы условия образования, геологическая обстановка, вмещающие и окружающие породы и т. д., для различия их между собой вполне оправданно присвоение отдельным разновидностям специальных терминов. Например, в Самбийском месторождении янтаря в Прибалтике встречаются следующие весьма отличные друг от друга разновидности янтаря: сукцинит, глессит, геданит, кранцит, беккерит и стантиенит. В румынских месторождениях кроме румынита встречаются разновидности, известные под названием «делатинит», «пиатра», «альмашит» и т. д. Следует отметить, что все упомянутые разновидности янтаря не обладают постоянным составом; их физико-химические свойства, точки плавления, степень растворимости в органических растворителях и т. д. колеблются также в довольно широких интервалах, но меньших, чем таковые у янтаря из различных месторождений и районов.

Из всего вышеизложенного вытекает, что наши знания об ископаемых смолах весьма несовершенны, химическая их структура изучена слабо, методика определения вида и рода растительности, за счет которой произошла та или иная ископаемая смола, не разработана, процесс фоссилизации полностью не выяснен, не выяснено влияние на него продолжительности времени захоронения, характера захороняющих пород, грунтовых и поверхностных вод и т. д. Опытных данных по воспроизведению процессов фоссилизации не существует.

Исходя из этого, ближайшие задачи в области изучения янтаря и ископаемых смол вообще — детальное и углубленное их изучение из различных районов распространения, разработка методики определения видовой и родовой принадлежности янтаря к тем или иным типам растительности, изучение процессов фоссилизации во времени и применительно к различным средам, выяснение причин разнородности этих процессов в пределах одного месторождения, опытное воспроизведение процессов фоссилизации и пр.

Проведение таких исследований несомненно будет способствовать разработке научно обоснованной классификации ископаемых смол, вообще, и семейства янтаря, в частности. Это позволит научно обосновать дальнейшие поисковые работы на янтарь, выявить новые районы его распространения и, тем самым, более рационально его использовать в народном хозяйстве страны.

ЛИТЕРАТУРА

- Браунс Р. Царство минералов. СПб., Изд-во А. Ф. Даврисна, 1906.
Вахромеев В. А., Мейен С. В. Флоры и климаты Евразии в геологическом прошлом.— Природа, 1970, № 11.
Гапеев А. А. Твердые горючие ископаемые. М., Госгеолиздат, 1949.
Лодыженский Г. Н., Савкевич С. С. О минералогии ископаемых смол из скибовой зоны Советских Карпат.— Минер. сб. Изд-во Львовск. ун-та, 1968, № 22, вып. 4.
Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., «Высшая школа», 1963.
Ломоносов М. В. Полное собрание сочинений, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. М., Изд-во АН СССР, 1936.
Савкевич С. С. Янтарь. Л., «Недра», 1970.
Dahms P. Mineralogisch Untersuchungen über Bernsteine, 1908, Bd. 12, H. 2.
Döelter C. Handbuch der Mineralchemie, Bd. IV, № 3. Dresden, 1931.

ДАВСОНИТ В БАЛАХОНСКОЙ СЕРИИ КУЗБАССА**А. Н. ВОЛКОВА, Л. Г. РЕКШИНСКАЯ**

Давсонит $m\text{—NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ в СССР описан как редкий гидротермальный минерал. В районах ртутной минерализации неогена Закарпатья он образует сферолитовые, лучистые и сноповидные сростки тончайших белых кристаллов. Наибольшие скопления их отмечены в известковых песчаниках, где они замещают кальцитовый цемент, кальцитовые жилки или развиваются в их зальбандах (Барышников и др., 1966). В районе Дружковско-Константиновского ртутного рудопроявления (северо-западная часть Донбасса) среди интенсивно гидротермально измененных полевошпаткварцевых песчаников исаевской свиты верхнего карбона в зоне тектонических нарушений давсонит образует гнездоподобные скопления (10×6 см) спутанно-волоконистых агрегатов (Белоус, Кузнецова, 1969). Ряд зарубежных месторождений давсонита имеет иное происхождение.

В штате Колорадо (США) давсонит развит в непрерывном разрезе нефтеносных аргиллитов мощностью ≈ 215 м, содержащих прослойки пеплов и терригенного материала (Smith, Milton, 1966). Давсонит составляет 12,3% в пачке мощностью 100 м и рассматривается как руда на алюминий (Patterson, 1967; Ester, Karg, 1968). Форма выделений давсонита — отдельные кристаллы ($\approx 0,02$ мм), послойные скопления, выполнения трещин и миндалин. Формирование давсонита и других щелочных карбонатов, сопутствующих ему, происходило в захороненных осадках формации Грин Ривер под воздействием растворов карбоната натрия, проникавших по трещинам и отдельным прослоям.

Давсонит с цеолитами и калькритом (известковый оолитовый материал) в ущелье Олдувай и на прилегающей равнине Серенгети в Танзании (Нау, 1963) образовался в результате выветривания нефелиновых туфов во время двух засушливых фаз плейстоцена и, вероятно, продолжает формироваться в настоящее время. Мощность зоны «цеолитного» выветривания здесь около 3 м. По данным Р. Л. Хей, при образовании засоленных почв на туфах и туфогенных породах в засушливом жарком климате никаких компонентов не выносилось и не добавлялось. Возникшие в результате процессов выветривания цеолиты (натролит и филлипсит) и давсонит в среднем составляют до 25% образований зоны выветривания, а иногда их количество возрастает до 40%.

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ ДАВСОНИТА В КУЗНЕЦКОМ БАССЕЙНЕ

Давсонит, встреченный в Крапивинском районе Кузнецкого бассейна, обнаружен в песчаниках, алевролитах и аргиллитах балахонской серии (Волкова, Рекшинская, 1972). Балахонская серия располагается в основании угленосной верхнепалеозойской формации, которая не имеет ни следов выветривания в засушливом климате, ни засоления; нет также признаков гидротермальной деятельности. Серия прослеживается широкой полосой (26 км) северо-восточного простирания, заметно сужаясь к югу от Крапивинского поднятия и резко расширяясь к северу от него, выполняя Заломненскую депрессию. Представлена серия в основном обломочными породами: песчаниками, алевролитами, конгломератами; развиты также аргиллиты, углистые аргиллиты и угли. Карбонатные породы и конкреции редки. Мощность балахонской серии более 1000 м.

Породы балахонской серии Крапивинского района заметно отличаются составом и более низкой степенью эпигенетических изменений от одновозрастных пород других районов бассейна. Среди глинистых по-

род и глинистого цемента обломочных широко распространены монтмориллонит и каолинит, тогда как в других районах развиты почти исключительно гидрослюды.

Обломочные породы преимущественно граувакковые. Преобладают обломки кислых эффузивов, калиевые плевые шпаты, плагиоклазы (олигоклаз), в небольшом количестве присутствуют метаформические породы. По составу терригенной части они близки обломочным породам других районов восточной окраины бассейна, но отличаются более существенной примесью пеплового материала, особенно значительной в средней части разреза серии, и сильной карбонатизацией. Угли газовые, слабометаморфизованные. В других районах бассейна они более высоко метаморфизованы.

Давсонит в балахонской серии (интервал 800 м) развит, начиная с середины мазуровской свиты; очень широко распространен в алыкаевской и промежуточной свитах, в несколько меньших количествах присутствует в ишановской свите, а иногда отмечается и выше по разрезу. Наибольшие количества давсонита встречены в скважинах, расположенных в непосредственной близости к р. Томь, однако в береговых обнажениях его нет. Содержание давсонита весьма изменчиво: от единичных агрегатов до 30—40% в тонких прослоях.

ДАВСОНИТ В ОБЛОМОЧНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

Давсонит встречен в песчаниках различной структуры, глинистых, глинисто-алевролитовых, а также карбонатных вторичных породах, представляющих собой замещенные сидеритом, кальцитом и давсонитом первично обломочные породы.

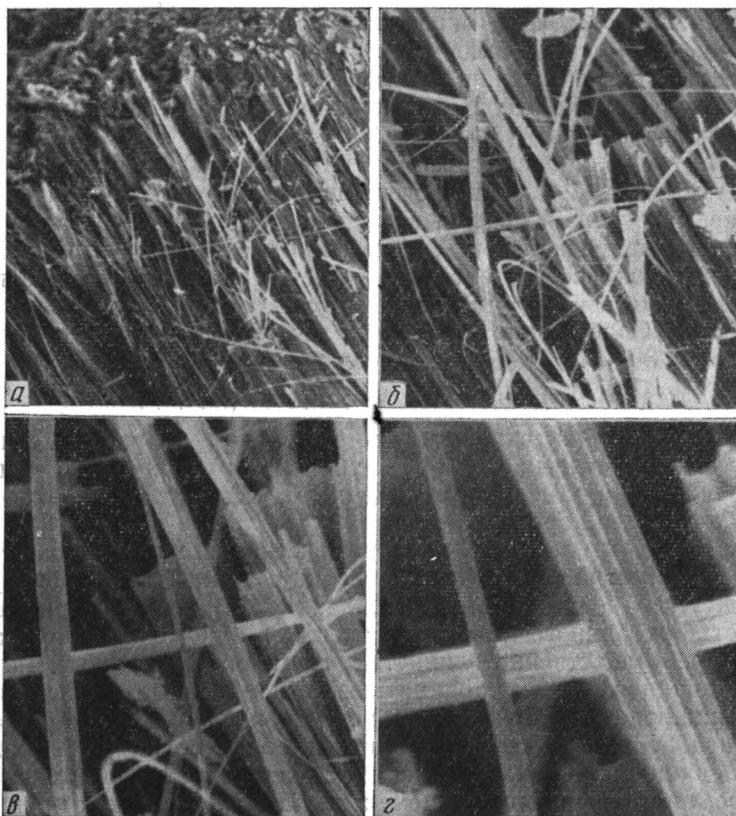
В обломочных породах давсонит рассеян неравномерно: от мелких, в доли миллиметра, лучистых, сноповидных агрегатов, образующихся по цементу, до более крупных скоплений (1,2 мм), которые выглядят как участки вторичного цемента. Цементы в обломочных породах с давсонитом преимущественно глинистые, монтмориллонитовые, монтмориллонит-смешаннослойные, каолинитовые и хлоритовые. Иногда в цементе удается наблюдать реликты очень тонкого пеплового материала. Широко развита вторичная сидеритизация и более поздняя кальцитизация. Лишь в единичных случаях давсонит присутствует в обломочных породах с кремнисто-серицитовым цементом. Цементация, как правило, типа выполнения пор и пленочная, только вторичный кальцитовый цемент более обилен — до базального. Нередко давсонит замещает зерна полевых шпатов и эффузивов.

Давсонит известен в породах с различным содержанием углефицированного растительного материала, но часто концентрируется около органических остатков, обычно нарушенных микротрещинами. Агрегаты давсонита образуют линзы, по площади отвечающие растительному обрывку, и могут достигать 3—4 см². Длина волоконцев, которые ориентируются перпендикулярно поверхности растительных остатков, доли миллиметра и редко 1 мм, толщина 0,1—1 мк (фиг. 1).

Встречаются системы микротрещинок, заполненных давсонитом, пересекающие более крупные трещины, заполненные сидеритом и кальцитом. Следовательно, давсонит наиболее поздний из карбонатных минералов. Исключение составляют мелкие единичные зерна сидерита второй генерации.

В глинистых и глинисто-алевролитовых породах давсонит широко развит в виде беспорядочно расположенных мельчайших лучистых и сноповидных агрегатов, послынных скоплений, придающих породе белесый, слегка розоватый или беловатый оттенок; кроме того, он выполняет микротрещины. В этих породах с помощью комплекса методов, включающего рентгеновский (дифрактометрия), электронно-микроскопический, термический и химический валовой анализы, определены следующие гли-

нистые минералы: монтмориллонит, смешаннослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого ряда, каолинит, хлорит и галлуазит. Монтмориллонит образует чаще всего мономинеральные фракции или присутствует в смеси с каолинитом. Диагностировался по отражению от 001, равному 12,5 Å — (Na-форма) или 14,5 Å (Ca-форма), которые при насыщении препарата глицерином смещаются до 17,7 Å (фиг. 2).



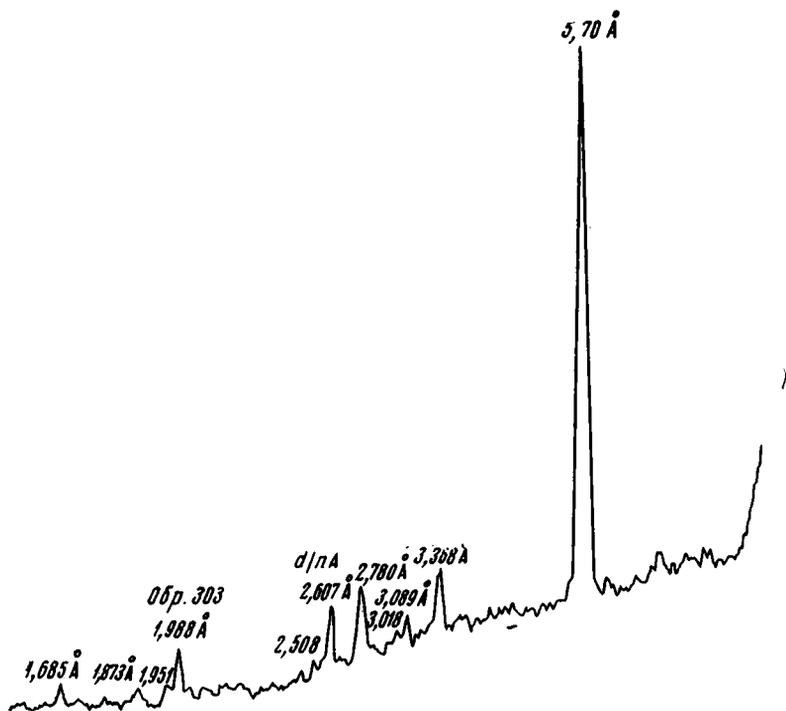
Фиг. 1. Микрофотографии поверхности скола микролинзы давсонита (обр. 303)
 а — $\times 300$; б — $\times 1000$; в — $\times 3000$; г — $\times 10\,000$ (сканирующий электронный микроскоп)

Пересчет данных валового химического анализа существенно монтмориллонитовых глинистых фракций (табл. 1, обр. 31/4; 58; 109; 105; 133) на кристаллохимическую формулу монтмориллонита дал следующее выражение¹: $\text{Na}_{0,50}\text{K}_{0,07}\text{Ca}_{0,11}(\text{Mg}_{0,20}\text{Fe}^{2+}_{0,05}\text{Fe}^{3+}_{0,15}\text{Al}_{1,50})[\text{Al}_{0,28}\text{Si}_{3,72}\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_2 \cdot 1,2\text{H}_2\text{O}$. По формуле это диоктаэдрический монтмориллонит с некоторым избытком отрицательного заряда в октаэдрическом слое, который нейтрализуется за счет обменных катионов, главным образом Na, реже Ca.

Присутствие обменного Na приводит к тому, что частицы монтмориллонита предельно диспергированы, имеют малые размеры и нечеткие контуры, часто образуют на пленке-подложке препарата для электронно-микроскопических исследований серую пелену с отдельными мелкими пятнами сгущения, агрегаты с размытыми контурами.

¹ При пересчете были исключены растворимая SiO_2 , TiO_2 и P_2O_5 ; последний был связан в апатит, на что соответственно ушла часть Ca.

Смешаннослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого ряда также широко представлены. Форма частиц изометричная, с нечеткими контурами. Эти образования характеризуются преобладанием гид-

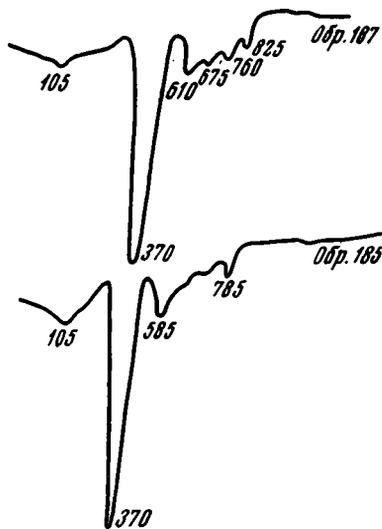


Фиг. 2. Дифрактограммы глинистых фракций пород с давсонитом (обр. 305, 378, 304) и чистого давсонита, обр. 303

рослюдистой составляющей в структуре (пики с максимумом 11,1—11,5 Å), реже — монтмориллонитовой (пики с максимумом 13,3—13,9 Å).

Гидрослюда — основной компонент ассоциации глинистых минералов более чем в половине изученных образцов. Она представлена деградированной разностью, 10 Å-пик которой на дифрактограммах имеет более пологое плечо в сторону малых углов. Как правило, она ассоциирует со смешаннослойными образованиями монтмориллонит-гидрослюдистого ряда. Диагностируется по серии базальных межплоскостных расстояний: 10—10,5; 5,0; 3,33 Å и т. д., несколько изменяющихся с глицерином и после прокаливания. Характерно повышенное содержание K_2O , отношение молекулярных количеств SiO_2/R_2O_3 около 3; (табл. 1, обр. 36); форма гидрослюды изометричная, реже тонкощепковидная, часто с размытыми контурами.

Каолинит составляет незначительную примесь. Установлен по серии отражений, кратных 001 (7,14; 3,57; 2,38 Å), исчезающих после прокалива-



Фиг. 3. Термограммы образцов с давсонитом

Таблица 1

Валовой химический состав фракции < 1 мк, % на абсолютно сухую навеску

№ образца	Глинистые минералы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	H ₂ O гнгр	SO ₃ общ	Растворимый SiO ₂	SiO ₂ мол / R ₂ O ₃ мол
31/4	Монтмориллонит	55,26	0,83	22,72	0,48	1,59	1,47	3,19	0,64	3,89	0,16	9,82	100,05	6,35	0,48	3,11	3,7
58	То же	55,84	0,74	22,24	0,75	2,49	1,45	1,55	0,81	4,23	0,24	11,26	100,60	4,39	0,21	2,51	3,7
109	»	54,97	0,65	22,35	0,75	2,51	2,18	1,56	0,82	3,69	0,10	10,56	100,14	4,90	0,23	2,15	3,7
405	»	59,88	0,67	20,00	1,63	5,06	1,87	2,42	0,90	2,48	0,15	5,65	100,71	7,30	0,27	2,09	4,2
133	»	55,33	0,66	26,28	0,48	2,02	1,47	1,58	1,54	3,10	0,13	7,22	99,86	6,58	0,37	2,16	3,3
36	Гидрослюда	50,31	1,54	25,83	3,44	1,29	1,85	1,33	3,26	2,45	0,24	8,21	99,75	6,46	0,37	2,40	3,1
378	Смешаннослойные образования	48,98	0,81	28,09	0,56	2,72	1,09	1,31	3,59	2,91	0,19	9,93	100,18	4,83	0,26	1,42	2,7

Примечание. Обр. 31/4, 58, 133 — песчаник среднезернистый; обр. 109, 36 — алевролит крупный; обр. 105 — алевролит мелкий; обр. 378 — аргиллит. Аналитик М. А. Шнирская. Химическая лаборатория геологического факультета МГУ.

ния препарата. Пластинки каолинита непрозрачные или полупрозрачные под электронным лучом. В ряде образцов форма частиц каолинита неправильная, в виде обломков шестигранников.

Кристаллы галлуазита по форме неотличимы от давсонита. Поэтому к галлуазиту отнесены только те кристаллы, которые содержались в породах без давсонита (отсутствие пика 5,70 Å на дифрактограммах).

Хлорит во фракциях < 1 мк встречается редко. Диагностировался по базальным отражениям нечетных порядков (14; 4,70 Å) и сильным отражениям четных порядков (7,1; 3,52 Å), не исчезающим после насыщения препаратов глицерином и прокаливания.

Давсонит встречен в ассоциациях с различными глинистыми минералами, чаще со смешаннослойной гидрослюдой и каолинитом. Примечательно, что в монтмориллонитовых образцах давсонит приурочен только к Na-формам.

ДИАГНОСТИКА ДАВСОНИТА

Для диагностики и характеристики давсонита выполнены химические, термические, оптические, электронно-микроскопические и рентгеновские анализы. При обычных микроскопических исследованиях давсонит, вероятно, принимается за более распространенные карбонатные минералы.

Пересчеты карбонатной составляющей глинистых пород, где других карбонатов, кроме давсонита, почти нет, показывают, что в ней Na₂O 20% — почти как в чистом давсоните (21,81—21,06%).

Валовые химические анализы глинистой фракции пород дают несколько повышенное содержание Al₂O₃ и Na₂O для образцов с давсонитом. Например, образцы 31/4, 58, 109, 105 и 133 почти полностью монтмориллонитовые, очень близки по содержанию отдельных компонентов (табл. 1), но обр. 133 содержит давсонит, что нашло свое отражение в увеличении содержания в нем Al₂O₃ до 26%, в то время как в образцах без давсонита его только 20—

Таблица 2

ASTM № 12—449		Давсонит из Кузбасса		ASTM № 12—449		Давсонит из Кузбасса	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}, \text{Å}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}, \text{Å}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}, \text{Å}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}, \text{Å}$
100	5,70	100	5,70	10	1,993	8	1,992
16	3,386	12	3,376	<1	1,955	2	1,951
4	3,091	5	3,089	<1	1,947	—	—
12	3,026	2	3,018	<1	1,891	2	1,888
2	2,836	<1	2,912	<1	1,871	—	—
8	2,787	13	2,783	2	1,730	2	1,723
8	2,607	11	2,607	14	1,690	5	1,686
2	2,504	—	—	<1	1,659	—	—
<1	2,260	—	—	2	1,608	—	—
<1	2,226	—	—	2	1,545	—	—
<1	2,150	—	—	—	—	2	1,393
<1	2,064	—	—	—	—	—	—

22%. Обращает на себя внимание высокое содержание Na (2,48—4% Na₂O), который входит, вероятно, в обменный комплекс, о чем свидетельствует присутствие рефлекса 001 монтмориллонита, равного 12,5 Å, от ориентированного препарата на дифрактограммах. Такая же закономерность наблюдается и при сравнении глинистых фракций обр. 36 и 378 (табл. 1), состоящих главным образом из гидрослюда и смешанно-слоистых образований монтмориллонит-гидрослюдистого ряда.

На термограммах, выполненных для пород, содержащих давсонит (фиг. 3), виден очень четкий эндотермический эффект при 370° С, связанный с потерей гидроксильной воды и CO₂. Несколько слабее выраженные эффекты при 610°, 675°, 760° и 825° С отвечают разложению глинистых и сопутствующих карбонатных минералов. В работе Дж. Дэна и др. (1953) указывается более низкая температура потери воды давсонитом, а именно 300—320° С. У А. И. Цветкова и др. (1964) термограмма давсонита приведена по Беку, на ней виден широкий эндотермический эффект с началом при температуре 345° и окончанием 470° С.

Определение оптических констант на волокнистом материале крайне затруднено. Удалось определить лишь $N_m = 1,537$ и $N_p' = 1,494$. Минерал двуосный, отрицательный. В шлифах минерал бесцветен, прозрачен, цвета интерференции высокие.

По данным рентгеновского метода, кузбасский давсонит показал ряд четких рефлексов. Главные из них: 5,70; 3,38; 1,690 Å (табл. 2 и фиг. 2). Сравнение величин $\frac{d}{n}$ Å, имеющих наибольшие интенсивности, с эталонным давсонитом (ASTM № 12—449), полностью подтверждает принадлежность кузбасского минерала к давсониту.

ГЕНЕЗИС КУЗБАССКОГО ДАВСОНИТА

Давсонит в изученном районе вторичный. Первичный обломочный материал, по зернам которого развивается давсонит, мало чем отличается от обломочного материала соседних районов, где давсонита нет. Однако в разрезах, где присутствует давсонит, особенно в участках его наибольшей концентрации, имеется существенная примесь пеплового материала, намечается связь с породами, содержащими монтмориллонитовый (Na-форма) и смешаннослоистые (ряда монтмориллонит—гидрослюда) цементы. По-видимому, в результате разложения пеплового материала образуются компоненты, необходимые для формирования давсонита. Во всяком случае, должно быть высокое содержание Na.

Давсонит встречается в терригенных породах разного гранулометри-

ческого состава с различными текстурами и структурами, но чаще в алевролитовых прослоях среди аргиллитов (в некоторых слоях его до 40%), что свидетельствует об отсутствии связи давсонита с фациями.

Степень эпигенетических изменений балахонской серии в Заломненской депрессии, где развит давсонит, невысока — отвечает зоне начального эпигенеза. Подземные воды отсюда отнесены В. Г. Глезером (1960) к водам зоны затрудненного водообмена. Состав их следующий, мг-экв/л: Cl' — 0,33; SO_4'' — 0,24; HCO_3' — 16,60; Ca^{2+} — 0,18; Mg^{2+} — 0,72; $(Na^+ + K^+)$ — 16,27. Они принадлежат к гидрокарбонатно-натриевому типу, резко обогащены гидрокарбонатами щелочей при низкой минерализации (34,34 мг-экв/л) и почти лишены сульфатов.

Согласно данным И. К. Зайцева и Е. А. Баскова (1969), обогащение вод гидрокарбонатами Na происходит за счет разложения полевых шпатов под воздействием углекислого газа, который возникает в зонах затрудненного водообмена при разложении органического вещества. Образование давсонита вполне возможно без привноса дополнительных компонентов, если учесть достаточно высокие температуры (до 90° С), характерные для погружений порядка 1000 м (это хорошо увязывается с невысокими степенями метаморфизма углей), и благоприятную гидрохимическую среду. Связь давсонита с теми участками разреза, где отмечается примесь пеплового материала и развитых по нему Na-форм монтмориллонита и смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований, наводит на мысль о том, что монтмориллониты, возникшие в результате разложения пеплового материала в гумидном климате, в дальнейшем под воздействием вод, содержащих гидрокарбонат Na, могли послужить материалом для образования давсонита.

В ассоциации с давсонитом среди вторичных минералов Крапивинского района очень широко распространены кальцит и сидерит. Для них намечается такая последовательность выделения: сидерит — кальцит — давсонит. Кроме того, среди вторичных образований развиты хлорит нескольких генераций и незначительно кремнисто-серицитовые и слюдястые агрегаты.

Давсонит с этими вторичными образованиями и с ассоциациями глинистых минералов, рассмотренными выше встречен впервые. Сопутствующие давсониту, минеральные ассоциации Крапивинского района Кузбасса заметно отличаются от ассоциаций, в которых он встречается в районе Колорадо или Танзании.

Давсонит Крапивинского района Кузбасса — продукт эпигенетических изменений глинистой составляющей, в свою очередь, связанной с разложением пеплового материала. Эти изменения обусловлены высоким содержанием CO_2 за счет разложения органического вещества вмещающих пород и воздействием гидрокарбонатнонатриевых подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Барышников Э. К., Лазаренко Э. А., Теплов В. П. Новое в минералогии неогена Закарпатья. — В сб.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья, Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Белоус И. Р., Кузнецова С. В. Давсонит Дружковско-Константиновского ртутного проявления в Донбассе. — Доповіді, АН УкрССР. Сер. Б, 1969, № 1.
- Волкова А. Н., Рекшинская Л. Г. Новое о генезисе давсонита. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, № 6.
- Глезер В. Г. Гидрохимическая характеристика подземных вод Кузнецкого бассейна в связи с прогнозом нефтегазоносности. — В сб.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Кузнецкого бассейна, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Бармен Г., Фрондель К. Система минералогии, т. II. М., Изд-во иностр. лит., 1953.
- Зайцев И. К., Басков Е. А. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.

- Цветков А. И., Вальяшихина Е. П., Пилоян Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М., «Наука», 1964.
- Ester P. A., Kagg C. The infrared spectrum of dowsonite — Amer. Mineralogist, 1968, v. 53, No. 1—2.
- Hay R. L. Zeolite weathering in Olduvai Gorge Tanganjika.— Bull. Geol. Soc. America, 1963, v. 74.
- Patterson S. H. Bauxite reserves and potencial aluminium resources of the world.— U. S. Geol. Surv. Bull. 1228, 1967.
- Smith J. W., Milton C. Dawsonite in the Green River formation of Colorado.— Econ. Geol., 1966, v. 61.

Московский Государственный университет
им. М. В. Ломоносова
Москва

Дата поступления
14.I.1971

УДК 549.743.21 : 551.735(476)

ДАВСОНИТ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД КАРБОНА БЕЛОРУССИИ

Л. М. БИРИНА

Давсонит ($\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$) — редкий минерал. Встречается обычно в виде корочек, радиально-лучистых агрегатов и волокнистых скоплений.

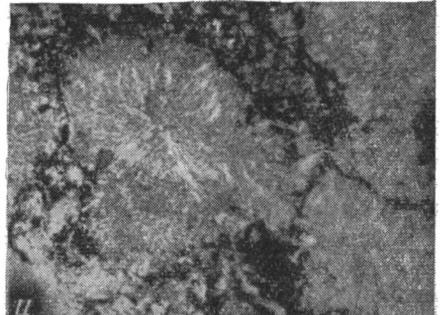
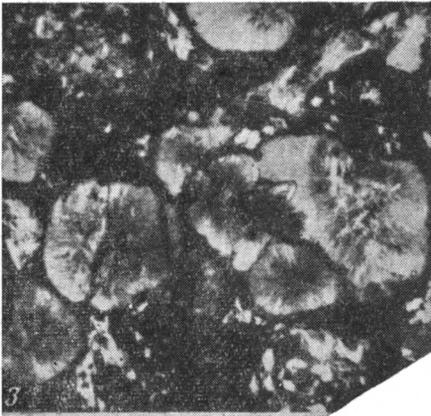
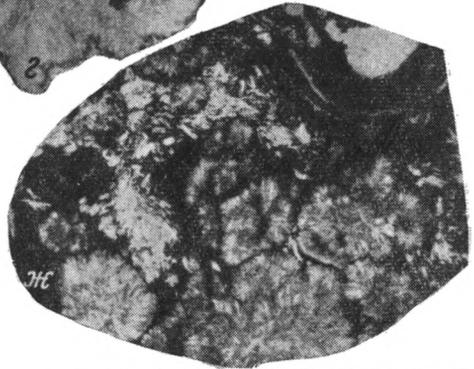
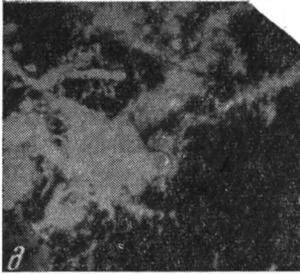
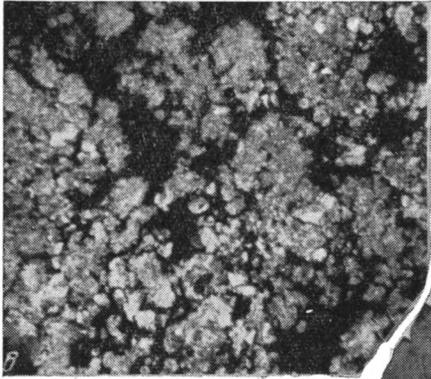
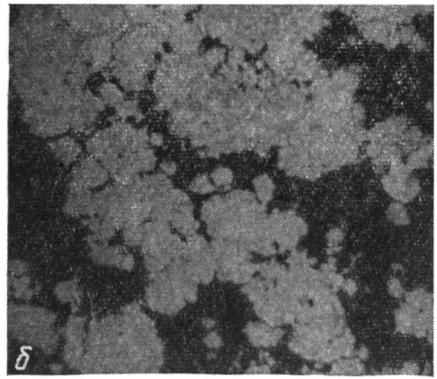
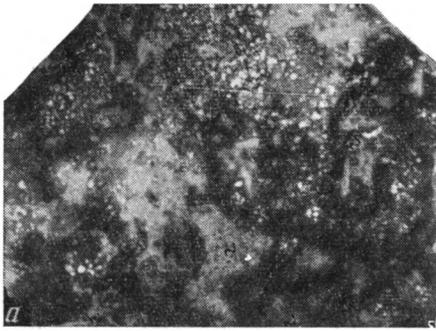
При изучении поверхности перерывов среди палеозойских отложений Белоруссии, которое автор проводил в 1970 г. по заданию ВНИГНИ, были обнаружены в турнейских отложениях Осташковичской скв. № 11 пласты железистых глин с обилием давсонита. Такие значительные выделения этого минерала в СССР не были известны, поэтому излагаемые ниже данные о нем могут представить существенный интерес.

Поверхность толщи глин с давсонитом носит следы размыва, возникшего в конце турнейского века при осушении Русской платформы. Мощность изученной части разреза (глубина 1187,7—1201 м) около 13 м. В верхних 5 м этого интервала глинистые отложения блеклые, розовато-серые и лиловые, как бы осветленные, лишены слоистости, плотные, каменистые. Состав их в основном каолиновый (данные термического анализа, выполненные в ВИМСе). Наблюдаются мельчайшие звездчатые вкрапления бурых окислов железа, иногда карбонатизированных.

Ниже залегают глины темно-вишневые и сиреневые, железистые, каменистые. Они содержат косые, причудливо изогнутые сине-черные струевидные стяжения микрокристаллического гематита, отороченные и иногда разделенные на ячеи буро-коричневыми выделениями, очевидно, гетита (фигура, а). Длина в керне 3—5 см, толщина — преимущественно около 1 см и менее. Распределены в породе довольно равномерно, местами с одинаковой флюидальной вытянутостью. Иногда стяжения переполняют породу. Внутри стяжений гематита обычно присутствуют выделения голубовато-серого тонкокристаллического ангидрита.

Основная масса породы густо пронизана глобулами белого микрозернистого давсонита (фигура). Размер глобул от долей до 2—3 мм; меняется постепенно, участками. Распределены глобулы неравномерно, образуют почковидные агрегаты, как бы прорастающие породу наподобие плесени. Агрегаты глобул расположены между гематитовыми стяжениями, обычно в некотором удалении от них.

Под микроскопом видно, что порода сложена двумя компонентами: непрозрачной ожелезненной основной массой и почковидными агрегатами глобул давсонита (фигура, б). В проходящем свете глобулы прозрачные, слегка буроватые, с несколько расплывчатыми очертаниями и неясным тонкозернистым строением. Внутри глобул иногда различны-



мы совсем прозрачные бесцветные неясные жилки, радиально расходящиеся от центра, образовавшиеся как бы в результате частичной раскристаллизации вещества глобулей. Иногда радиально-лучистое строение глобули имеют по всему краю — вокруг них появляется поперечно-волокнистая каемка. Такие каемки могут быть и без внутреннего тонкозернистого ядра, с пустотой внутри (фигура, в).

В некоторых прослоях глобули, из которых состоят почковидные агрегаты, в свою очередь, сложены еще более мелкими (менее 0,1 мм) округлыми выделениями (фигура, з).

Почковидные агрегаты местами соединяются между собой тонкими (0,05—0,1 мм) ветвящимися жилами того же состава, имеющими лучисто-волокнистое строение (фигура, д).

При скрещении николей вещество, слагающее глобули, имеет микроагрегатную структуру; его окраска желтовато-серая и серая. Лучистые каемки и прожилки имеют более низкие, серые цвета интерференции.

Гематитовые стяжения кристаллизационно весьма тесно переплетены с крупнокристаллическими выделениями ангидрита и сидерита. В шлифах можно наблюдать кольцеобразные и менее правильно округлые выделения гематита, как бы вросшие в крупнокристаллический ангидрит, образующие структуры типа железных роз. Часты мелкие перитоподобные вкрапления (вростки) гематита, располагающиеся по спайности кристаллов ангидрита. Можно встретить и дугообразно изогнутые параллельные полосы гематита, разделенные такими же полосами ангидрита — кокардовая текстура (фигура, е). Эти особенности строения свидетельствуют о совместной кристаллизации ангидрита с гематитом, что возможно лишь при формировании данных минералов глубинными эманациями.

Выделения ангидрита структурно сопряжены и с глобулями. Веерообразно расходящиеся пучки игольчатых кристаллов ангидрита как бы оперяют глобули (фигура, ж).

Среди тусклых вишневых глин встречаются прослой глины, более ярких, кирпично-красных с охряными жилками и пятнами, содержащих частые, мелкие, золотисто-коричневые, блестящие гнезда сидерита. Гематит, столь обильный в вишневых глинах, тут почти отсутствует. Белые глобули обнаруживаются и здесь, но в меньшем количестве, в виде обособленных зерен, сгруппированных в отдельные кучки. Формы глобулей несколько иные, правильно округлые, с резкими очертаниями и радиально-лучистым строением, т. е. это уже настоящие сферолиты (фигура, ж—и). Иногда среди радиально-лучистых агрегатов сферолита местами различимы участки микрозернистого строения, менее прозрачные, желтоватые, представляющие, очевидно, реликты нераскристал-

Формы нахождения давсонитов в коре выветривания

а — вишнево-красная ожелезненная глина со стяжениями гематита (*з*) и выделениями давсонита (белые глобули), обр. 88/70, аншлиф, нат. вел.; *б* — почковидные глобулярные выделения давсонита, сцементированные бурожелезистой основной массой, шлиф 92/70, николь один, $\times 27$; *в* — группа сферолитов давсонита, внутри которой имеются недоразвитые сферолиты с пустотой вместо ядра (темные пятна), шлиф 88/70, николей два, $\times 27$; *г* — почковидные скопления глобулей давсонита в бурожелезистой массе, в свою очередь состоящих из агрегата мельчайших округлых выделений, шлиф 82/70, николей два, $\times 27$; *д* — жилки давсонита, соединяющие агрегатные выделения этого минерала, шлиф 86/70, николь один, $\times 27$; *е* — ангидрит с гематитом, образующим параллельно изогнутые полосы (кокардовая текстура), шлиф 88/70, николь один, $\times 15$; *ж* — перистые выделения игольчатых кристаллов ангидрита вокруг радиально-лучистых глобулей давсонита, виден край гнезда сидерита, окаймленного бурожелезистыми выделениями, шлиф 89а/70, николь один, $\times 27$; *з* — радиально-лучистые сферолиты давсонита в бурожелезистой массе, содержащей вкрапления ангидрита (мелкие белые пятна), шлиф 80/70, николь один, $\times 27$; *и* — глобули давсонита, радиально-лучистые с несколько растрепывчатыми очертаниями и вытянутой формы, шлиф 87/70, николей два $\times 27$

П о п р а в к а к р и с у н к у: фото «в» читать — «г», а фото «г» читать — «в».

лизованного вещества. Цвета интерференции радиально-лучистых агрегатов серые, а микрозернистых участков — желтовато-серые.

Таким образом, сферолитовые глобулы и почковидные их скопления минералогически идентичны.

Порода с почковидными скоплениями глобулей имеет следующий состав, % (обр. 82 и 93, соответственно): SiO_2 — 3,70 и 5,92; Al_2O_3 — 27,02 и 31,45; Fe_2O_3 — 16,50 и 13,66; FeO , растворимая в HF , — 0,08 и 0,30; TiO_2 — 1,30 и 1,91; P_2O_5 — 0,11 и 0,16; CaO — 3,98 и 1,46; MgO — 0,03 и 0,04; K_2O — 0,06 и 0,06; Na_2O — 12,83 и 12,85; SO_3 — 5,80 и 1,44; $\text{S}_{\text{сульфидн}}$ — 0,20 и нет; $\text{FeO}_{\text{раств}}$ в 2%-ной HCl — 0,28 и 0,29; Cl — 0,38 и 0,33; п. п. п. — 27,64 и 29,73; сумма — 99,73 и 99,53; H_2O^- — 0,29 и 0,29; H_2O^+ — 9,54 и 11,33; CO_2 — 18,1 и 18,33.

Судя по наличию SO_3 и шлифам, кальций присутствует в виде ангидрита. Таким образом, большое количество углекислоты, показанное в анализе, не связано с присутствием карбоната этого металла. Из других элементов, кроме железа, представленного некарбонатной частью, в значительном количестве имеется лишь натрий и алюминий. Углекислым натрием в чистом виде минерал глобулей быть не может, так как глобулы не растворяются в воде. Минералы свободного глинозема в шлифах не обнаружены. Кроме глобулей присутствуют только окислы железа, ангидрит и сидерит. Отсюда следует, что алюминий и натрий образуют один карбонатный минерал — давсонит. Радиально-лучистое строение, низкий рельеф, невысокое двупреломление отвечают этому минералу.

Химический состав породы со сферолитовыми глобулями (обр. 87) оказался несколько иным, %: SiO_2 — 4,47; Al_2O_3 — 9,68; Fe_2O_3 — 11,52; TiO_2 — 0,54; MnO — 0,38; P_2O_5 — 0,09; CaO — 9,85; MgO — 3,92; K_2O — 0,10; Na_2O — 2,75; SO_3 — 2,24; $\text{FeO}_{\text{раств}}$ в 2%-ной HCl — 23,33; Cl — 0,44; п. п. п. — 29,71; сумма — 98,92; H_2O^- — 0,20; H_2O^+ — 3,10; CO_2 — 25,26. В этой породе меньше натрия и алюминия при возросшем содержании CO_2 . Это отличие объясняется присутствием сидерита. Если вычтеть углекислоту, потребную для образования последнего, то соотношение компонентов окажется прежним. Следовательно, и сферолитовые глобулы сложены давсонитом.

В исследованном разрезе давсонитовая минерализация распределена неравномерно. Верхние 5 м непосредственно под поверхностью выветривания лишены давсонита. Ниже, на протяжении 4 м, давсонитовые глобулы и их почковидные агрегаты переполняют породу, являясь ее главным компонентом. Еще ниже глобулы давсонита развиты лишь спорадически, ожелезнение развито менее равномерно, сидеритовые выделения обильны, наблюдаются выделения каолинита также в форме глобуль. Таким образом, давсонитовая минерализация носит зональный характер. Она развита ниже эрозионной поверхности, на некоторой глубине от нее, где сразу достигает максимальной концентрации, затем далее вниз постепенно ослабевает и исчезает.

Наиболее богаты давсонитом вишневые и сиреневые глины с почковидными выделениями этого минерала. Давсонит сферолитовый, приуроченный к кирпично-красным глинам, составляет меньшую часть в породе.

Характерна генетическая сопряженность давсонитовой минерализации с появлением в разрезе гематит-ангидритовых стяжений. Чем больше и значительнее эти выделения, тем обильнее образования давсонита. Эта особенность, очевидно, может служить надежным критерием при детальном изучении залежей давсонита, а также при поисках месторождений этого минерала. Вместе с тем эта генетическая сопряженность давсонитовой минерализации со стяжениями, кристаллизационные формы которых (текстура железной розы, кокардовая, пертитовая) имеют черты гидротермальных образований, позволяет связывать формирование

залежей давсонита с поступлением беществ из глубинных источников — с воздействием на осадочные породы эманаций, богатых углекислотой и натрием. Эманации, очевидно, возникли в период тектогенеза, ознаменовавшего начало нового, визейского, трансгрессивного цикла седиментации, последовавшего за осушением.

В СССР давсонит известен в Закарпатье, Донбассе и Кузбассе в виде небольших скоплений среди осадочных пород (Барышников и др., 1966; Белоус, Кузнецова, 1969; Волкова, Рекшинская, 1971). Более крупные его залежи найдены в Калифорнии, где они изучались как возможная руда на алюминий (Patterson, 1967; Shith, Milton, 1966).

Г. И. Бушинский (1971) связывает образование давсонита со щелочными углекислыми водами. Все упомянутые исследователи склонны считать давсонит гидротермальным минералом. В Закарпатье и Донбассе он связан с ртутным оруденением.

Возможность образования давсонита гидротермальным путем подтверждена экспериментально (Смирнова, Лобанова, 1965). Чистый давсонит легко получается при смешении алюмината и карбоната натрия при 60° С (Томилов и др., 1971).

ЛИТЕРАТУРА

- Барышников Э. К., Лазаренко Э. А., Теплов В. П. Новое в минералогии неогена Закарпатья.— В сб.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Белоус И. П., Кузнецова С. В. Давсонит Дружковско-Константиновского рудопроявления в Донбассе.— Докл. АН УкрССР, 1969, сер. Б, № 1.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Волкова А. Н., Рекшинская Л. Г. Давсонит в балахонской серии Крапивенского района Кузбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.
- Смирнова М. Н., Лобанова Е. В. Образование гидроалюмокарбоната натрия в гидротермальных условиях при взаимодействии гидроаргиллита с бикарбонатом натрия — В сб.: Исследования в области химии и технологии минеральных солей и окислов. М., «Наука», 1965.
- Томилов Н. П., Бергер А. С., Ворсиа И. А. Синтетический давсонит и его физико-химическая характеристика.— Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, вторая серия, ч. 100, в. 3, 1971.
- Patterson S. H. Bauxite reserves and potential aluminum resources of the World. Geol. Surv. Bull., 1228, 1967.
- Smith J. W., Milton Ch. 1966. Dawsonite in the Green River Formation of Colorado. Econ. Geology, v. 61, No. 6.

ВНИГНИ
Москва

Дата поступления
27.X.1971

УДК 551.311.231.

О ПОНЯТИИ «ФОРМАЦИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ»

В. П. КАЗАРИНОВ

Занимаясь долгое время изучением пород, возникающих в результате мощного химического выветривания прошлого, я обратил внимание на то, что эти породы в подавляющем большинстве случаев сложены как остаточными (элювиальными), так и осадочными образованиями, залегающими в непосредственной близости друг от друга. Там, где наблюдается структурный элювий, близ него, а часто и на нем, залегают своеобразные пестроцветные осадки, минералогически обычно тождественные элювию. Идя за предшественниками, я полагал, что корой выветривания лужно называть лишь остаточные продукты выветривания (элювий), а генетически и пространственно с ними связанные осадки следует относить к иной классификационной группе. Это вызывало ряд неудобств, прежде всего, прогнозного характера. Чтобы избежать такой двойственности, я

предложил пользоваться объединяющим термином «формация коры выветривания». Это предложение обосновано в работе «Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири» (Гостоптехиздат, Москва, 1958 г., стр. 7—9, 15—24, 31—38). Новый термин, поддержанный И. И. Гинзбургом, был принят многими советскими геологами, занимающимися изучением коры выветривания. Он начал встречаться и у зарубежных авторов.

В дальнейшем выяснилось, что отдельные исследователи в понятие «формации коры выветривания» вкладывают не всегда одинаковое содержание. Так, некоторые геологи полагают, что к формации коры выветривания, наряду с элювием и продуктами его ближнего переотложения, я отношу также и типично осадочные зрелые породы, образующие пласты в осадочной толще. Такие породы мной (стр. 38—42) классифицировались как переотложенные продукты формации коры выветривания, не входящие в состав последней. Очевидно, возникшее недоразумение связано с дефектами первоначальной аргументации понятия. Другие геологи к формации коры выветривания относят только структурный элювий. Наконец, некоторые геологи считают понятие о формации коры выветривания вообще неправомерным. Внесение ясности в эти вопросы представляется мне весьма желательным.

В 1958 г. я писал: «Осадочные породы, генетически связанные со структурным элювием, не получили еще какого-либо объединяющего их названия. Под процессом образования коры выветривания у геологов принято понимать лишь процесс элювиообразования. Мы вслед за акад. Б. Б. Польновым считаем, что рассматривать процесс формирования коры выветривания нужно во всей его совокупности, т. е. как процесс, приводящий к образованию и остаточных и аккумулятивных (осадочных) продуктов химического выветривания. Те и другие объединяются в единый, чрезвычайно характерный, резко отличный от сопредельных толщ комплекс пород, который нужно рассматривать как единое целое. Этот единый комплекс мы предлагаем называть формацией коры выветривания» (стр. 8).

На ряде примеров, число которых сейчас может быть увеличено, мной далее было показано, что осадки, входящие в состав формации коры выветривания, имеют характерные особенности. В большинстве случаев они пестроцветны (главным образом красноцветны), хотя встречаются и белоцветные разновидности. Осадки сложены глинами, порой включающими то или иное количество зерен кварца, что зависит от состава исходной для них коры выветривания. Химический и минералогический состав осадков аналогичен таковому расположенного рядом элювия. Песчаная фракция пород практически не содержит неустойчивых при выветривании обломков минералов и пород. Осадки имеют в большинстве случаев облик делювия, не несут или почти не несут следов сортировки. От исходного элювия они обычно отделены расстоянием в несколько сотен метров. Среди них наблюдаются реликтивно-обломочные структуры и другие признаки неэлювия. Иногда они участками обесцвечены, что связано с процессами позднейшей деградации. В состав осадков кроме глин входят алевроиты, порой бокситы; они иногда сильно ожелезнены и омарганцованы. Сделанные наблюдения позволили мне прийти к выводу, что «процессы формирования структурного элювия и накопления пестроцветных осадков протекали почти одновременно» (стр. 32).

Кроме остаточных и осадочных пород, слагающих формацию коры выветривания, в отдельную группу выделены переотложенные продукты коры выветривания, которые возникли в результате размыва, переноса (на многие километры) и отложения пород формации коры выветривания и не входят в состав последней. Они накапливались после завершения процессов, формировавших кору выветривания, хотя какая-то незначительная их часть, несомненно, возникала и во время протекания этих

процессов. К переотложенным продуктам коры выветривания относятся кварцевые пески, различные огнеупорные и тугоплавкие глины, некоторые разновидности железных руд и другие зрелые осадки. Эти породы формировались под контролем механической дифференциации, им присуща сортировка материала, они включают органические остатки и т. д. Переотложенные продукты коры выветривания в виде самостоятельных горизонтов и прослоев входят в состав осадочной толщи. Их песчаная фракция, сложенная в основном кварцем, содержит, иногда в заметном количестве, обломки неустойчивых пород и минералов. Эти осадки обычно пространственно не связаны с корой выветривания, хотя в ряде случаев такая связь и намечается.

Некоторые геологи, как уже отмечено, поняли меня неправильно, полагая, что и переотложенные продукты относятся к формации коры выветривания. В этой связи возникла запутанная ситуация; рамки формации неоправданно разрослись, и понятие во многом утратило смысл. Все это я отношу к недоразумению.

Другие геологи считают, что вся концепция о формации коры выветривания недоработана, ибо не указано, где проходит грань между осадками, входящими в формацию, и осадками, в нее не входящими. Такой грани я не указывал и продолжаю полагать, что провести ее затруднительно, как всякую грань между крайними звеньями генетически единого ряда. Нельзя же, например, в большинстве случаев указать точную границу между осадками различной зрелости, когда они фиксируются со взаимопереходами в одном разрезе. Возможно, и не следует настаивать на четком очерчивании таких границ, так как на практике для конкретных районов вопрос о принадлежности к той или другой группе зрелых осадков обычно легко решается, не говоря уже о решении его в региональном плане. Однако из этого не следует, что вопрос можно считать решенным. Наоборот, его необходимо обдумывать, особенно в свете новых материалов.

Формирование коры выветривания — процесс весьма длительный (многие миллионы лет) и протекает в условиях выровненной страны; кора выветривания — неотъемлемая составляющая пенеплена. Особенно интенсивно процесс корообразования проявляется в начальные стадии расчленения пенеплена, связанные с медленным поднятием страны. Степень расчлененности пенеплена, допускающая формирование коры выветривания — функция климата: чем благоприятнее климат, тем большая степень расчлененности. Процесс химического выветривания противостоит нарастающему расчлененности. Он направлен на выравнивание страны; в его сфере рельеф как бы «плавится». Со склонов, создаваемых эрозией, оползают в понижения продукты элювия, стремясь к нивелировке впадин. Этот процесс, как и всякий другой, протекает циклично, то усиливаясь, то ослабевая. При его замедлении в зону химического выветривания вовлекается только что созданный делювиальный покров, и тогда здесь формируется неозювий. При более энергичных поднятиях образующийся делювиальный шлейф перерастает на дальних от элювия флангах в осадки, приближающиеся к аллювию. Формируется и пролювий. Осадки формации коры выветривания маломощные: единицы и десятки метров.

В этапы, когда общий темп поднятия пенеплена начинает превышать темп элювиообразования, и страна заметно повышает свой гипсометрический уровень, начинает усиливаться общий процесс механического смыва продуктов формации коры выветривания, который обычно сопровождается и химической денудацией. Продукты эрозии уходят все дальше от области размыва, отрываются от элювия, формируя пласты зрелых пород в бассейнах седиментации. По мере удаления от воздымающегося пене-

¹ Имеются в виду только, так называемые, платформенные бокситы.

плена состав зрелых осадков несколько меняется. В них, например, исчезают бокситы¹. Малотранспортабельный материал, их слагающий, формирует скопления лишь близ латеритной коры выветривания. Вследствие разной скорости поднятия отдельных блоков расчленяемого пенеплена, разной мощности элювиального плаща и т. д. в бассейны седиментации наряду с основной массой зрелых пород поступает слабовыветрелые и свежие обломки пород и минералов, неустойчивых при химическом выветривании. Они в разной степени снижают зрелость формирующихся осадков.

Наконец, когда темп воздымания пенеплена, отражая усиливающийся орогенез, становится значительным, процессы формирования коры выветривания угасают, а продукты выветривания частично или полностью смываются. В бассейны седиментации поступает только полимиктовый материал.

Вопрос о содержании понятия «формация коры выветривания» имеет теоретическое и существенное практическое значение. Так, когда мы аргументируем необходимость поисков латеритных бокситов, то имеем в виду формацию латеритной коры выветривания, т. е. комплекс пород, включающий элювий и продукты его ближнего переотложения. Понятно, что последние в древних ландшафтах занимали иную по сравнению с элювием геоморфологическую позицию. Вторичные фосфориты связаны с осадочной составляющей формации коры выветривания, а кварцевые пески для нее не характерны. Их следует искать лишь среди переотложенных продуктов коры выветривания.

Мне представляется весьма целесообразным, чтобы геологи, особенно специалисты по коре выветривания, высказались по затронутому вопросу. Мы, несомненно, найдем приемлемое решение. Для обсуждения предлагаем следующие формулировки.

Формация коры выветривания образуется в условиях выравненной страны (главным образом в начальные этапы ее расчленения) в процессе химического преобразования пород. В ее состав входят структурный элювий (кора выветривания) и продукты его ближнего переотложения (главным образом делювий), имеющие с элювием близкий или тождественный минералогический состав.

Продукты, возникшие в результате размыва пород формации коры выветривания, перенесенные на большие расстояния и отложенные среди других пород, обычно менее зрелых, не относятся к формации коры выветривания. Это переотложенные продукты коры выветривания. Они обычно отличаются по минералогическому составу от элювия и в большинстве случаев пространственно с ним не связаны.

Между зрелыми осадками, входящими в состав формации коры выветривания, и зрелыми осадками дальнего переноса существуют переходные различия.

СНИИГГИМС
Новосибирск

Дата поступления
12.VII.1971

МЕТОДИКА

УДК 549.623.6 : 549.12

**ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ
ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ ГЛАУКОНИТА**

А. ЦИМБАЛЬНИКОВА, В. А. ДРИЦ, А. Л. ДМИТРИК

Изучению морфологии частиц глауконита посвящено немного работ, в большинстве из которых проводится мысль о том, что этот минерал состоит из кристаллитов, имеющих форму плоских чешуек. П. Клуз с соавторами (Cloos et al., 1961) описал глауконит, у которого чешуйчатые кристаллы имеют сравнительно хорошо развитые формы. Дж. Юнг (Jung, 1954) и В. Е. Трогер (Tröger, 1967) также считают, что частицы глауконита имеют отчетливо выраженный псевдогексагональный облик. К. Погудский с соавторами (1961) и П. Делло с соавторами (Dellaux et al., 1966) нашли, что чешуйки глауконита изометричны с произвольно искаженными контурными очертаниями. На основании изучения большого числа образцов Дж. Ф. Барст (Burst, 1958) и И. К. Бентор и М. Каспер (Bentor, Kasper, 1965) выделили две различные формы кристаллов глауконитов: чешуйчатые и планкообразные. Наконец, В. Мюллер и В. Бент (Müller, Bent, 1954), изучившие наибольшее число различных глауконитов, обнаружили в них кристаллы планкообразные, пластинчатые и мелкочешуйчатые. Среди упомянутых авторов Дж. Ф. Барст (Burst, 1958) был единственным, кто попытался связать форму кристаллов со степенью структурной упорядоченности глауконитов. Согласно его данным, глаукониты с упорядоченной структурой 1М имеют планкообразную форму частиц, тогда как глаукониты с неупорядоченной структурой 1Мd состоят из частиц чешуйчатой формы.

В последние годы выяснено, что глаукониты, как правило, имеют гетерогенную структуру, в которой в различных соотношениях чередуются слюдястые и смектитовые слои (Hower, 1961; Manghpani, Hower, 1964; Cimbalkova, 1970; Коссовская, Дриц, 1971). Содержание смектитовых слоев обычно 0—25%. И. В. Николаева и др. (1971) отмечают, что в отложениях древнее кембрия вместо глауконита наблюдается его глиноземистый аналог — сколит.

В данной работе с помощью электронного микроскопа изучалась форма частиц глауконитов и зависимость между их морфологией и содержанием разбухающих межслоевых промежутков в структуре. Объектом исследования были глаукониты из осадочных пород чешско-моравского верхнего мела. Всего изучено 18 образцов глауконитов. Их материнскими породами были конгломераты (обр. 73), пески (обр. 17, 71), песчаники (обр. 21, 37, 72, 74, 76), алевроиты (обр. 40), мергели (обр. 8, 75), аргиллиты (обр. 25, 41), известняки (обр. 26, 38, 46) и глауконитовые пески (обр. 7, 39).

Электронная микроскопия. Непосредственное изучение формы частиц проводилось с помощью электронного микроскопа УЕМ-7 методом суспензий. При приготовлении образцов весьма важным оказался способ диспергации глобуль глауконита. Выяснилось, что при механическом размельчении в водной среде даже при минимально коротком времени растирания происходит разрушение первоначальной формы частиц глауконита. Аналогичные результаты получались и при диспергации образца с помощью ультразвуковых волн, если добиваться полной диспергации всех глобуль глауконита. В связи с этим ультразвуковая диспергация глобуль глауконита проводилась (без предварительного механического их разрушения) до появления небольшого «облака» диспергированных частиц вокруг глауконитовых глобуль. Полученные таким образом индивидуальные частицы глауконита осаждались на коллодиевую подложку и далее просматривались в электронном микроскопе.

Исследование с помощью дифракции рентгеновских лучей. Рентгеновские дифрактограммы были получены от природных, ориентированных препаратов глауконитов, а также насыщенных глицерином и ионами K^+ . Относительное содержание слюдистых и смектитовых слоев определялось на основании экспериментальных значений межплоскостных расстояний первого базального рефлекса глауконита с помощью графиков, построенных Г. Брауном и Мак-Юэндом (Brown, McEwan, 1951). При этом использовались значения межплоскостных расстояний для природного, насыщенного глицерином и K^+ глауконита, и процентное содержание разбухающего компонента находилось как среднее арифметическое из трех независимых определений. Для изучаемых глауконитов количество смектитовых слоев колебалось в пределах 5—25%. В таблице все

Соотношение между формой кристаллов исследованных глауконитов и степенью гетерогенности их структуры

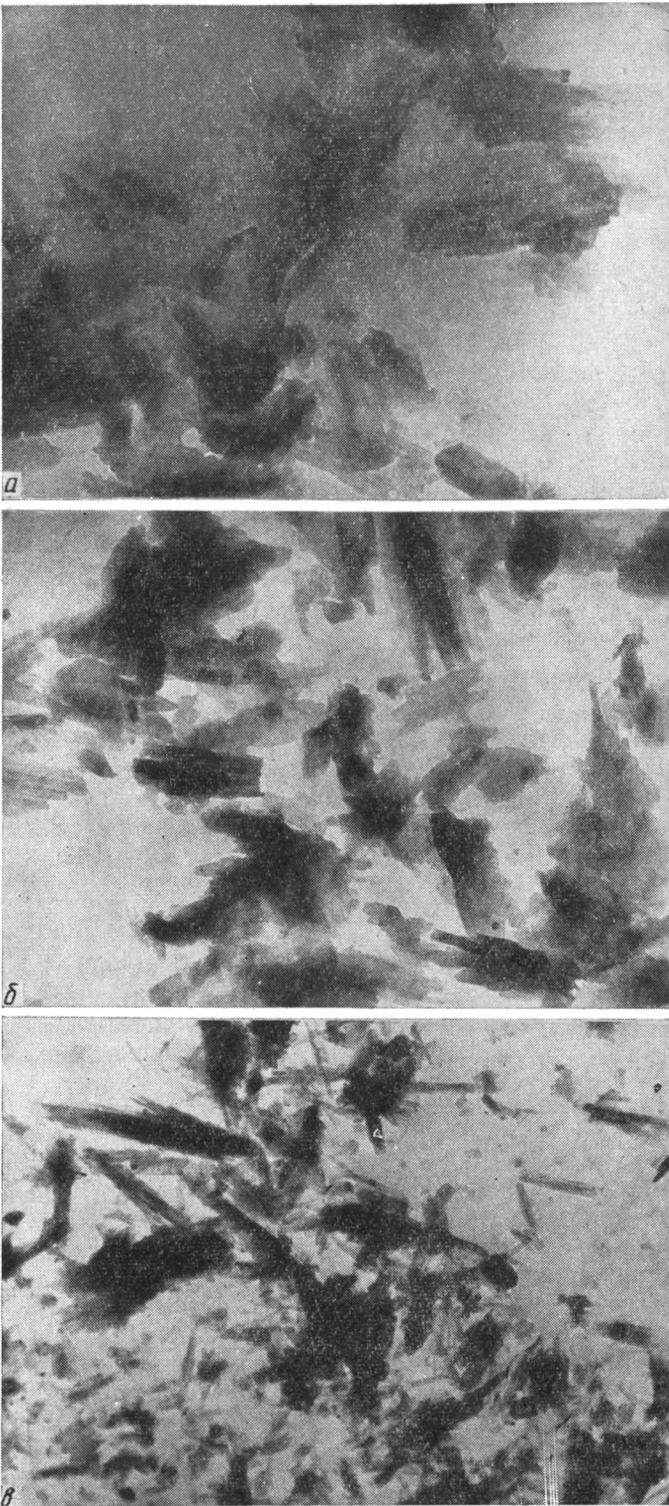
Форма кристаллов	Число разбухающих слоев, %				
	<5	5—10	10—15	15—20	20—25
Планкообразные	71	7			
	72	74			
	73	75			
Планки, таблички	41	26			
	46				
Таблитчатые			21	39	25
Хлопья, таблички, планки			37	76	
					38
Хлопьевидные агрегаты мелкошуйчатых частиц			17		
			40		

исследованные глаукониты в зависимости от содержания разбухающих слоев разбиты на группы, в каждой из которых помещены глаукониты с примерно одинаковым числом смектитовых межслоевых промежутков.

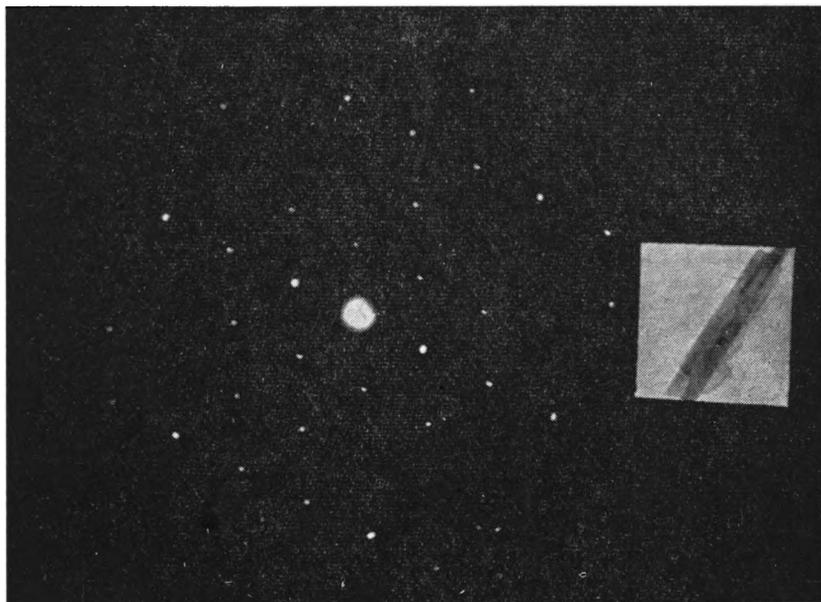
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Среди изученных глауконитов можно выделить три основные формы кристалликов.

1. Планкообразные или ленточные частицы (фиг. 1). Они могут быть коротко- и длиннопланковыми (в длину их размеры 350—10, в ширину 200—1 μk), изолированными, а также образующими радиально-лучистые



Фиг. 1. Планкообразные частицы глауконита
а — обр. 71; б — обр. 73; в — 74



Фиг. 2. Электронограмма от монокристалла глауконита

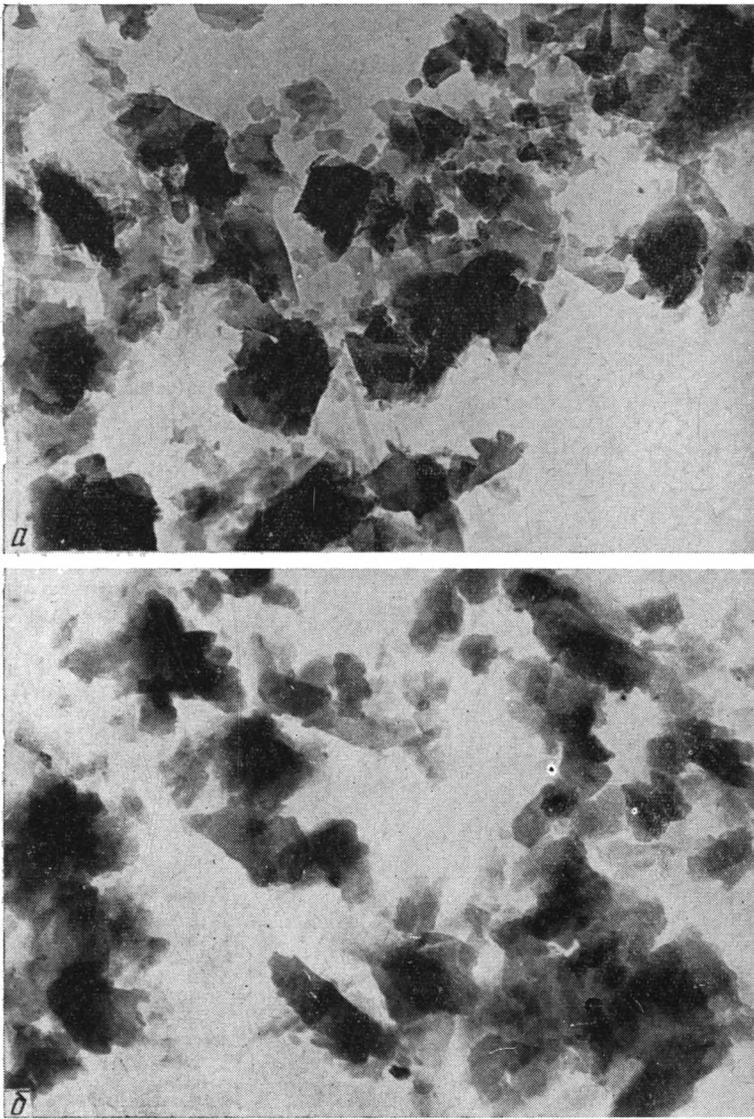
агрегаты или уложенные в «снопы» параллельно друг другу тонкие лентовидные кристаллы. Микродифракционные картины, полученные от отдельных лент, свидетельствуют о том, что ось удлинения глауконитовых частиц совпадает с осью a (фиг. 2). Из таблицы отчетливо видно, что планкообразные формы частиц преимущественно развиты у глауконитов, содержащих минимальное (меньше 10%) число разбухающих межслоевых промежутков.

2. Тонкие, плоские таблички или лепестки (фиг. 3). Чаще всего такие кристаллы являются аллотриоморфными, иногда продолговатыми в одном направлении. Лишь изредка встречаются табличчатые кристаллы с признаками псевдогексагонального очертания. Границы табличек могут быть прямолинейными и существенно «обтрепанными». Из данных таблицы видно, что плоские табличчатые формы кристаллов преобладают в глауконитах, содержащих больше 10% разбухающих межслоевых промежутков.

3. Исключительно мелкие, тонкие чешуйки, образующие хлопьевидные агрегаты (фиг. 4). Как правило, эти чешуйки имеют неправильные, аллотриоморфные очертания с почти неясными формами. Лишь изредка, при большом увеличении, порядка 25 000, встречаются чешуйки и с отчетливо выраженными псевдогексагональными очертаниями. Хлопьевидные агрегаты, как и кристаллы табличчатой формы, встречаются у глауконитов, содержащих более 10% разбухающих межслоевых промежутков.

Следует отметить, что по форме частиц можно различать гомогенные и гетерогенные глаукониты. Первые состоят из частиц одинаковой формы, вторые содержат смесь частиц различных форм (таблица).

На основании приведенных выше результатов можно считать, что в случае глауконитов с гомогенной структурой, почти не содержащей разбухающих межслоевых промежутков и характеризующейся относительно высокой трехмерной упорядоченностью в наложении слоев, имеет место отчетливо выраженная тенденция образовывать планкообразные кристаллы, которые часто группируются в радиально-лучистые агрегаты.

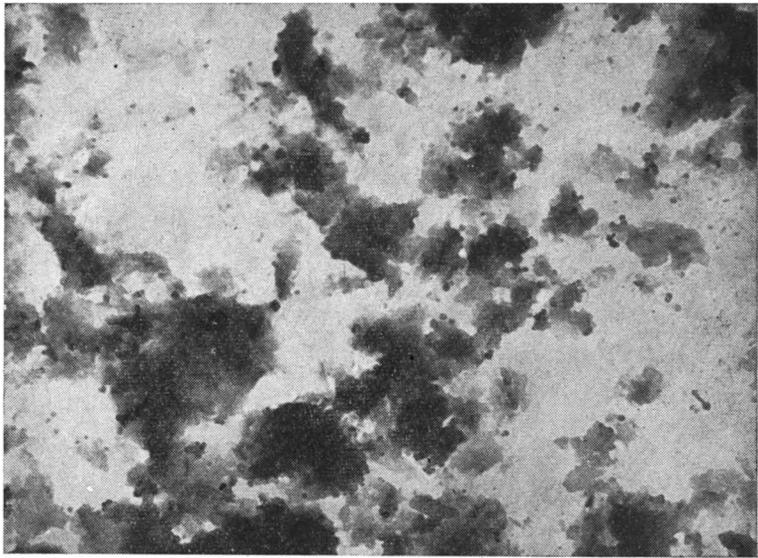


Фиг. 3. Таблитчатые частицы глауконита
а — обр. 26; б — обр. 39

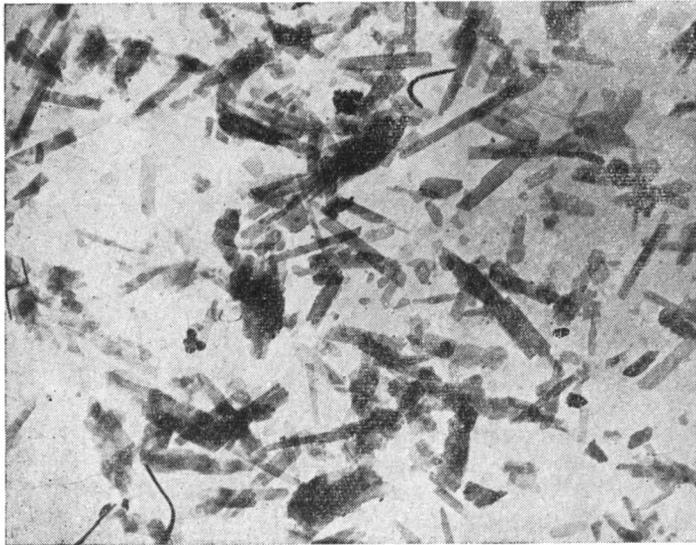
С другой стороны, глаукониты с гетерогенной структурой, содержащей более 10% разбухающих межслоевых промежутков, как правило, состоят из таблитчатых и мелкочешуйчатых кристалликов.

Таким образом, морфологические особенности частиц глауконита в значительной мере определяются структурным состоянием минерала, и прежде всего числом смективных слоев.

Следует отметить, что ленточная форма частиц глауконита не является результатом повышенного содержания в них трехвалентного железа (с увеличением числа разбухающих слоев в глауконите содержание Fe^{3+} уменьшается). Доказательством этому служит планкообразная форма частиц глауконита модификации 1М, содержащего всего 8% Fe_2O_3 (фиг. 5).



Фиг. 4. Мелкочешуйчатые частицы, образующие хлопья
Обр. 17



Фиг. 5. Планкообразные частицы глауконита с низким содержанием Fe^{3+}

ЛИТЕРАТУРА

- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород.— В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы, М., «Наука», 1971, стр. 71.
- Николаева И. В., Ковалева Л. Т., Сухаренко А. В. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита.— В сб.: Глауконит в современных нижнепалеозойских и докембрийских отложениях, М., «Наука», 1971, стр. 81—111.
- Погудский К., Лазаренко Е. К., Феношина У. И. О глауконите из меловых отложений Ружанки.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1961, 333—348.
- Bent Y. K., Kasper M. Notes on the mineralogy and origin of glauconite.— *J. Sediment. Petrol.*, 1965, 35, No. 1, 155—166.
- Brown G., McEwan D. M. C. X-ray diffraction by structures with random interstratification: in Brindley G. W.— X-ray identification and crystal structure of clay minerals. Chap.— XI, 226—284, *Miner. Soc., Great Britain, Mono*, 1951.
- Burst J. F. Mineral heterogeneity in «glauconite» pellets.— *Amer. Mineralogist*, 1958, 43, 481—497.
- Cimbalnikova A. Type, extent and mode of interlayering 10 Å (14 Å) in glauconites. *Acta Univ. Carol.—Geologica*, 1970, No. 4.
- Cloos P., Fripiat J., Vielvoye L. Mineralogical and chemical characteristics of a glauconite soil of Hageland Region (Belgium).— *Soil Sci.*, 1961, 91, No. 1, 55—65.
- Dellaux P., Cloos P., Fripiat J. J. Cinétique de la destruction par l'acide chlorhydrique de la glauconite prétraitée Thermiquement.— *Bull. groupe franç. argiles*, 1966, 17, No. 12, 25—37.
- Hower J. Some factors concerning the nature and origin of glauconite.— *Amer. Mineralogist*, 1961, 48, 313—334.
- Jung J. Les illites du bassin oligocene de Salin (Cantal).— *Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.*, 1954, 77, 1231—1249.
- Manghnani H. M., Hower J. Glauconites: cation exchange capacities and infrared spectra. Part II. Infrared absorption characteristics of glauconites.— *Amer. Mineralogist*, 1964, 49, No. 11, 12, 1631—1642.
- Müller W., Bent W. Zur Morphologie des Glaukonites.— *Naturwissenschaften*, 1954, 41, H. 24, 575 (Springer-Verlag Berlin—Göttingen—Heidelberg).
- Tröger W. E. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband, 1967, p. 322.

Геологический институт
Академии наук ЧССР
Прага
Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
27.X.1971

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.492.1

**О «НОВОМ ВАРИАНТЕ» ХЕМОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ГИПОТЕЗЫ
ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВ А. И. КРИВЦОВА**

**В. И. БГАТОВ, В. А. БРОНЕВОЙ, Ю. И. КИМ, Л. Е. ЛЮФАНОВ,
Б. М. МИХАЙЛОВ, А. М. ЦЕХОМСКИЙ**

Основной объем работы А. И. Кривцова (1968, 1969) представляет собой обобщение материалов, мало доступных широкому кругу читателей. Содержащиеся в этой работе данные могут быть с интересом восприняты геологами, занимающимися изучением бокситов. Кроме того, в работе А. И. Кривцова имеется небольшой, но претендующий на серьезные обобщения и прогнозные рекомендации раздел, посвященный теоретическим вопросам генезиса бокситов. Именно о нем и пойдет речь ниже.

А. И. Кривцов ставит перед собой задачу «...уточнить и расширить некоторые стороны...» предложенной А. Д. Архангельским хемогенно-осадочной гипотезы образования бокситов, «...развить ее дальше на основе результатов новейших геологических и экспериментальных исследований (Кривцов, 1968, ч. 1, стр. 15). Им разработан новый вариант этой гипотезы. По этому поводу он пишет: «На наш взгляд, из всех ныне существующих гипотез о происхождении осадочных месторождений бокситов наиболее прогрессивной, вполне оправдавшей себя на практике, является пока хемогенно-осадочная гипотеза, особенно в новом ее варианте, подробно освещенном в первой главе данной монографии» (ч. 1, стр. 4).

В чем же суть «нового варианта» и каковы его существенные отличия от гипотезы А. Д. Архангельского?

А. Д. Архангельский (1937) на основе имевшихся в его распоряжении материалов по открытым к тому времени бокситоносным районам утверждал, что бокситовые месторождения СССР возникли в результате выноса глинозема в виде истинных и коллоидных растворов из латеритных кор выветривания в морские или озерные водоемы. Он неоднократно подчеркивал обязательное условие для бокситонакопления на территории СССР — жаркий влажный климат и формирующиеся при этом латеритные коры выветривания. С его точки зрения, первичных промышленных накоплений водных окислов железа, алюминия и титана в коре выветривания никогда не было, да, по-видимому, и быть не могло.

Отличие нового варианта хемогенно-осадочной гипотезы сводится к двум отступлениям. Первое отступление от идей Архангельского состоит в том, что «теперь никто не может отрицать наличие крупных промышленных месторождений элювиальных бокситов, связанных с латеритной корой полного профиля...» (ч. 1, стр. 9); и второе, — что на территории СССР накопление бокситов в мезозое и кайнозое происходило главным образом в условиях умеренных климатов при отсутствии и латеритных кор выветривания, а глинозем привносился в бассейны осад-

конакопления растворами органических кислот из кор выветривания монтмориллонитового состава.

Рассмотрим доказательства этих действительно никем ранее не выдвигавшихся положений.

Климатические реконструкции древних эпох для Земли в целом, и, в частности, для территории СССР, выполнены Н. М. Страховым (1960) и В. М. Синицыным (1967). Оба автора (аналогично ряду других ученых) пришли к выводу, что резкая климатическая, и, прежде всего, температурная зональность, свойственная современной эпохе,— явление аномальное, совершенно не характерное для большинства древних эпох. В связи с этим, хотя положение экватора в мезозойскую и кайнозойскую эры существенно не менялось, температурная характеристика климатических зон резко отличалась от современной. Это подтверждают находки многочисленных остатков теплолюбивых растений в высоких широтах (меловые и юрские флоры Шпицбергена, Гренландии и др.) и тропических и субтропических растений в умеренных широтах.

В триасовый, юрский и меловой периоды на территории СССР, по В. М. Синицыну, выделяются два температурных типа климата: тропический и бореальный. Тропический климат этих периодов в целом аналогичен климату современной гумидной тропической зоны, а бореальный не имеет аналогов среди современных климатов. «Нам он представляется,— пишет В. М. Синицын,— как ослабленный тропический климат, отличающийся от современного субтропического тем, что в нем не было прохладного зимнего сезона, связанного с вторжением относительно холодных масс из областей умеренного климата, который в мезозое отсутствовал» (1967, стр. 183—184).

Таким образом, основное отличие климатических обстановок на территории СССР в мезозойскую эру от таковых современной эпохи — относительная унификация физико-географических условий по температурному показателю в низких, средних и высоких широтах. В целом для всего мезозоя среднемесячная температура нижних слоев атмосферы на территории СССР колебалась от $+12$ до $+30^{\circ}\text{C}$, а для бокситоносных областей этих эпох — от $+18$ до $+30^{\circ}\text{C}$, т. е. соответствовала современной тропической зоне. В начале кайнозойской эры, в палеоцене и эоцене, термический режим на территории СССР характеризовался более резкими колебаниями температур холодного (от $+5$ до $+15^{\circ}\text{C}$) и жаркого (от $+20$ до $+30^{\circ}\text{C}$) времени года, что, скорее, сближает его с современным субтропическим, а не тропическим климатом. Количество среднегодовых осадков, выпадавших в областях бокситообразования в мезозое и начале кайнозоя, оставалось сравнительно постоянным (800 — 1200 мм/год) и соответствовало зоне современных саванн и лесных саванн. Почему А. И. Кривцов не заметил этих данных в работе В. М. Синицына, понять трудно.

В связи с рассматриваемым вопросом коснемся одного важного вывода, вытекающего из анализа поведения алюминия в гипергенезе жарких гумидных областей.

По данным Г. И. Бушинского (1958), неоген-четвертичные (современные) бокситы распространены на территории, ограниченной среднегодовой изотермой $+20^{\circ}\text{C}$ и относящейся к тропической зоне. Не только среднемесячные температуры воздуха, но и температуры грунтовых вод в тропических областях постоянны и не опускаются, как правило, ниже $+20^{\circ}$ или $+25^{\circ}\text{C}$. Именно при этих температурах происходит резкое изменение в поведении алюминия и кремния в водных растворах (Бронева, Михайлов, 1970, 1971), не допускающее значительного переноса первого из них и его осаждения с образованием бокситов.

В современных субтропических и умеренных зонах среднемесячные температуры зимой не поднимаются выше $+5$ или $+15^{\circ}\text{C}$. Грунтовые воды за летний период не успевают прогреться и почти постоянно оста-

ются относительно холодными. Это обстоятельство и является одной из основных причин отсутствия здесь процессов бокситообразования.

Роль органических кислот в процессах мобилизации и переноса алюминия и кремния в зоне гипергенеза, по мнению Кривцова, очень велика.

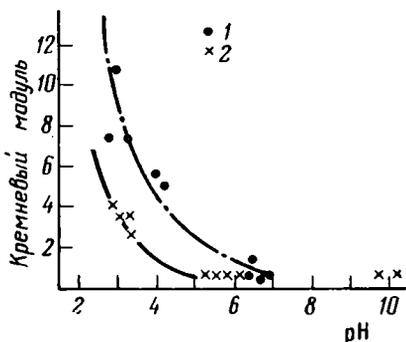


Диаграмма изменения величины кремневого модуля растворов в зависимости от pH растворов, по экспериментальным исследованиям А. П. Виноградова (1957)

1 — органические кислоты; 2 — неорганические кислоты

других, достаточно многочисленных исследователей (см. список литературы в статьях В. А. Броневого, Б. М. Михайлова, 1970, 1971) А. И. Кривцовым не учтены и, судя по тексту работы, ему неизвестны.

Рассматривая соотношение растворимости алюминия и кремния при разных значениях pH растворов, А. И. Кривцов приводит две диаграммы (рис. 5, 6, стр. 19, 20). На рис. 5 растворимость кремнезема показана по данным К. Корренса, ошибочность экспериментов которого давно и совершенно определенно доказана работами ряда авторов. На рис. 6 растворимость кремнезема показана в полном соответствии с новыми данными, но ссылка на К. Краускопфа неверна, так как он сам заимствовал эти данные из работ Г. Б. Александра и др.

Приводя рядом две столь противоречивые диаграммы, А. И. Кривцов в дальнейшем ссылается то на одну, то на другую в зависимости от того, что он задался целью доказать. Так, разделение в коре выветривания алюминия и кремния при латеритизации, по мнению А. И. Кривцова, оказывается возможным и эффективным только в нейтральной или слабощелочной обстановке, когда растворимость глинозема оказывается намного ниже растворимости кремнезема (рис. 5). Совершенно очевидно, что это утверждение абсолютно не согласуется с диаграммой на рис. 6. Судя по этой диаграмме, соотношение растворимости глинозема и кремнезема одинаково как в слабощелочной (pH=4,7—7,0), так и в слабощелочной средах (pH=7,0—9,0).

Не считая необходимым продолжать перечисление подобных факторов, которые с избытком обнаруживаются в теоретической части работы, обратимся непосредственно к вопросу принципиальной оценки возможности формирования бокситовых месторождений хемогенно-осадочным путем в случае использования органических кислот как агентов растворения и накопления рудных элементов.

В статье И. И. Гинзбурга и др. (1968) суммированы результаты опытов по растворению большой группы алюмосиликатных минералов разными фульвокислотами. Полученные результаты в части, касающейся генезиса бокситов, сводятся в основном к следующему. Во всех опытах, за исключением экспериментов с лабрадором и мусковитом, кремневый модуль ($Al_2O_3 : SiO_2$) растворенной фазы $\ll 1$ (в среднем для всех опы-

Теоретической основой его генетических построений служат новые экспериментальные данные по выносу глинозема из коры выветривания при помощи воднорастворимых органических кислот, полученные группой Е. П. Левандо. Именно эти исследования Н. М. Страхов в 1965 г. на семинаре по генезису бокситов охарактеризовал как хорошую работу в области моделирования процессов подзолообразования, но не имеющую отношения к генезису бокситов. Вопрос о зависимости растворимости алюминия от величины pH раствора А. И. Кривцов решает только на материале экспериментов О. Меджистеда. Его ссылки на исследования К. Краускопфа неправомерны, так как этот автор использует ту же работу О. Меджистеда. Данные же

тов он равен 0,35, в опытах без каолинита — 0,75, в опытах только с лабрадором — 1,33 и в опытах с мусковитом — 2,44). С уменьшением концентрации органической кислоты величина кремневого модуля тоже уменьшается. Вынос алюминия растворами органических кислот и серной кислоты равной концентрации примерно одинаковый. Только винная кислота и только в опытах с наиболее легко растворяющимися соединениями извлекает алюминия больше, чем серная. При понижении концентрации кислоты разница в извлекаемости этого элемента быстро уменьшается. Кремневый модуль в растворах органических кислот, как правило, ниже или равен кремневному модулю растворов неорганических кислот.

В экспериментах при более длительном соприкосновении тех же минералов с теми же кислотами получены примерно такие же результаты (Матвеева, Рождественская, 1968). Длительность опытов была 1, 3, 10, 30 суток, полгода и год, температура комнатная, давление атмосферное. Результаты опытов следующие. Со временем количество алюминия и кремния, перешедшее в растворы органических кислот, увеличивается, хотя и неравномерно. Кремневый модуль растворов почти во всех опытах, независимо от их продолжительности, обычно $< 1,5$ и лишь в двух случаях достигает 1,90—1,95. В ряде опытов отмечается частичное осаждение алюминия и кремния из растворов на 10—30-й день с различным модулем в осадке, но часто с преобладанием алюминия над кремнием.

Следовательно, действия растворов органических кислот при длительном соприкосновении растворяющейся и растворяющей фаз (до года) не приводит к каким-либо существенным изменениям соотношения интересующих нас компонентов, хотя увеличение степени растворения твердой фазы проявляется достаточно ясно.

Новым и интересным является частичное осаждение алюминия и кремния на 10—30-й день.

Этот вопрос рассмотрен в статье Е. И. Соколовой, Т. С. Нужденковской (1968) применительно к гуминовым кислотам, выделенным из подзолистых почв Подмосковья и латеритных почв Китая. Опыты проводились с нефелином и биотитом при комнатной температуре и атмосферном давлении в течение 1, 3, 5, 7, 10, 30 и 100 суток в условиях разной степени стерилизации. Выводы авторов сводятся к следующему. Основные массы вещества, поступившего в раствор, извлечены из минералов в первые же сутки опытов. С течением времени происходит неоднократное уменьшение и увеличение количества вещества, перешедшего в раствор. Вместе с кремнием, алюминием, натрием и калием частично выпадают в осадок коагулирующие гуминовые кислоты.

Этот краткий обзор экспериментальных исследований показывает, что, хотя растворы органических кислот при взаимодействии с алюмосиликатами иногда действительно выносят больше алюминия, чем кремния, кремневый модуль в них обычно меньше, или ≥ 1 , т. е. очень далек от свойственного бокситам. Образование бокситов из таких растворов путем осаждения всего алюминия и кремния невозможно, а разделение этих элементов в растворах органических кислот не происходит (фигура). Если добавить к этому, что кремневый модуль (даже близкий или ≥ 1) характерен только для растворов органических кислот с $\text{pH} < 3-3,5$, т. е. для такой концентрации этих кислот, которая реализуется в природе только в исключительных случаях (торфяные болота и т. п.), то образование хемогенно-осадочных бокситов путем выноса алюминия из нелатеритных кор выветривания органическими кислотами представляется еще менее вероятным.

Таким образом, основные положения «нового варианта» хемогенно-осадочной гипотезы в свете современных представлений о климатах эпох бокситонакопления и поведении алюминия в предполагаемых природных средах, богатых органическими кислотами, нельзя признать состоятельными.

Важно отметить, что работа А. И. Кривцова вышла из печати в то время, когда перед геологической службой нашей страны поставлена задача быстрого обеспечения алюминиевой промышленности рудами высокого качества путем расширения перспектив известных бокситорудных площадей и выявления принципиально новых бокситоносных районов. Прогноз месторождений бокситов в настоящее время осуществляется на базе региональных прогнозных карт, в основе которых лежат строго научные и проверенные многолетним опытом положения о закономерностях размещения бокситовых месторождений в осадочной оболочке Земли. Эти положения, базирующиеся на признании латеритной природы вещества бокситов, приуроченности процессов бокситообразования к эпохам жаркого влажного климата, никоим образом не укладываются в рамки «нового варианта» хемогенно-осадочной гипотезы, предложенного А. И. Кривцовым. Переходя к прогнозам, сам автор «забывает» о своих теоретических предпосылках и не выходит за рамки рекомендаций, известных по геологическим отчетам и составленным, естественно, без учета «нового варианта».

В заключение необходимо отметить, что А. И. Кривцову следовало бы указать в своей книге подлинных авторов приводимых им материалов (разрезов, карт), а не себя, так как в ряде случаев они ничем, кроме условных обозначений, не отличаются от оригиналов, составленных подчас более 10 лет назад. Необходимо также указывать, какие и на каком основании перспективные площади выделены лично автором, а какие заимствованы из отчетов. Кроме того, цитируя работы других авторов. А. И. Кривцову следовало бы точнее воспроизводить эти материалы во избежание искажений и последующих грубых ошибок при интерпретации. Так, на стр. 24 А. И. Кривцов приводит диаграмму эволюции климатов Сибири в мезозое и палеогене, по В. П. Казаринову (1958, рис. 24). Однако кривая изменения климатов А. И. Кривцова оказывается существенно отличной от оригинала.

У В. П. Казаринова в эоцене показан тропический климат, а у А. И. Кривцова субтропический; климат триасовой эпохи у В. П. Казаринова не охарактеризован, а у А. И. Кривцова для триаса показано изменение климата от умеренного до теплого.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— Тр. Конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия, М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Бронева В. А., Михайлов Б. М. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. I. Растворы окислов и гидроокислов алюминия.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Бронева В. А., Михайлов Б. М. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. II. Поведение алюминия в смешанных растворах (алюминий и кремний).— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис», М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Гинзбург И. И., Матвеева Л. А., Рождественская З. С., Соколова Е. И. Разложению минералов органическими кислотами.— В кн.: Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами, М., «Наука», 1968.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение, ч. 1. Л., «Недра», 1968.
- Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение, ч. 2. Л., «Недра», 1969.
- Матвеева Л. А., Рождественская З. С. Влияние времени воздействия органических кислот на разложение минералов.— В кн.: Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами, М., «Наука», 1968.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. М., «Недра», 1967.
- Соколова Е. И., Нуденовская Т. С. Некоторые экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М., «Наука», 1968.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СЛАНЦЕВ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИСХОДНЫХ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

(ответ на замечание И. В. Кирилловой)

В. К. ГОЛОВЕНОК

В журнале «Литология и полезные ископаемые» была опубликована критическая заметка И. В. Кирилловой (1969) по поводу моей статьи (Головенко, 1966), в которой наряду с другими вопросами обсуждалась возможность использования химического состава метаморфизованных глинистых отложений для восстановления их исходного минерального состава и некоторых генетических особенностей. К сожалению, по не зависящим от меня обстоятельствам я не мог своевременно ответить на эту заметку, хотя такой ответ необходим, так как нельзя согласиться не только с критическими замечаниями и выводами И. В. Кирилловой, но и с методикой, при помощи которой эти выводы получены.

В указанной статье был проанализирован химический состав докембрийских метаморфических сланцев из пурпольской свиты и мамской толщи (верхнепротерозойской ее части) Патомского нагорья, харгитуйской (ныне анайской) свиты Западного Прибайкалья, кейвской свиты Кольского полуострова и сделан вывод о том, что все эти сланцы, за исключением пород мамской толщи, произошли в результате метаморфизма глинистых отложений существенно каолинитового состава. В качестве эталона для сравнения использовались данные по среднему химическому составу основных генетических типов глин, выделенных А. Б. Роновым и З. В. Хлебниковой (1957).

И. В. Кириллова считает, что данные А. Б. Ронова и З. В. Хлебниковой в этих целях не могут быть использованы, поскольку они слишком усредненные, и, кроме того, один генетический тип глинистых отложений может включать несколько минералогических. Поэтому для сравнения нужно брать цифровые данные не по генетическим, а по минералогическим типам глин. В качестве таковых И. В. Кириллова предлагает химические анализы фракции $<0,001$ мм каолинитовых, гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин из монографии М. Ф. Викуловой и др. (1957). Сопоставляя с этими анализами состав высокоглиноземистых сланцев пурпольской (и отчасти кейвской) свиты, И. В. Кириллова приходит к заключению, что «более подходящим эквивалентом для основной массы сланцев пурпольской свиты должны быть не каолинитовые глины, а гидрослюдистые» (Кириллова, 1969, стр. 133) и что «нельзя так просто „производить“ все высокоглиноземистые сланцы от каолинитовых глин», ориентируясь при этом только на химические анализы пород (Кириллова, 1969, стр. 135).

Последнее заявление не отвечает действительности, так как именно сама И. В. Кириллова основывает свои выводы исключительно на химическом составе сравниваемых отложений, в то время как в критикуемой ею статье были рассмотрены и другие литологические особенности пурпольской свиты: тесная ассоциация высокоглиноземистых сланцев с чисто кварцевыми обломочными породами, наличие в них древних россыпей, несогласное залегание отложений свиты на коре глубокого химического выветривания подстилающих образований. Эти признаки, как известно, характерны и для более молодых толщ, вмещающих каолинитовые глины.

Касаюсь методического подхода к изучению химического состава сланцев, можно согласиться с И. В. Кирилловой в том, что использова-

ние химических анализов глин определенных минералогических типов в качестве эталонов для сравнения и восстановления исходного минерального состава сланцев было бы предпочтительнее. Однако для этого нужны представительные, основанные на достаточно большом количестве анализов, средние значения по валовому составу отдельных минералогических типов глин, а не по составу фракции $<0,001$ мм, ибо такую фракцию из метаморфизованных и перекристаллизованных докембрийских сланцев мы, естественно, выделить не можем. Химический же состав природных глин, за счет метаморфизма которых образуются сланцы, может значительно отличаться от состава указанной фракции. Глины в большинстве случаев представляют собой весьма разнородную по гранулометрическому и минеральному составам смесь, и даже в тонкодисперсных глинах содержание фракции $<0,001$ мм составляет 73,96—57,43%, снижаясь в алевритисто-песчанистых разновидностях до 30—20% (Викулова и др., 1957, табл. 3).

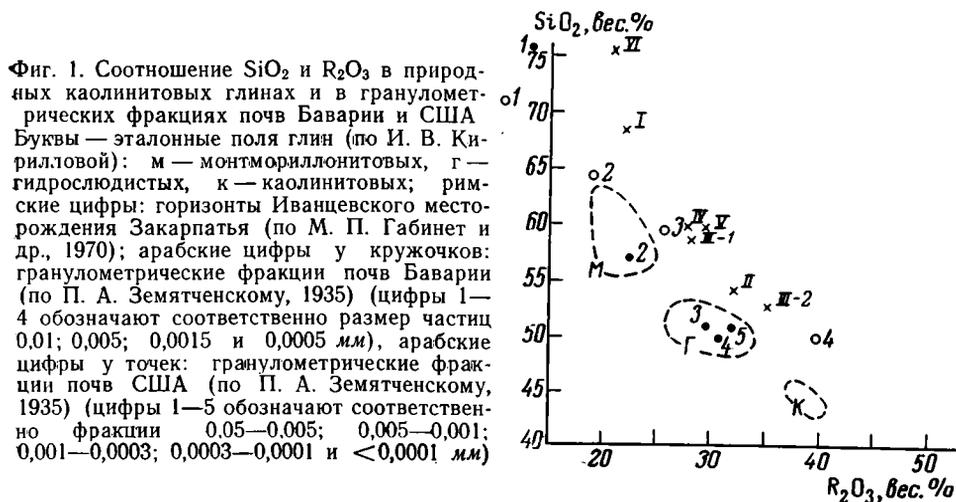
Примесь богатого кремнеземом песчаного и алевритового материала в глинах будет приводить к значительному уменьшению относительного содержания других породообразующих окислов, в первую очередь глинозема. И. В. Кириллова ошибается, когда заявляет в одной из своих статей, к которой она отсылает читателя критических замечаний, что «за счет валового анализа можно несколько завысить содержание SiO_2 (за счет свободного кремнезема), но занижить таким образом содержание Al_2O_3 невозможно» (Кириллова, 1966, стр. 88). Ниже будут приведены примеры, показывающие, что это далеко не так.

В силу изложенных выше обстоятельств при изучении химического состава докембрийских сланцев мною сознательно в качестве эталона для сравнения были взяты данные А. Б. Ронова и З. В. Хлебниковой, тем более, что в группу континентальных глин жаркого и влажного (тропического) поясов в их работе были включены лишь каолинитовые и близкие к ним по составу огнеупорные глины. Нужно сказать, что и для глин других генетических типов характерны достаточно определенные ассоциации глинистых минералов. На эту взаимосвязь указывали многие знатоки глинистых отложений (Викулова и др., 1957; Ронов, Хлебникова, 1957; Ратеев, 1964; Милло, 1968, и др.).

Как уже отмечалось, И. В. Кириллова сравнивает химический состав сланцев с составом фракции $<0,001$ мм каолинитовых, гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, по М. Ф. Викуловой и др. (1957). Прежде всего, количество этих анализов (соответственно 6, 4 и 7) слишком мало для выведения каких-либо средних эталонных значений. Далее, сопоставление составов глин и сланцев И. В. Кириллова производит с помощью двух графических способов: графика $\text{SiO}_2 - \text{R}_2\text{O}_3$, на котором по оси ординат откладывается процентное содержание кремнезема, а по оси абсцисс — суммарное содержание глинозема и окисного железа, и графика химического состава пород, на котором по оси абсцисс показываются все породообразующие окислы, а по оси ординат в логарифмическом масштабе — их процентное содержание в породе (фиг. 1, 2 в заметке И. В. Кирилловой).

Первый график вообще не может быть использован для сопоставления валовых анализов глинистых отложений, так как примесь «неглинистого» кремнезема в них будет приводить к незакономерному смещению точек анализов на графике вверх и влево. Каолинитовые глины могут попадать, таким образом, в поле гидрослюдистых, гидрослюдистые — в поле монтмориллонитовых и т. д. Показателен в этом отношении образец каолинитовой глины № 164 из работы М. Ф. Викуловой и др., (1957, стр. 42, 56)¹. Фракция $<0,001$ мм этой глины содержит 47,84 SiO_2 и 36,63% суммарного Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Однако в целом глина крупнодисперс-

¹ Для этого образца в указанной работе приведен не только химический состав фракции $<0,001$ мм (табл. 8), но и гранулометрический состав породы (табл. 3).



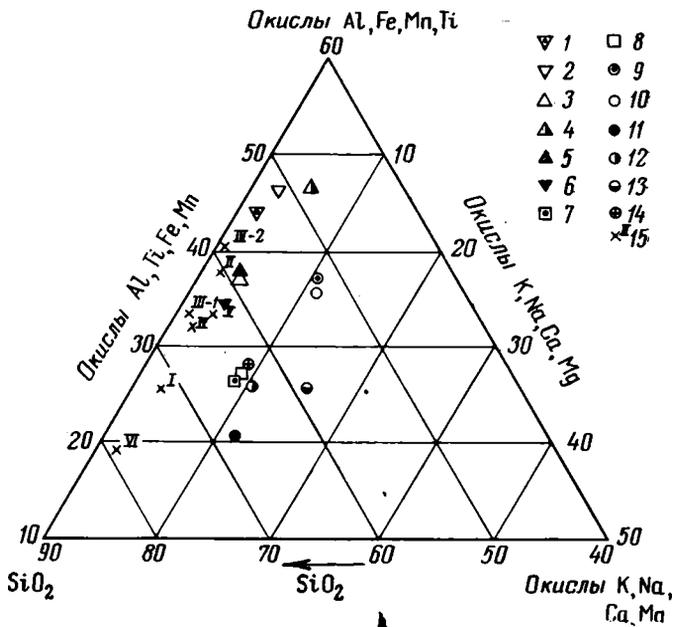
ная алевритовая. Примесь песчано-алевритового материала ($<0,01$ мм) достигает в ней 28,63%. Если представить, что эта примесь состоит только из кремнезема, то простые расчеты показывают, что по породе в целом глинозема и окиси железа будет примерно 26%, а кремнезема около 63% (состав фракции 0,01—0,001 мм условно для упрощения принят таким же, как и состав фракции $<0,001$ мм). На графике SiO_2 — R_2O_3 такой анализ попадет несколько правее и выше эталонного поля монтмориллонитовых глин.

В качестве других примеров на фиг. 1 по методике И. В. Кирилловой графически показано отношение кремнезема к сумме полуторных окислов в каолиновых глинах из различных стратиграфических горизонтов Иванцевского месторождения в Закарпатье (валовые анализы, данные М. П. Габинет и др., 1970) и отношение указанных окислов в разных гранулометрических фракциях почв США и Баварии (из работы П. А. Земятченского, 1935).

На фиг. 1 видно, что каолиновые глины ни одного из горизонтов Иванцевского месторождения в эталонное поле каолиновых глин (по И. В. Кирилловой) не попадают, а располагаются вблизи полей гидрослюдистых, монтмориллонитовых глин или даже выше поля последних. Объясняется это неодинаковой примесью в глинах существенно кварцевого песчано-алевритового материала ($<0,01$ мм), содержание которого в разных горизонтах значительно колеблется, достигая в горизонтах I и VI соответственно 47 и 61%. Аналогичная картина получается и при сравнении разных гранулометрических фракций почв США и Баварии. Чем грубее фракции, тем больше они содержат свободного кремнезема, а отвечающие им точки на графике располагаются все левее и выше, выходя даже за пределы графика.

Таким образом, приведенные примеры со всей очевидностью показывают, что по отношению кремнезема к сумме полуторных окислов судить о первичном минеральном составе глинистых пород никоим образом нельзя.

Мною была предложена треугольная диаграмма сопоставления валового химического состава глин и сланцев, учитывающая содержание трех различных по подвижности в зоне гипергенеза групп элементов: кремнезема — окислов щелочей и щелочных земель — окислов алюминия, титана, железа и марганца (Головенко, 1966, рис. 4). Если на эту диаграмму нанести средний состав фракции $<0,001$ мм каолиновых, гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин (по Викуловой и др., 1957) соответствующих глинистых минералов (по Гриму, 1959) и состав естест-



Фиг. 2. Треугольная диаграмма сопоставления средних химических составов метаморфических сланцев, различных типов глин и глинистых минералов 1 — каолинит; 2 — фракция $<0,001$ мм каолинитовых глин; 3 — континентальные глины жаркого влажного пояса (каолинитовые и огнеупорные); высокоглиноземистые сланцы свит: 4 — пурпольской, 5 — харгитуйской, 6 — кейвской; 7 — монтмориллонит; 8 — фракция $<0,001$ мм монтмориллонитовых глин; 9 — гидрослюды; 10 — фракция $<0,001$ мм гидрослюдистых глин; 11 — континентальные глины холодного и умеренно холодного климатов; 12 — морские глины; 13 — глины морские, засоленных лагун и озер аридной зоны; 14 — кристаллические сланцы мамской толщи; 15 — каолинитовые глины Иванцевского месторождения (римские цифры в индексе — номера горизонтов). Средние значения составов 1, 7, 9 взяты по Р. Е. Гриму (1959); 2, 8, 10 — М. Ф. Викуловой и др. (1957); 3, 11—13 — по А. Б. Ронову, З. В. Хлебниковой (1957); 4—6, 14 — по В. К. Головенку (1966); 15 — по М. П. Габинет и др. (1970)

венных глин и сланцев, то отмеченное выше влияние примеси кремнезема на относительное содержание других окислов, и в первую очередь железа и алюминия, в естественных глинах и сланцах вырисовывается очень наглядно (фиг. 2).

Так, точка, отвечающая составу глин жаркого влажного климата (каолинитовые), располагается значительно ниже точек состава каолинита и фракции $<0,001$ мм каолинитовых глин, а точка состава континентальных глин холодного и умеренного климатов (по А. Б. Ронову это в основном четвертичные гидрослюдистые глины) уходит значительно ниже точек состава гидрослюд и фракции $<0,001$ мм гидрослюдистых глин. Из диаграммы видно также, что вопреки утверждению И. В. Кирилловой даже валовый состав высокоглиноземистых сланцев пурпольской, кейвской и харгитуйской свит значительно ближе к составу каолинита и фракции $<0,001$ мм каолинитовых глин, чем к составу гидрослюдистых или монтмориллонитовых глин и соответствующих минералов (в особенности по суммарному содержанию щелочей и щелочных земель).

Для сравнения на треугольную диаграмму нанесен валовый химический состав каолинитовых глин Иванцевского месторождения. На этой диаграмме, несмотря на разный гранулометрический состав, глины всех стратиграфических горизонтов попадают в полосу каолинитовых глин, примерно ограниченную линией содержания щелочей и щелочных земель в 5%. В зависимости от примеси песчано-алевритового, в основном квар-

цевого, материала происходит лишь смещение точек в сторону большего содержания кремнезема (особенно для горизонтов I и VI). На графике же И. В. Кирилловой эти точки попадают в поля глин другого состава.

Второй график И. В. Кирилловой, график химического состава пород, может быть использован, но только при сравнении состава сланцев с валовыми анализами минералогических типов глин, так как на эталонных полях, построенных по составу фракции $<0,001$ мм, содержание всех породообразующих окислов, за исключением кремнезема, окажется завышенным, а содержание последнего заниженным по отношению к содержанию этих окислов в природных глинах. Опять-таки и на этом графике И. В. Кириллова основное значение придает соотношению кремнезема и глинозема (углу наклона линии, соединяющей соответствующие точки). Если же посмотреть на поведение других окислов (фиг. 2, 3 в заметке И. В. Кирилловой), то нетрудно увидеть, что содержание MgO , CaO , K_2O и Na_2O в высокоглиноземистых сланцах пурпольской и кейвской свит ближе все-таки к эталонному полю фракции $<0,001$ мм каолинистых глин, а не гидрослюдистых.

К сказанному следует добавить, что при построении обоих графиков и нанесении на них состава высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты И. В. Кириллова из приведенных в моей статье 31 анализа использует лишь 16 на первом графике и 10 — на втором. При этом большинство анализов наиболее высокоглиноземистых сланцев не попадает ни на тот, ни на другой, что также приводит к искажению результатов сопоставлений.

Таким образом, критику И. В. Кирилловой нельзя признать справедливой. Высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты в действительности по химическому составу и другим признакам чрезвычайно близки к каолинистым глинам, примесь же гидрослюдистых минералов играла в них весьма подчиненную роль. Первичным материалом кианитовых сланцев кейвской свиты И. В. Бельков (1963, стр. 313) также считает отложения каолинитового типа, обогащенные глиноземом и органическим веществом. Выводы И. В. Кирилловой о гидрослюдистом составе исходных глин этих свит ошибочны и получены в результате применения неправильной, с моей точки зрения, методики сопоставления химических составов пород. Для метаморфизованных глинистых отложений эта методика не годится по рассмотренным выше причинам.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты кейв. Л., Изд-во АН СССР, 1963.
Викулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Габинет М. П., Шестопалова И. М., Эрн О. В. Минеральный состав, физико-химические свойства и практическое применение каолиновых глин Иванцевского месторождения Закарпатья.— В сб.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение, М., «Наука», 1970.
Головенок В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и россыпей.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, М., «Недра», 1966.
Грим Р. Е. Минералогия глин. М., ИЛ, 1959.
Земятченский П. А. Глины СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
Кириллова И. В. Происхождение аспидных сланцев в свете данных об их химическом составе.— Бюл. МОИП, нов. сер., т. 71, отд. геол., т. 41, вып. 3, 1966.
Кириллова И. В. К вопросу об установлении осадочных аналогов сланцев метаморфических комплексов по химическому составу (письмо в редакцию).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.
Ронов А. Б., Хлебникова З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин.— Геохимия, 1957, № 6.

ХРОНИКА

**VII МЕЖДУНАРОДНЫЙ КОНГРЕСС ПО ГЕОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ
КАРБОНА И ЗАСЕДАНИЯ МЕЖДУНАРОДНЫХ КОМИССИЙ
ПО УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ
И АНАЛИЗУ УГЛЕЙ (ФРГ, 1971 г.)**

П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА

I. В ФРГ, в г. Крефельде, в здании Городской инженерной школы машиностроителей, с 23 по 28 августа 1971 г. проходил VII Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона. До и после конгресса состоялось пять геологических экскурсий. Первая экскурсия — в северо-западную часть ФРГ (верхний продуктивный карбон), вторая — в Бельгию и центр запада ФРГ (известняки и верхний продуктивный карбон), третья — в горы Гарца и Рейнские сланцевые горы (граница между девоном и карбоном, фации кульма динанта, намюр), четвертая — на юг ФРГ, в район Саарбрюкена (верхний продуктивный карбон, граница между карбоном и пермью), пятая — в Южные Альпы на территории Австрии (земля Каринтия), Италии и Югославии (морской нижний карбон, озерный и морской верхний карбон, морская пермь). В последней экскурсии, состоявшейся с 29 августа по 3 сентября 1971 г., участвовали советские геологи. До начала конгресса, с 20 по 22 августа, и одновременно с работой конгресса проводились заседания четырех постоянных международных комиссий: по углепетрографической номенклатуре, анализу углей (новые методы), стратиграфии карбона, микрофлоре палеозоя.

На конгрессе присутствовало свыше 400 делегатов из 31 страны: Австралии, Австрии, Алжира, Англии, АРЕ, Бельгии, Болгарии, Бразилии, Венгрии, ГДР, Голландии, Дании, Индии, Испании, Италии, Канады, Марокко, Мексики, Польши, Португалии, Румынии, СССР, США, Туниса, Турции, Франции, ФРГ, Чехословакии, Швейцарии, Югославии, Японии. Советская делегация состояла из 11 человек. В работе конгресса приняли участие проф. П. П. Тимофеев (глава делегации, ГИН АН СССР), доктор наук Н. И. Погребнов (заместитель главы делегации, Министерство геологии СССР), профессор А. И. Аммосов (ИГ и РГИ Министерства нефтяной промышленности СССР), А. И. Егоров (Ростов-на-Дону, университет) и П. В. Зарицкий (Харьков, университет), доктор наук В. В. Тихомиров (ГИН АН СССР), кандидаты наук Л. И. Боголюбова, Е. А. Рейтлингер, М. Н. Соловьева (ГИН АН СССР), Р. А. Аракелян (ИГН АН Армянской ССР) и В. А. Чижова (ВНИГНИ Министерства нефтяной промышленности СССР).

Программой конгресса были предусмотрены пленарные (утренние) и секционные (вечерние) заседания. Работало четыре секции: секция А — стратиграфия и палеобногеография; секция В — палеонтология; секция С — палеогеография и тектоника; секция Д — седиментология, петрология углей и геохимия.

II. Конгресс был открыт 23 августа 1971 г. приветствием президента конгресса проф. Х. Карренберга (Kargenberg, ФРГ), который кратко осветил работу предыдущих конгрессов и сформулировал основные задачи настоящего конгресса. Приветствовал участников конгресса также министр экономики, торговли и транспорта земли Северный Рейн — Вестфалия доктор Х. Ример (Rieter, ФРГ). Он подчеркнул, что проводимые различные организационные и научные мероприятия по геологии, добыче и использованию угля способствуют экономическому развитию г. Крефельда и угольной промышленности. Участников конгресса приветствовал также обербургомистр г. Крефельда Х. Хаузер (Hauser, ФРГ).

Пленарное заседание первого дня конгресса закончилось докладом К. Х. Хаверера (Haverer, ФРГ) «О значении геологии карбона для разработки каменного угля и разведки природного газа». Он кратко проанализировал развитие различных методов, при-

меняемых для поисков и разведки угольных и газовых месторождений, а также при планировании горных работ, и указал, что геология угольных месторождений все больше и больше становится неотъемлемой частью горного дела. Современная горнодобывающая промышленность, по его убеждению, немыслима без горного геолога и ученого геолога-исследователя.

На последующих пленарных заседаниях был заслушан ряд докладов по общим вопросам геологии угля. Так, с интересным докладом «Каменноугольные отложения восточной Канады» выступил П. Хаккебард (Hacquebard, Канада). Он изложил ряд новых данных по стратиграфии, литологии и угленосности отложений, а также истории тектонического развития угольных бассейнов восточной Канады. Им отмечено, что наибольшее угленакпление в бассейнах восточной Канады приурочивается к отложениям верхнего карбона. Характеризуя особенности тектонического развития бассейнов восточной Канады, П. Хаккебард обратил внимание на различное строение, мощность угольных пластов и метаморфизм углей в платформенных бассейнах (Минто, Мабу, Инвернес и Сидней) и расположенных в тектонически активных областях осадконакопления (Пиктуйский бассейн). Он подчеркнул, что наибольшая углефикация угля связана с максимальной глубиной погружения пласта, которое имело место после образования складчатости. При этом он высказал предположение о связи природного газа и нефти в Канаде с областями низких степеней углефикации угля.

С интересом был заслушан доклад П. П. Тимофеева (СССР) «Основные факторы образования угленосных формаций», в котором освещался генетический аспект исследований в угольной геологии в отличие от многих других докладов, имеющих более прикладной характер. В докладе П. П. Тимофеев обосновал ряд факторов, обуславливающих возникновение всего многообразия угленосных формаций. Это палеогеотектоника (сингенетический тектонический режим), палеогеография (фазии и ландшафты), палеоклимат и вещество (минеральное, органическое, вулканогенное), поступающее в область седиментации. Основой познания сути перечисленных факторов в каждом конкретном исследовании, подчеркнул П. П. Тимофеев, является раскрытие генезиса осадков, служащего отправной точкой всех геологических построений.

Х. Фальке (Falke, ФРГ) детально охарактеризовал историю геотектонического развития и особенности палеобиогеографии областей накопления пресноводных осадков карбона на территории ФРГ.

М. А. Бурууз (Bourouz, Франция) осветил те же вопросы для карбоновых отложений морского генезиса, включив не только территорию ФРГ, но и другие регионы Западной Европы.

Р. Нивз (Neves, Англия) рассказал о последних достижениях в области палинологии карбона, которая сейчас особенно интенсивно развивается во всех странах мира.

Б. Альперн (Alpern, Франция) в докладе «Достижения в области петрологии углей» осветил основные результаты деятельности международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и анализу углей (новые методы) с момента предыдущего конгресса (1967 г.). Большим достижением в работе комиссий, по его мнению, является принятие новых детальных классификаций мацералов группы витринита каменных углей и группы гуминита бурых углей. Аналитической комиссией усовершенствована методика измерения отражательной способности витринита для определения стадий метаморфизма углей и разработан новый расширенный метод подсчета мацералов углей, позволяющий более точно прогнозировать коксующуюся способность пластовых проб каменного угля. Затем он указал, что итогом работы комиссии за последние четыре года явилась подготовка приложения ко II изданию словаря, опубликованного к моменту открытия данного конгресса.

На заключительном пленарном заседании 28 августа были подведены итоги работы конгресса и сформулированы основные задачи исследований в области стратиграфии и геологии карбона на будущее. Было оглашено приглашение Академии наук СССР и решение Международного постоянного комитета конгресса о проведении следующего, VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона в СССР, в Москве, во второй половине августа 1975 г.

III. На заседании секции А (стратиграфия и палеобиогеография) рассматривался вопрос обоснования нижней границы карбона по ископаемой фауне. Данные по этому вопросу содержались в докладах Е. А. Рейтлингер, С. В. Семихатовой и Д. Е. Айзенверга (СССР), Р. А. Аракеяна (СССР), В. А. Чижиной (СССР), Р. Конилия (Copil, Бельгия) и Т. Н. Джорджа (George, Англия), Б. Л. Мамета (Mamet, Канада), М. Гордона (Gordon, США).

Проблеме вестфала Д и кантабрийского яруса были посвящены доклады Х. Боде (Bode, ФРГ), совместный доклад Р. Фейса (Feys, Франция), Гарсиа-Лойгорри (Garcia-Louyoggi, Франция) и Г. Ортуно (Ortuno, Испания).

Также было уделено внимание обоснованию биостратиграфии угольных бассейнов Западной Европы, Америки и СССР по данным изучения конодонтов, неморских моллюсков и флористических остатков. Наибольший интерес по этой тематике вызвали доклады Е. Папрота (Paproth, ФРГ) и Ф. Рехора (Rehor, ЧССР), С. К. Мэтью и М. Батлера (Matthews and Butler, Англия), Дж. Дубинжера (Doubinger, Франция), А. К. Щеголева (СССР) и др.

На секции В (палеонтология) в докладе О. А. Эйнора и др. (СССР) было освещено палеобиогеографическое районирование СССР, основанное на анализе комплекса

ископаемых организмов. М. Н. Соловьева (СССР) обосновала историко-генетический аспект с восстановлением типов фаун и определением в них автохтонных и аллохтонных элементов.

На секции С (палеогеография и тектоника) одна серия докладов была посвящена дрейфу континентов. Дж. Ферм (Ferm, США) высказал мнение о былом единстве материков Северной Америки и Европы в домезозойское время. В свете теории дрейфа изложил свои представления Дж. Вееверс (Veevers, Австралия) об истории территории Австралии в каменноугольное время.

Вторая серия докладов раскрывала вопросы региональной тектоники и палеогеографии угленосных формаций различных территорий земного шара. Наибольший интерес вызвали доклады Н. И. Погребнова (СССР) о размещении угленосных формаций в различных структурах СССР, С. Настасену и др. (Nastaseanu, Румыния) о палеогеографо-тектоническом развитии территории Румынии в карбоновое время, В. Смитта (Smith, Англия), И. Земана (Zeman, Чехословакия) и некоторые доклады геологов ФРГ по Рурскому угольному бассейну.

Ряд докладов на секции имел частный характер, например, доклад Р. Адлера (Adler, ФРГ), касающийся методики выявления деталей тектоники в угольных шахтах Рурского бассейна. Этот доклад привлек пристальное внимание горных инженеров, так как результаты исследования имеют прямое отношение к планированию горных работ.

На секции Д (седиментология, петрология углей и геохимия) рассматривался довольно широкий круг вопросов, которые сводятся к трем основным направлениям: а) метаморфизм органического вещества, б) петрография углей, в) вещественный состав минеральной части углей (торфов) и угольных пластов (торфяных залежей).

Во всех докладах первого направления было подчеркнuto, что основным параметром количественного выражения метаморфизма растительного органического вещества является максимальная величина отражательной способности витринита (гуминита).

М. Маковская (Mackowsky, ФРГ) в отчетном докладе о деятельности Международной комиссии по анализу углей, членами которой являются и советские специалисты (И. И. Аммосов, Л. И. Боголюбова, П. П. Тимофеев), уделила достаточное внимание определению метаморфизма угольного вещества методом измерения отражательной способности.

На особую эффективность этого метода указал Х. Якоб (Jacob, ФРГ) при освещении вопроса статистической обработки данных измерения отражательной способности витринита с помощью специальных электронных машин.

В ряде докладов — Н. Бостика (Bostick, США), И. И. Аммосова (СССР), М. Вольф (Wolf, ФРГ) — рассматривался вопрос об использовании данных метаморфизма углей и рассеянных в породах углистых частичек для решения некоторых геологических и практических задач.

П. В. Зарицкий (СССР) проанализировал степень усадки материнского вещества угля по наблюдениям над условиями залегания конкреций различного типа в угольных пластах Донбасса.

В докладах В. Пикхардта (Pickhardt, ФРГ), М. Ергевоака (Ercegovac, Югославия), Х. Пареека (Pareek, Индия), Н. Кейе (Kaye, Англия) были охарактеризованы зависимости степени метаморфизма углей и их технологических свойств с целью прогноза коксумости углей и составления коксовых шихт.

В докладах второго направления этой секции было уделено серьезное внимание методам познания деталей микроскопического строения угля.

М. Маковская охарактеризовала метод травления поверхности шлифов с целью выявления остаточных клеточных структур исходных тканей в мацералах углей.

В. Хевия (Havia, Испания) предложил использовать величину отражательной способности мацералов для их детальной диагностики.

Р. Цветиканин (Cveticanin, Югославия) дал полное представление о вещественном составе и метаморфизме углей бассейнов Югославии.

Дж. Нейюс (Nahuis, Бразилия) охарактеризовала петрографию углей бассейнов Бразилии.

В. Спакман и Т. Тинг (Spackman and Ting, США) остановили свое внимание на петрографических зонах в пласте «Нижний Киттанг» (Аппалачский угольный бассейн США), которые, по их мнению, обусловлены фаціальными особенностями накопления осадков в период формирования пласта.

Большая часть докладов третьего направления была посвящена результатам исследования межугольных прослоев, представленных каолинитом.

Интерес вызвал доклад В. Кимпе (Kimpere, Нидерланды), который указал на присутствие диаспора в каолинитовых прослоях (тонштейнах).

К. Бургер (Burger, ФРГ) охарактеризовал петрографически, химически и минералогически каолиновые прослои в угольных пластах Нижнерейнско-Вестфальского угольного бассейна. Следует отметить, что как в первом, так и во втором докладе ничего не было сказано о генезисе тонштейнов.

В своем докладе П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова (СССР) показали, что количественные соотношения минерального и органического вещества в осадке, его структура и ботаническая природа при прочих равных условиях определяют степень изменения глинистого вещества и минералогический состав данного фаціального типа осадка.

IV. После конгресса, с 29 августа по 3 сентября 1971 г., состоялась геологическая экскурсия в Восточные Альпы на территории Австрии, Италии и Югославии. Экскурсия по австрийским Альпам (Каринтия, район Нассфельда) была посвящена осмотру отложений нижней перми и только отчасти самых верхов верхнего визе. Более широкий по возрасту диапазон разрезов был осмотрен на территории Италии; он включает, по схеме СССР, верхи мячковского горизонта и низы нижней перми. Югославская часть экскурсии позволила ознакомиться с выходами верхнего палеозоя в окрестностях оз. Блед (рифовые фации неошвагериновых известняков) и с обнажениями карбона и перми при пересечении хребта Караванкен. В результате экскурсии собрана большая коллекция образцов, необходимая для установления точной корреляции отложений верхней части верхнего карбона, нижней и средней перми Южных Альп Западной Европы с отложениями на территории СССР.

V. До начала конгресса проходили заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и анализу углей (новые методы). В работе комиссий участвовало 60 человек из 17 стран. На заседаниях комиссий не обсуждалось существо вопросов, касающихся непосредственно номенклатуры и методов анализа угля. Планом работ этих комиссий на 1971 г. была предусмотрена подготовка к изданию и опубликованию к началу VII конгресса по стратиграфии и геологии карбона приложения ко второму изданию Международного словаря по петрологии углей на английском, немецком и французском языках. Издание этого приложения на русском языке запланировано на 1972—1973 гг. Результаты работ комиссий были доложены на пленарном заседании конгресса Б. Альперном (Франция) и на секции М. Маковской (ФРГ).

На заседаниях комиссий были подведены итоги деятельности рабочих групп и комиссий в целом и намечены направления дальнейших исследований. В процессе обсуждения была выявлена необходимость изучения рассеянного органического вещества как показателя стадий преобразования вмещающих пород, а также использования данных количественного анализа вещественного состава углей и данных по метаморфизму угля в прикладных целях. В результате были созданы две подкомиссии: 1) прикладной углепетрографии и 2) по рассеянному органическому веществу.

На заключительном заседании обеих комиссий были доложены результаты переывборов должностных лиц Международного комитета по петрологии углей и комиссий. Новое распределение должностных лиц следующее.

Международный комитет по петрологии углей: президент — Р. Ноель (Noel, Бельгия), вице-президент — П. П. Тимофеев (СССР), секретарь — Д. Марчисон (Murchison, Англия), казначей — В. Шнейдер (Schneider, ФРГ).

Международная комиссия по углепетрографической номенклатуре: президент — В. Спакман (Sprackman, США), секретарь — Е. Меро (Meriaux, Франция).

Подкомиссия по номенклатуре бурых углей: президент — М. Тайхмюллер (Teichmuller, ФРГ).

Международная комиссия по анализу углей (новые методы): президент — К. Хагеманн (Hagemann, ФРГ), секретарь — В. Хевия (Hevia, Испания).

Подкомиссия прикладной углепетрографии: президент — М. Маковская (Mackowsky, ФРГ), генеральный секретарь — Н. Кайе (Caue, Англия), секретари — Р. Томпсон (Thompson, США) и И. В. Еремин (СССР).

Подкомиссия по рассеянному органическому веществу: президент — Б. Альперн (Alpern, Франция), секретарь — Н. Бостик (Bostick, США).

Следующие заседания международных комиссий было решено провести в г. Белграде (Югославия) с 11 по 14 сентября 1972 г.

VI. VII. Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона показал, что в решении ряда важнейших общих и частных вопросов геологии каменноугольной системы достигнуты значительные успехи. Разработано более детальное биостратиграфическое расчленение каменноугольных отложений, обоснованное комплексами фауны и флоры. Однако вопрос о границе девона и карбона остался предметом дальнейшего обсуждения. Не получила четкого обоснования граница вестфала и стефана, хотя имеются существенные достижения в детальном изучении флоры и фауны пограничных слоев. Резко возросло изучение тектоники и палеогеографии угольных бассейнов и месторождений различных стран (Канада, ФРГ, Румыния). Отмечается прогресс в разработке более совершенных методов исследования угля и органического вещества в целом. В связи с этим накопились новые данные по метаморфизму углей и их петрографическому составу. Однако вопросы генезиса углей, как и на предыдущем конгрессе, почти не освещались. Это объясняется тем, что в зарубежной угольной геологии данным вопросам уделяется недостаточное внимание и изучение угольного вещества проводится в отрыве от общего комплекса работ по угленосным формациям. Необходимо подчеркнуть, что большая часть изложенных материалов на конгрессе носила главным образом прикладной характер.

Работа конгресса и заседания международных комиссий проходили в деловой и дружественной обстановке.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
11.IV.1972

**СОВЕЩАНИЕ ПО ПРОБЛЕМЕ
«ОСНОВЫ НАУЧНОГО ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ
РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»**

Э. И. КУТЫРЕВ, Б. М. МИХАЙЛОВ

Совещание было проведено в Ленинграде, во ВСЕГЕИ, с 14 по 17 декабря 1971 г. В работе совещания приняло участие более 400 геологов из различных геологических организаций МГ СССР и АН СССР.

На пленарных заседаниях был обсужден ряд актуальных вопросов современной теории и методики прогнозирования месторождений полезных ископаемых, в том числе «Формационный анализ при прогнозировании», «Прогнозирование месторождений в областях тектонической активизации» и др. Вопросы прогнозирования отдельных формационных типов полезных ископаемых и математические методы прогнозирования были рассмотрены на заседаниях девяти рабочих групп.

Вопросы прогнозирования экзогенных полезных ископаемых обсуждались на заседаниях двух рабочих групп («Прогнозирование полезных ископаемых, связанных с корами выветривания» и «Прогнозирование полезных ископаемых осадочного происхождения»).

На заседании рабочей группы «Прогнозирование полезных ископаемых, связанных с корами выветривания» было заслушано шесть докладов, пять из которых посвящены вопросам прогноза россыпей золота и минералов титана (доклады В. И. Шкурского, П. В. Прокуронова, Н. Е. Фельбарг и Е. М. Захаровой, В. Е. Бордон и В. Г. Марковой, В. А. Даргевич) и один — прогнозированию нового типа силикатных кобальт-никелевых руд, приуроченных к депрессиям на поверхности выветренных ультраосновных пород (В. М. Григорьевой, М. И. Усевич и Г. М. Шешуковой).

В основе научных предпосылок поисков полезных ископаемых зоны гипергенеза лежат строго аргументированные представления о наличии в геологической истории Земли ряда крупных временных интервалов, характеризующихся глобальным развитием на континентах обстановок, благоприятных для химического выветривания горных пород — эпох корообразования. Особо подчеркивалось, что только эпохи корообразования, а не отдельные проявления выветривания, встречающиеся в геологическом разрезе, определяют экзогенную металлогению крупных регионов и контролируют накопление осадочных рудоносных формаций.

Каждая такая эпоха характеризуется специфическими особенностями, приводящими к возникновению месторождений строго определенных полезных ископаемых, например, железа, золота для позднепротерозойской эпохи, угля, бокситов, огнеупоров для раннекаменноугольной эпохи, марганца, россыпей минералов титана и циркония для олигоценовой эпохи и др. Эти особенности определяются главным образом различиями палеогеографических условий (климатических, геоморфологических), которые в общем плане регулируются тектоникой, наземновулканической деятельностью и общей эволюцией органического мира. Выявление этих эпох, изучение особенностей и причинности их металлогении — основная задача в области создания теории научного прогноза экзогенных полезных ископаемых, связанных с корами выветривания.

В ряде выступлений было отмечено, что в основу разработки теории научного прогноза этого типа полезных ископаемых должен быть положен принцип раздельного подхода к изучению металлогении конкретных эпох корообразования с учетом общей эволюции гипергенеза в геологической истории Земли. При этом наиболее крупным таксономическим подразделением при изучении отложений, содержащих то или иное полезное ископаемое, должна являться осадочная рудоносная формация.

Поскольку иногда генетическую связь полезного ископаемого с той или иной породой, ассоциирующей с ним, установить трудно, при выделении осадочных рудоносных формаций в ряде случаев приходится ограничиваться установлением эмпирических (парагенетических) связей пород, т. е. их устойчивых сонахождений в геологическом разрезе. Выделенные по этому принципу осадочные рудоносные формации всегда требуют дальнейшего изучения с целью установления причин возникновения парагенезов, ибо только детальное рассмотрение условий возникновения месторождений позволяет, поняв их генезис, разработать научные основы прогноза.

В связи с этим основной путь изучения осадочных рудоносных формаций, их строения и соответственно закономерностей локализации в них рудных залежей (особенно развитых в пределах платформ) — литолого-фациальный анализ отложений. Составляемые при этом литолого-фациальные карты всегда являются основой прогнозных карт и позволяют локализовать или ограничить площади, подлежащие изучению с применением дорогостоящих горных и буровых работ.

На заседаниях рабочей группы «Прогнозирование полезных ископаемых осадочного происхождения» обсуждено семь докладов, тематически объединяющихся в две группы.

В первой группе докладов освещены закономерности размещения месторождений медистых и цинк-свинцовистых сланцев и песчаников и критерии прогнозной оценки применительно к верхней перми Приуралья (Г. Г. Кочин, В. Г. Изотов, В. А. Полянин) и неогена Предкарпатья (Я. К. Писарчик), во второй — закономерности размещения и критерии прогнозной оценки и перспектив поисков свинцово-цинковых (Е. С. Зорин),

полиметаллических, железо-марганцевых и комплексных месторождений (А. К. Иогансон, Ю. П. Рождественский, Э. И. Кутырев) на территории Казахстана и Средней Азии.

Распределение различных статистически устанавливаемых закономерностей размещения стратифицированных месторождений по уровням организации (парагенезы элементов — минералы, парагенезы пород—формации, парагенезы формации—блоки, парагенезы блоков—фигуры коры) позволяет определить возможности перспективной оценки территории различными методами и приемами. На уровне парагенезов пород (формаций) в общем случае обеспечено открытие новых месторождений в районах, где подобные объекты уже известны. На уровне блоков предсказываются недостающие члены латеральных или хронологических рядов месторождений путем продолжения ряда или объекта в направлении максимальной однородности или неоднородности блока (с учетом и других факторов контроля). Только на уровне парагенезов блоков возможно оптимальное выделение металлогенических зон и зональных серий месторождений и предсказание их в тех блоках, в которых они еще не известны. На пространственно-временных (эволюционных) уровнях осуществляется геодинамический анализ, в результате которого возможна оценка общих перспектив и закрытых, слабоизученных (под чехлом) территорий.

На совещании отмечалось, что возможности для обнаружения крупных стратифицированных месторождений на территории СССР далеко не исчерпаны. В первую очередь это относится к территории развития черносланцевых и карбонатных геосинклинальных формаций, выполняющих тектонические формы, аналогичные современным рифтовым зонам (для свинца и цинка), и пестроцветных орогенных формаций, выполняющих прогибы, наследующие рифтовые зоны (для меди).

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
17.II.1972

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHALOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/XII-1972 г. Т-02725 Подписано к печати 7/II-1973 г. Тираж 1350 экз.
Зак. 5289. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4¹/₂. Усл. печ. л. 12,6. Уч.-изд. листов 13,7

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовится к печати книга:

Лисицина Н. А. «ВЫНОС ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ ОСНОВНЫХ ПОРОД». Труды Геологического института АН СССР. Вып. 231; 22 л. 2 р. 60 коп.

Работа выполнена по программе геохимического изучения процесса, предложенной академиком Н. М. Страховым.

В монографии детально описаны современные — четвертичные и древние коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа, ДРВ, островов Тихого океана, республики Гвинеи, Украины, Казахстана и других областей. Выделены генетические типы субтропического и тропического элювия.

Методом абсолютных масс установлены основные закономерности распределения и выноса химических элементов при их формировании, а также ряд подвижности элементов.

В работе рассмотрены характерные черты генезиса некоторых элювиальных и осадочных руд (в частности, бокситов). Книга рассчитана на специалистов, изучающих гипергенные процессы, коры выветривания, процессы бокситообразования, а также для широкого круга литологов-осадочников.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»