

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2

1981

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

2

МАРТ — АПРЕЛЬ

1981

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Гурский Ю. Н., Левшенко Т. В.</i> О типах катионного обмена в системе осадок — иловая вода в связи с процессами метаморфизации иловых вод современных морских отложений	3
<i>Шуйский Ю. Д., Огородников В. И.</i> Условия осадконакопления и основные закономерности формирования гранулометрического состава терригенных осадков Чукотского моря	11
<i>Васильев В. П.</i> Кварц и полевые шпаты в современных осадках морей и океанов и климатическая зональность	26
<i>Лейпциг А. В., Савельева З. И.</i> Линейные зоны постдиагенетического преобразования бокситов в месторождениях, связанных с древними долинами	46
<i>Мележик В. А.</i> Палеогеография и геохимические условия седиментации ильмозерского времени (ранний протерозой Кольского полуострова)	56
<i>Голубовский В. А., Голубовская Т. Н., Фролов Д. К.</i> Геохимия древних фациальных типов (к проблеме поисков общих закономерностей)	74
<i>Заиканова В. С., Зайчикова А. В., Пупышев Н. А.</i> Доломитовая формация венданского кембрия Северо-Западного Прибалхашья	93
<i>Аладжиев В. С.</i> Литология фосфоритонесных отложений Аксу-Байлюстинской зоны на севере Казахстана	107
<i>Беленицкая Г. А., Голубчина М. Н., Гуревич М. С., Мишина Т. А.</i> Изотопный состав серы и генезис сероводорода в природных газах Амударьинского бассейна	118
<i>Краткие сообщения</i>	
<i>Киселев Л. И., Перфильев Н. И.</i> Алунит-габбитовая минерализация в связи с сернокислотным выветриванием в Актюбинском Приуралье	139
<i>Фесюнов О. Е.</i> Химический состав железомарганцевых и фосфатных образований на асейсмичных подводных хребтах Индийского океана и материковом склоне Юго-Восточной Африки	143
<i>Иванова Т. К., Яровая В. С.</i> Минеральный состав пленок гидроокислов железа в зонах трещиноватости пород силурийской песчано-сланцевой формации Центрального Таджикистана	147
<i>Шуменко С. И., Деменко Д. П.</i> К вопросу о цеолитизации пирокластического материала	153
<i>Михайлов А. С., Карпова М. И., Волкова С. А.</i> Цеолиты в коре выветривания карбонатных пород Воронежской антеклизы	155
<i>Краева Т. С.</i> Знаки ряби в руслах временных водотоков	161
<i>Писарчик Я. К., Голубчина М. Н., Бадинова В. И.</i> Использование данных по изотопному составу серы сульфатов кальция для контроля палеогеографических построений (на примере кембрия Сибирской платформы)	164
<i>Хроника</i>	
<i>Смолин П. П.</i> Сатка-Бакал (к литологической экскурсии IV Уральского петрографического совещания)	172
<i>Левитан М. А.</i> IV Всесоюзная школа морской геологии	174

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

2

MARCH — APRIL

1981

CONTENTS

<i>Gursky Yu. N., Levshenko T. V.</i> On types of cation exchange in the system «sediment — ooze water» relative to the processes of metamorphization of ooze waters in recent marine deposits	3
<i>Shuisky Yu. D., Ogorodnikov V. I.</i> Sedimentation conditions and the main regularities of formation of granulometric composition of the Chukotsk Sea terrigenous sediments	11
<i>Vasiliev V. P.</i> Quartz and feldspars in recent sediments of the seas and oceans and climatic zonation	26
<i>Leiptsig A. V., Savelieva Z. I.</i> Linear zones of postdiagenetic transformation of bauxites in deposits related to old valleys	46
<i>Melezhik V. A.</i> Paleogeography and geochemical conditions of sedimentation of the Ilmen Lake time (Early Proterozoic of the Kola peninsula)	56
<i>Golubovskiy V. A., Golubovskaya T. N., Frolov D. K.</i> Geochemistry of old facial types (on search for general regularities)	74
<i>Zaikina V. S., Zaichkina A. V., Pupyshchev N. A.</i> Vendian — Lower Cambrian formation of the North-Western Balkhash region	93
<i>Aladzhiyev V. S.</i> Lithology of phosphorite-bearing deposits of the Aksu-Bailyustinskaya zone in the north of Kazakhstan	107
<i>Belenitskaya G. A., Golubchina M. N., Gurevich M. S., Mishnina T. A.</i> Isotopic composition of sulphur and genesis of hydrogen sulphide in natural gases of the Amu Darya basin	118
<i>Brief communications</i>	
<i>Kiselev L. I., Perfiliev N. I.</i> Alunite-gibbsite mineralization relative to the sulphuric acid weathering in the Aktyubinsk Priuralie	139
<i>Fesyunov O. E.</i> Chemical composition of ferromanganesian deposits on non-seismic underwater ridges of the Indian Ocean and the continental slope of South-Eastern Africa	143
<i>Ivanova T. K., Yarovaya V. S.</i> Mineral composition of iron hydroxide films in zones of rock jointing of the Silurian sandy-shaly formation of Central Tajikistan	147
<i>Shumenko S. I., Demenko D. P.</i> On zeolitization of pyroclastic material	153
<i>Mikhailov A. S., Karpova M. I., Volkova S. A.</i> Zeolites in the weathering crust of the Voronezh antecline carbonate rocks	155
<i>Kraevaya T. S.</i> Wind-ripple marks in temporary channels	161
<i>Pisarchik Ya. K., Golubchina M. N., Badinova V. P.</i> The use of data on isotopic composition of sulphur of calcium sulphate for control of paleogeographical constructions (as exemplified by Cambrian of the Siberian platform)	164
<i>Chronicles</i>	
<i>Smolin P. P.</i> Satka-Bakal (on the lithological excursion of the IV-th Uralian petrographic meeting)	172
<i>Levitan M. A.</i> IV All-Union school of marine geology	174

УДК 552.14 : 551.35

**О ТИПАХ КАТИОННОГО ОБМЕНА
В СИСТЕМЕ ОСАДКОВ — ИЛОВАЯ ВОДА
В СВЯЗИ С ПРОЦЕССАМИ МЕТАМОРФИЗАЦИИ ИЛОВЫХ ВОД
СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

ГУРСКИЙ Ю. Н., ЛЕВШЕНКО Т. В.

Исследования состава обменного комплекса и иловой воды в осадках Черного и Каспийского морей позволили выделить несколько типов обменных реакций, в результате которых иловые воды современных морских отложений метаморфизуются в зависимости от того или иного типа обмена в прямом или обратном направлении. Полученные результаты свидетельствуют о сложности и многообразии типов катионного обмена в системе вода — осадок и указывают на определяющую роль обменных реакций в процессах метаморфизации иловых вод.

Одной из очередных задач познания законов развития химического состава иловых вод морей и океанов является изучение направленного изменения отдельных компонентов их за счет взаимодействия с веществом окружающей среды. Как показали проведенные исследования, изменение химического типа захороненной в отложениях воды происходит как в результате биохимических процессов, главным образом сульфат-редукции, так и за счет преобразования состава катионов под влиянием обменных процессов в системе осадков — иловая вода. На ранних стадиях формирования осадка процессы обмена, изменяющие наряду с биохимическими реакциями состав вод, идут наиболее активно. Однако несмотря на равную значимость этих двух процессов, определяющих направленность и степень метаморфизации иловой воды, заключенной в осадке, изучены они неодинаково. В настоящее время имеются многочисленные работы, посвященные изучению биохимических реакций в современных бассейнах, тогда как обменные процессы изучены сравнительно слабо. До последнего времени среди исследователей, занимавшихся этой проблемой, не было единого мнения о составе обменного комплекса осадков, мало изучалось распределение отдельных компонентов его при седиментации и диагенезе донных отложений, а работы, касающиеся различных типов катионного обмена, носили весьма однообразный характер.

При определении состава обменного комплекса нами использованы стандартные методы, основанные на вытеснении сорбированных катионов хлористым аммонием из отжатых образцов осадков [4, 7]. Предыдущие исследования показали, что наиболее распространены в природе реакции кальций-натриевого¹ и кальций-магниевого обмена. Первая из них подробно рассматривалась в [7]; вторая изучена слабее, однако в последние годы ей уделено значительное внимание [2, 4, 13, 14]. Более

¹ При обозначении типа обменных реакций на первом месте ставится катион, переходящий при обмене в иловую воду, на втором — катион, сорбируемый осадком.

детальное исследование обменной системы осадок — иловая вода показало, что помимо двух указанных реакций существуют и иные, менее распространенные, но не менее важные формы катионного обмена, представляющие большой интерес для понимания сущности процессов метаморфизации иловых вод в современных морских отложениях. Таковы реакции натрий-магниевого и натрий-кальциевого обмена, которые могут играть определяющую роль при обратной метаморфизации иловых вод. Кроме того, в природе широко развиты обменные реакции, связанные с сорбцией глинистыми частицами ионов Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , NH_4^+ , Sr^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{3+} и других катионов, однако существенной роли в процессах метаморфизации иловой воды они не играют.

Реакция кальций-натриевого обмена наиболее широко развита во взвеси и придонном слое осадка и связана с изменением солёности воды при попадании глинистых частиц с суши в море [10]. При удалении от берега ход этой реакции замедляется в связи с быстрым наступлением обменного равновесия в системе иловая вода — осадок. В глубоководной части моря состав обменного комплекса взвеси и поверхностного слоя осадка практически одинаков, что свидетельствует о стабилизации обменных реакций в системе вода — осадок (табл. 1).

При изменении гидрохимического режима в бассейне могут меняться солёность и состав иловых вод, что вызывает вторичное развитие реакции натрий — кальциевого обмена в толще морских осадков (табл. 2). Такой случай наблюдается, например, в Черном море, где в осадках контактируют отложения черноморского и новозёвксинского возраста, сформировавшиеся в бассейнах с различной солёностью. При существующих градиентах солёности (до 10—15%) иловые воды новозёвксина осолоняются под действием более концентрированных вод из верхних горизонтов, относительное содержание натрия в которых также резко повышено. В результате обменные равновесия, установившиеся после осаждения частиц осадка на дно бассейна, нарушаются и в обменный комплекс из иловой воды поступает ион натрия. Кальций при этом вытесняется из осадка в воду.

По расчетам В. И. Лебедева [9], сорбция осадком натрия в обмен на поглощенный кальций — реакция энергетически невыгодная, которая может идти лишь в условиях резкого преобладания концентрации натрия над кальцием. Развитие этого типа реакции связано с явлением нейтрализации нескомпенсированных отрицательных зарядов на поверхности глинистых частиц [11]. В Черном море реакция кальций-натриевого обмена в большинстве случаев способствует прямой метаморфизации и переходу иловой воды из сульфатного в хлоридный (хлор-кальциевый) тип. Иловые воды этого типа широко развиты под дном Черного моря. Однако расчеты показывают, что количество кальция, поступающего в воду в результате обмена на натрий, в большинстве случаев оказывается недостаточным для перехода воды в хлоридный тип (табл. 3). Для осуществления такого перехода необходимо участие других типов обменных реакций, прежде всего **реакции кальций-магниевого обмена**, что подтверждается расчетами, выполненными по методу О. В. Шишкиной [13].

В табл. 3 приводятся результаты расчета, проведенного нами для ст. 119 (северо-западная часть Черного моря), где встречены наиболее сильно метаморфизованные иловые воды хлоридного типа [2]. Для каждого из горизонтов были рассчитаны концентрации всех элементов, вычисленные при условии постоянства отношения их к хлору, характерного для черноморской воды нормального состава. Эти величины сопоставлены с аналитически найденными количествами каждого иона и рассматриваются с соответствующим знаком разности. Для учета количества кальция, поступившего в иловую воду при обмене и затем связанного в виде кальцита, произведен дополнительный расчет изменений

Соотношение катионов в обменном комплексе взвеси и верхнего слоя осадка центральной части Черного моря (ст. 6, глубина моря 2050 м)

Объект исследования	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	K ⁺
Взвесь	55,1	23,6	16,3	5,0
Осадок, слой 0—5 см	56,4	25,0	16,0	2,6
Придонная вода (среднее по 9 пробам)	77,0	17,4	3,8	1,8

Таблица 2

Изменение состава обменных катионов в современных морских осадках

Горизонт, см	Содержание катионов, мг-экв/100 г					Содержание катионов, экв.%				Соленость иловых вод, г/л
	в кат	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	

Колонка, в которой развит Ca—Na-тип обмена
Черное море, ст. 210, глубина моря 30 м (устье р. Риони)

0—2	17,1	3,4	3,9	7,8	2,0	19,9	22,8	45,6	11,7	17,9
15—25	15,9	2,8	3,1	8,1	1,9	17,7	19,5	50,9	11,9	17,4
75—125	12,5	1,6	2,6	6,4	1,9	12,9	20,7	51,2	15,2	18,1
275—325	9,9	1,2	2,3	4,9	1,5	12,1	23,2	49,5	15,2	18,4
375—425	9,9	1,3	2,8	5,1	0,7	13,1	28,3	51,5	7,1	18,4
490—550	13,8	1,6	2,7	7,2	2,3	11,6	19,5	52,2	16,7	18,8

Колонка, в которой развит Ca—Mg-тип обмена
Каспийское море, ст. 6, глубина моря 460 м

35—55	24,2	8,8	5,9	8,3	1,2	36,3	24,4	34,3	5,0	13,9
153—181	18,9	5,3	7,0	5,4	1,2	28,0	37,0	28,6	6,4	13,6
230—265	23,0	6,5	9,1	5,3	2,1	28,5	39,4	23,0	9,1	14,2
470—500	15,0	4,0	6,5	3,2	1,3	26,7	43,3	21,3	8,7	11,9
520—560	10,9	2,2	5,5	2,8	0,4	20,3	50,3	25,7	3,7	11,5
627—647	13,8	2,6	7,4	2,5	1,3	18,9	53,4	18,2	9,5	11,8

Колонка, в которой развит Na—Mg-тип обмена
Каспийское море, ст. 16, глубина моря 621 м

0—50	36,6	13,7	9,5	11,4	2,0	37,6	25,8	31,1	5,5	14,8
82—117	34,1	12,4	10,1	10,7	0,9	36,4	29,4	31,5	2,7	13,7
212—239	37,2	13,3	12,8	8,7	0,9	37,2	35,9	24,4	2,7	14,0

Колонка с сопряженным типом обмена
Азовское море, ст. 3, глубина моря 11 м

0—5	19,9	3,0	2,4	9,1	5,4	13,1	12,1	45,7	27,1	13,7
5—25	23,0	3,4	3,0	10,5	6,1	14,9	13,0	45,6	26,5	12,0
115—140	25,1	2,5	3,2	15,5	3,9	9,9	12,7	61,9	15,5	13,1
145—170	29,1	2,6	4,8	17,4	4,3	9,0	16,3	59,8	14,9	13,2
286—306	25,1	2,4	3,6	15,7	3,4	9,7	14,4	62,4	13,5	12,7
370—390	16,6	0,9	4,4	9,4	1,9	5,7	26,4	56,4	11,5	11,9
390—415	22,0	1,2	6,5	11,9	2,4	5,6	29,4	54,1	10,9	

Колонка, в которой развит Na—K-тип обмена
Черное море, ст. 48, глубина моря 2030 м

0—10	28,3	2,9	8,8	14,4	2,9	10,2	31,1	50,6	8,1	22,1
24—70	24,9	1,6	8,8	12,4	2,1	6,6	35,3	49,6	8,5	22,4
70—100	15,5	2,3	6,0	5,2	2,0	14,6	39,0	33,8	12,6	22,4
183—222	8,6	1,5	2,5	2,8	1,8	17,5	29,0	32,6	20,9	22,6
227—269	8,0	1,4	2,3	2,3	2,0	17,5	28,8	28,7	25,0	23,0

концентраций сульфат-ионов и величины щелочного резерва, происходящих вследствие процесса сульфат-редукции. Как следует из приведенных данных, прирост концентрации кальция в иловой воде не может быть обеспечен только понижением концентрации натрия. Вытеснение кальция из обменного комплекса осадков осуществляется как натрием,

Таблица 3

Изменение концентраций ионов в иловых водах Черного моря при образовании вод хлоридного типа, мг-экв/л (ст. 119, глубина моря 1340 м)

а. Расчет количества кальция, выведенного из воды при образовании хемогенного кальцита

Горизонт, см	Cl ⁻ , мг-экв/л	SO ₄ ²⁻			alk				Ca ⁺⁺ , связанный в CaCO ₃
		вычисленное	фактическое	ΔSO ₄ ²⁻	вычисленное	фактическое	Δalk	количество alk, связанное в CaCl ₂	
0—23	339	34	27	-7	1	4	3	4	4
29—70	328	33	22	-11	1	4	3	8	8
130—167	321	32	13	-19	1	7	6	13	13
167—187	318	32	10	-22	1	3	2	20	20
242—258	293	30	0	-30	1	4	3	27	27
270—283	268	27	0	-27	1	3	2	25	25
283—330	243	25	0	-25	1	1	0	25	25
330—400	238	24	0	-24	1	2	1	23	23
430—460	238	24	3	-21	1	1	0	21	21

б. Изменение концентраций катионов с учетом количества кальция, пошедшего на образование кальцита

Горизонт, см	Ca ⁺⁺				Mg ²⁺			Na ⁺			K ⁺		
	вычисленное	фактическое	с учетом CaCO ₃	ΔCa ⁺⁺	вычисленное	фактическое	ΔMg ²⁺	вычисленное	фактическое	ΔNa ⁺	вычисленное	фактическое	ΔK ⁺
0—23	14	14	18	4	68	65	-3	289	283	-6	6	8	2
29—70	13	14	22	9	66	62	-4	280	270	-10	6	8	2
130—167	13	15	28	15	64	66	2	274	253	-21	6	6	0
167—187	13	15	35	23	64	51	-13	272	259	-13	5	6	-1
242—258	12	17	44	32	59	42	-17	250	234	-16	5	5	0
270—283	11	29	53	42	54	38	-16	229	200	-29	4	2	-2
283—330	10	40	65	55	49	35	-14	207	168	-39	4	2	-2
330—400	10	43	66	56	48	30	-18	203	165	-38	4	2	-2
430—460	10	45	66	56	48	25	-23	203	170	-33	4	2	-2

так и магнием, обладающим большей по сравнению с натрием энергией поглощения.

Развитие биохимического процесса сульфат-редукции активно способствует оживлению кальций-натриевого и кальций-магниевого обмена. Образовавшийся в результате этой реакции ион HCO₃⁻ (CO₃²⁻) связывается с кальцием иловой воды, что приводит к садке из раствора хемогенного кальцита. В результате обменные равновесия нарушаются и из осадка в воду поступают дополнительные порции кальция. Кроме того, образовавшийся в результате сульфат-редукции сероводород может вступать во взаимодействие с реакционноспособными формами железа, содержащегося в осадке. При этом слой гидроокиси железа, адсорбированный на глинистых минералах, при формировании сульфидов железа удаляется, освобождая для сорбции катионов ранее скрытые поверхности. По подсчетам Бишофа [14], с этим связано наблюдаемое уменьшение в воде катиона магния, при этом емкость обмена может увеличиться на 5—6% и в образцах будет содержаться достаточное количество сульфидов железа.

Поглощение магния осадком из иловой воды хотя и имеет черты, внешне сходные с обычным катионным обменом, который определяется активностью ионов в растворе, но таковым не является. Теоретическое обоснование возможности такого обмена дано в работе [9]. Суть адсорбции в этом случае состоит в изменении типа адсорбента. Изучение

диагенетических изменений морских отложений показывает, что с углублением в толщу донных отложений улучшается окристаллизованность глинистых минералов, уменьшается количество аморфных и коллоидных соединений, наблюдается частичный переход их в кристаллическую форму [5]. Изучение минералогического состава глин современных морских осадков обнаруживает вниз по разрезу общую стабилизацию глинистых минералов, увеличение количества соединений гидрослюдистого и хлорит-гидрослюдистого типа [8]. Исследования состава глинистой фракции осадка, выполненные по нашей просьбе В. Г. Шлыковым, и результаты химических анализов также указывают на наличие в осадке этих изменений. В итоге уменьшается емкость обмена в осадке и частично наблюдается изменение в характере адсорбционных мест, которое приводит к выталкиванию в раствор всех катионов, имеющих размер более $0,9 \text{ \AA}$ и не уместяющихся в тетраэдрических и октаэдрических полостях кислородной упаковки [9]. Такой механизм обмена обуславливает селективное поглощение из воды иона магния, обладающего наименьшим ионным радиусом. В этом случае катионы проникают в межpacketные пространства и занимают обменные положения не только на поверхности, но и внутри кристаллов.

Как показали наши исследования, при поглощении осадком магния возможны как кальций-магниева, так и натрий-магниева реакции обмена. Не всегда удается выделить в колонках эти два вида катионного обмена в чистом виде, однако нередко встречаются случаи, когда тот или иной вид обмена преобладает. Это обусловлено различиями в составе обменного комплекса осадка, т. е. в конечном итоге соленостью бассейна седиментации, а на первом этапе — составом обменного комплекса речных взвесей, поставляющих осадочный материал на дно бассейна. Например, в солоноватоводных бассейнах Новозвксинского или каспийского типов, в которых концентрация кальция преобладает над натрием в обменном комплексе, при диагенезе будет развиваться реакция кальций-магниевого обмена.

Преобладание того или иного вида магниевого обмена может определять процессы прямой или обратной метаморфизации иловой воды. Так, кальций-магний обмен оказался преобладающим в толще осадков Каспийского моря. Анализ данных по составу иловой воды и осадков Каспия показал, что здесь прослеживаются процессы прямой метаморфизации, однако переход иловой воды в хлоридный тип наблюдается лишь в единичных случаях. Формирование поровых вод хлоридного типа, вскрытых глубоководным бурением по периферии океанов, в значительной степени определяется именно этой формой обмена [3].

Реакция натрий-магниевого обмена имеет локальное распространение, но изучение этого процесса представляет чрезвычайный интерес, так как в специфических условиях он может определять направление обратной метаморфизации иловой воды — явления весьма редкого в иловых водах морей и океанов. Один из возможных механизмов его можно представить себе следующим образом. Если обменный комплекс осадка формируется в морской и иловой воде с резким преобладанием натрия, как, например, в голоценовых отложениях Черного моря, то это отражается и на составе поглощенного комплекса. При опреснении или резкой смене гидрохимических условий на границе вода — донные отложения натрий может удаляться из осадка в иловую и придонную воду, что вызовет обмен натрия на магний. Этому процессу способствует многостадийная сульфат-редукция при переменной окислительно-восстановительной обстановке в илах и, как следствие этого, быстрый рост щелочного резерва и удаление кальция из иловой воды. Такие условия могут реализоваться в приустьевых зонах моря, например в Днепро-Бугском лимане Черного моря, где наблюдались явления обратной метаморфизации иловых вод, приводящие к формированию вод сульфатно-натрие-

вого подтипа и карбонатного типа, появление которых обусловлено не только своеобразной гидродинамикой данного региона, но и влиянием антропогенных загрязнений. Аналогичные проявления обратной метаморфизации обнаруживаются и при субмаринной разгрузке пресных или менее минерализованных вод под дном морей и океанов у континентальных окраин [3]. Следует учитывать и другую потенциальную возможность активизации натрий-магниевого обмена — поступление осадочного материала в бассейн из областей засоления, где терригенные частицы могут преимущественно сорбировать на себе ион натрия. Примеры перечисленных типов обменных реакций изображены на трехкомпонентных диаграммах (см. фигуру), где линии с точками и стрелками

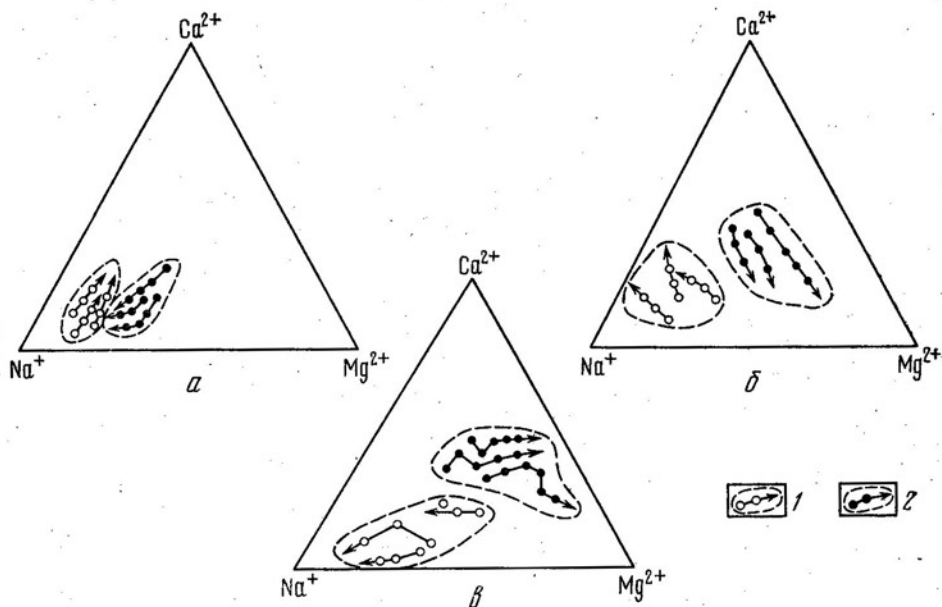


Диаграмма изменения состава иловых вод и обменного комплекса в современных морских осадках (сумма кальция, натрия и магния принята за 100%)

В осадках развиты реакции: *a* — Ca^{2+} — Na^{+} -обмена (Черное море), *б* — Ca^{2+} — Mg^{2+} -обмена (Каспийское море), *в* — Na^{+} — Mg^{2+} -обмена (Каспийское море); 1 — иловая вода; 2 — обменный комплекс

отражают направленные и взаимосвязанные изменения в составе обменного комплекса и иловой воды на последовательных по глубине горизонтах колонок осадков.

Особый интерес представляет вопрос о сорбции калия осадком. Поведение калия в зоне гипергенеза определяется главным образом двумя факторами: повышенной адсорбцией калия коллоидными частицами и потребностью в калии живого вещества [1]; причем установлено, что калий не только сорбируется веществом ила, но также в значительной степени фиксируется решеткой минералов при образовании гидрослюд [12]. В настоящее время хорошо известно, что обменной способностью обладают как минеральная, так и органическая части осадка. В процессе работы нами проведено исследование обменного комплекса минеральной и органической частей осадка отдельно. Емкость обмена органической части составила 8,4—36,7%, в среднем 18% от суммарной емкости обмена при колебаниях $C_{\text{орг}}$ от 0,8 до 5%, а в слоях, обогащенных сапропелем, она достигает 40% и более. Расчеты показали, что емкость обмена 100 г органической фазы современных морских осадков составляет в среднем по 9 пробам 160 мг-экв. Для минеральной части осадка

эта величина колеблется в зависимости от минералогического состава пробы от 2,9 мг-экв в песчаных разностях до 40 мг-экв/100 г в глинистых. При этом органическим веществом осадка сорбируется в среднем 27,7% Ca^{2+} , 17,2% Mg^{2+} , 14,4% Na^+ , 59,7% K^+ от количества соответствующего катиона, поглощенного всем осадком [10]. При разложении органического вещества на стадии диагенеза в иловую воду поступают дополнительные количества кальция и в особенности калия, в результате чего равновесие в системе иловая вода — осадок может быть нарушено, в частности, это может активизировать натрий-калиевый обмен.

Существенным фактором, влияющим на катионный обмен, являются условия седиментогенеза отложений. При лавинной седиментации осадки, сформировавшиеся на шельфе, могут почти мгновенно оказаться у подножия континентального склона на большой глубине. Вследствие резкого диссонанса состава поглощенного комплекса в окружающей обстановке быстро развиваются обменные процессы. Такова колонка ст. 48, отобранная нами у Анатолийского побережья, в устье подводного каньона, куда мог поступать осадочный материал из района Босфора. В этой колонке, сложенной алевроитово-глинистым материалом со значительной примесью фораминифер и диатомовых водорослей, нехарактерных для данной глубоководной зоны Черного моря (глубина 2030 м), установлены процессы натрий-калиевого обмена вдоль всей колонки (см. табл. 2) и обратная метаморфизация иловых вод, приводящая к появлению на глубине около 3 м в колонке вод карбонатного типа [3].

Помимо указанных в современных морских осадках существуют, по-видимому, и другие, более сложные, смешанные или сопряженные формы обмена, например когда одна пара катионов замещается другой, более стабильной в условиях уплотняющегося осадка. Так, $\text{Ca}^{2+} + \text{K}^+$, одновременно удаляясь в иловую воду, могут обмениваться на $\text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+$ в составе поглощенного комплекса с сохранением суммарной валентности (см. табл. 2, с. 3). Выводы о возможности развития в осадках натрий-магниевого, натрий-калиевого и некоторых других типов обмена находят хорошее подтверждение при анализе данных по составу иловых вод, полученных Ф. Л. Сайлсом [15] для Атлантического океана, и многочисленных наших собственных материалов по целому ряду внутренних морей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили выделить несколько типов обменных реакций, в результате которых иловые воды современных морских осадков метаморфизуются в зависимости от преобладания того или иного типа обмена в прямом или обратном направлении.

1. Образование вод хлоридного типа связано с обменными процессами, в результате которых из обменного комплекса в иловую воду переходит катион кальция. В современных осадках кальций может обмениваться на натрий и магний воды, которые сорбируются глинами независимо друг от друга. При этом реакция кальций-натриевого обмена наиболее активно развита во взвеси и поверхностном слое осадка. В толще осадков эта реакция развивается, если по разрезу отложений соленость иловых вод резко меняется. Реакция кальций-магниевого обмена связана с процессами селективного поглощения магния осадком в течение диагенеза при изменении свойств самого осадка. Сульфат-редукция способствует активизации этих процессов, так как приводит к удалению из раствора иона кальция, в результате чего обменные равновесия, установившиеся в системе после оседания частиц на дно бассейна, нарушаются.

2. Реакции натрий-магниевого и натрий-калиевого обмена развиваются локально и не носят всеобщего характера. Однако несмотря на ограниченное проявление этих реакций, они очень важны, так как раз-

вите их может привести к процессам обратной метаморфизации иловых вод в разрезе осадков и даже к появлению в осадке вод карбонатного типа.

Полученные результаты свидетельствуют о сложности и многообразии типов катионного обмена в системе вода — осадок и указывают на определяющую роль обменных реакций в процессах метаморфизации иловых вод. Развитие этих процессов наряду с сульфат-редукцией и другими биохимическими реакциями в конечном итоге может привести к появлению в толще морских донных отложений иловых вод нового химического типа.

Литература

1. *Валяшко М. Г.* Закономерности формирования месторождений солей. МГУ, 1962.
2. *Валяшко М. Г., Гурский Ю. Н.* Закономерности формирования химического состава иловых вод Черного моря.— В кн.: Химико-океанологические исследования. М.: Наука, 1979.
3. *Валяшко М. Г., Гурский Ю. Н., Гричук Д. В.* О направлении развития химического состава поровых вод в донных отложениях морей и океанов.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 4.
4. *Витвицкая И. В., Гурский Ю. Н., Левшенко Т. В.* Катионный обмен в системе осадок — иловая вода при диагенезе донных отложений северо-восточной части Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 3.
5. *Горькова И. М., Душкина Н. А., Рябичева К. Н.* Структурно-механические свойства четвертичных илов.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
6. *Гурский Ю. Н.* Химический состав иловых вод Каспийского моря.— В кн.: Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев: Наукова думка, 1974.
7. *Зайцева Е. Д.* Емкость обмена и обменные катионы в осадках Тихого океана.— В кн.: Химия Тихого океана. Гл. 2. М.: Наука, 1966.
8. *Куприн П. Н., Щербаков Ф. А., Бурмистрова З. П., Шевченко А. Я.* Процессы накопления и состав глинистой части современных осадков шельфа северо-западной части Черного моря.— В кн.: Комплексные исследования природы океана. МГУ, 1973, вып. 4.
9. *Лебедев В. И.* К седиментационно-диагенетической теории образования хлоридно-кальциевых вод.— Вестн. ЛГУ, 1966, № 6, вып. 1.
10. *Левшенко Т. В.* Изучение поведения обменного комплекса осадков в процессе метаморфизации иловых вод Черного моря.— Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук, МГУ, 1979.
11. *Саркисян С. Г., Котельников Д. Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1971.
12. *Тагеева М. М., Тихомирова М. Н.* Гидрохимия донных осадков Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
13. *Шишкина О. В.* Геохимия морских и океанических иловых вод. М., Наука, 1972.
14. *Bischoff J., Gansy J., Booth J.* Magnesium removal in reducing marine sediments by cation exchange.— Geochim. et cosmochim. acta, 1975, № 54, v. 39.
15. *Sayles F. L.* The composition and diagenesis of interstitial solutions.— 1. Fluxes across the seawater — sediment interface in the Atlantic Ocean.— Geochim. et cosmochim. acta, 1979, № 4, v. 43.

МГУ,
ВНИИГАЗ,
Москва

Поступила в редакцию
1.VII.1980

УДК 551.351 : 552.122 (265)

**УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ
ЧУКОТСКОГО МОРЯ**

ШУЙСКИЙ Ю. Д., ОГОРОДНИКОВ В. И.

Рассмотрение процесса формирования осадков на дне моря показало, что их гранулометрия определяется абразией берегов и подводного склона, ледовым и эоловым сносом, составом твердого стока рек и водообменом с соседними водоемами; особое влияние на гранулометрию стоков оказывают условия седиментации, динамика вод, а также рельеф берегов и дна бассейна.

Одной из наиболее важных характеристик современных морских осадков и осадочных пород является их гранулометрический состав. Вместе с вещественным (минералогическим и химическим) он отражает существо осадка как геологического тела и помогает анализировать его генезис. Особенно большое значение приобретает изучение гранулометрического состава донных осадков арктических морей, где повсеместное распространение получили терригенные отложения. Результатам изучения источников сноса осадочного материала и распределения разных фракций донных осадков в Чукотском море и посвящена данная статья.

Основная цель работы достигнута во время морских и береговых экспедиций в 1967, 1969, 1972 и 1976 гг., в которых изучено более 200 геологических станций с отборами кернов вибропоршневой и ударной трубками и дночерпательных проб. На берегу выполнено маршрутное картирование абразионных и аккумулятивных форм рельефа, отобраны образцы пляжевых наносов. В 1967 и 1976 гг. осуществлены повторные съемки береговых абразионных участков в районах западнее м. Якан, восточнее м. Ванкарем и юго-западнее м. Джэнрэтлен. Во время маршрутных береговых работ получены опросные сведения о динамике берегов. Широко привлекались результаты исследований других авторов. При составлении карт распределения различных фракций осадков анализировались источники терригенного осадочного материала, использовались данные по рельефу дна, учитывалось действие гидрологических и ледовых факторов, сделана попытка оценить основные элементы баланса осадочного вещества.

СНОС ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В МОРЕ

Донные осадки Чукотского моря питаются из нескольких источников. Судя по составу, осадки сложены исключительно терригенным материалом (до 98—99%), поскольку почти абсолютно преобладает снос с суши. Этот процесс, очевидно, происходил в течение всего голоцена, когда окраины Азии и Северной Америки оказались затопленными

трансгрессировавшими водами океана [7]. Как и в других полярных морях, основные источники осадочного материала — абразия берегов и подводного склона, речной сток, ледовый снос, эоловые процессы. До недавнего времени совершенно не предпринимались попытки количественного расчета поступлений материала в Чукотское море. Тем более не было расчетов баланса и его количественной характеристики, что дает возможность более обоснованно объяснить закономерности седиментогенеза в данном водоеме. Первые количественные оценки продуктивности источников питания осадочным материалом выполнены Н. А. Беловым [4] и авторами этой статьи [22]. Было показано, что в Чукотское море выносятся разнообразные фракции материала. Отмечалось, что в отличие от многих других морей, в том числе и северных, твердый сток рек имеет здесь второстепенное значение как источник питания донных осадков и фактор формирования гранулометрического состава, что обусловлено перехватом речных наносов многочисленными лагунами, лиманами, заливами, часто малым речным стоком. Заметим, что второстепенный твердый сток рек характерен для таких морей, как, например, Баренцево, на что указывала М. В. Кленова [10], а также Берингово, согласно А. П. Лисицыну [15].

Ледовый вынос. Количественным расчетам продуктивности источников питания донных осадков с помощью льда посвящена работа Н. А. Белова [4]. Пользуясь методом аналогий, он дал приближенную оценку сноса морским льдом, равную 9 млн. т/год. Однако непосредственный отбор проб льда в районах мысов Шмидта, Якан и около косы Беяка (всего 27 опробований) показал, что ледовый вынос достигает 8,1 млн м³/год [22]. Это почти в 2 раза больше, чем подсчитал Н. А. Белов [5]. Расхождение связано, вероятно, с различной методикой подсчетов. Результаты, полученные нами, по-видимому, более достоверны. В полярных морях Северного полушария терригенный материал выносится с помощью морских, а не континентальных льдов [16]. Для Чукотского моря морские льды — практически единственный ледовый фактор, тогда как в иных морях вынос материала осуществляется и материковыми (море Баффина), и речными (море Лаптевых) льдами. Для лучшего понимания процессов ледового выноса осадочного материала из береговой зоны в открытое море представляют интерес предложенные нами четыре механизма.

Наиболее распространено волновое перемешивание прибрежных вод, во время которого воды насыщаются взвесью. Дальнейшее замерзание приводит к фиксации взвешенных частиц в толще льда. Но особенно заметно насыщение льда наносами тогда, когда волнения действуют на лед в стадии шуги или сала. В этом случае возможна концентрация наносов до 15—20% от объема льда. Этот материал может выноситься на сушу или оставаться на месте, а реальный вынос в море происходит только при той степени насыщения, которая допускает плавание льдин. После вмержания наносов возможен отрыв и вынос льда в море. Там лед разрушается и тает сразу или через определенное время в зависимости от погодной обстановки. Такой механизм действует преимущественно в переходные сезоны года, от теплого к холодному и наоборот. Он проявляется, по-видимому, в условиях приглубого и отмелого подводного склона, при снежной и бесснежной зиме, на абразионных и аккумулятивных берегах. Лед может формироваться один или несколько раз, столько же раз выноситься в море вместе с включенными в него терригенными обломками. Гранулометрический состав выносимого материала аналогичен тому, что слагает пляжи в зоне действия прибойного потока.

Второй механизм наиболее действен в условиях бесснежной зимы на аккумулятивных песчаных берегах, отмелых или приглубых. После формирования толщи прибрежного льда ветер сдувает на его поверхность

наносы с берега и верхняя часть ледового покрова насыщается материалом. Нередко толщина навешанных наносов составляет несколько сантиметров. При нагонах по трещинам вода может выступать на поверхность льда и наносы смерзаются, прочно включаясь в лед. В этом случае концентрация наносов может достигать 5—10% от объема льда, но в отличие от первого механизма ширина полосы насыщения составляет не десятки, а сотни метров. В дальнейшем, как и в первом случае, ледовые наносы осаждаются на дно после разрушения и таяния льдин в море. Выносу подвергаются преимущественно песчаные и более мелкие фракции, содержание которых может достигать 90—95%. Этот материал схож по составу с эоловыми береговыми отложениями, а также представлен мелкозернистыми продуктами (фракции мельче 0,05 мм) выветривания горных пород.

Третий механизм проявляется в условиях отмелого подводного склона, действия приливо-отливных и сгонно-нагонных явлений. Во время сгона или отлива лед ложится на дно, к его нижней поверхности примерзают наносы, иногда слоем в 2—3 см. Последующие нагон или прилив поднимают грунт вместе со льдом. Затем по мере наращивания льда наносы окончательно вмержают в ледовую толщу. Многократное повторение этого процесса создает слоистость — прослойки льда чередуются с прослоями осадочного материала. Концентрация терригенных включений в этом случае может достигать 10%. Если между последующими соприкосновениями льда с дном наращивания льда не происходит, то осадок осыпается в воду и наиболее мелкие фракции течениями выносятся в открытое море.

Четвертый механизм связан с выпахивающей деятельностью льдин, преимущественно многолетних. В этом случае отмечается лишь дообогащение, поскольку к уже вмержшим наносам добавляются частицы, поднимаемые льдом при выпахивании. Величины дообогащения могут достигать 0,5—1,0 кг/м² льдин. Этот материал располагается на верхней части льдин; гранулометрический состав его различен в зависимости от того, какого состава материал подвержен выпахиванию. Таким образом, в береговой зоне насыщение льда терригенным осадочным материалом происходит по-разному. Частицы могут вмержать отдельно в верхнюю часть ледовой толщи, в нижнюю часть и во всю толщу сразу. Все четыре механизма и вынос материала льдом в море редко проявляются раздельно, в том числе и на Чукотском море. Обычно они развиваются совместно, правда, с преимуществом какого-то одного. На разных этапах зимнего сезона, по-видимому, могут происходить усиление или ослабление одних и тесное взаимодействие других механизмов выноса.

Наши исследования показали, что насыщение морского льда наносами составляет в среднем около 3—5%, но иногда достигает 20—25%; обычная концентрация 1—2 кг/м², максимальная — до 9—10 кг/м² в зависимости от толщины льда. Механический анализ осадка из растопленных образцов льда показал, что преобладают фракции 5,0—0,1 мм (до 54—59%). Содержание более крупных фракций колеблется от 3 до 51%, более мелких — от 9 до 34%. Зная удельное количество материала (на 1 м²) и процентные содержания отдельных фракций, оказалось возможным подсчитать их количество. Среднее количество частиц мельче 0,1 мм равно 220—430 г/м² (27%), фракций 0,1—5,0 мм — 570—1140 г/м² (57%), а крупнее 5 мм — 160—320 г/м² (16%). Такое соотношение связано в основном с составом прибрежно-морских наносов на Чукотском море. Но не всегда все это количество полностью поступает на дно моря. Значительная часть наносов вообще не выходит в открытое море. Часть из них остается на месте и тает. Другая часть под влиянием морских ветров наползает на берег и тает там. Третья часть может вернуться к берегу после того, как некоторое время продрейфует в море. Поэтому

можно принять, что в среднем льдами выносятся не более 1 кг/м² материала.

Твердый сток рек. На основании анализа среднегодовых величин жидкого стока и мутности рек Чукотского полуострова и Аляски установлено, что суммарная величина твердого стока в Чукотское море достигает 6,3 млн. т/год [18, 20]. Это намного меньше, чем приход в другие моря Арктического бассейна и составляет около 1% суммарного стока в бассейн [1, 6]. Почти все реки в нижнем течении проложили русла по широкой прибрежной равнине. Поэтому течение рек медленное, спокойное, воды прозрачные. Лишь во время паводков, происходящих на июнь, мутность резко повышается и достигает в целом более 100 г/л. За это короткое время (20—25 дней, или 5—7% годового периода) по рекам сбрасывается до 80—90% годовой нормы твердого стока. В составе речных наносов преобладает фракция мелкого алеврита — около 40%. До 15% составляет среднезернистый песок, что связано в основном с сильными паводковыми течениями; пелитовых фракций в целом более 30%. Следовательно, реки выносят более мелкий материал в сравнении со льдами. Зная суммарное количество речных выносов и процентное содержание отдельных фракций, нетрудно подсчитать, что реки поставляют 0,95 млн. т/год среднезернистых песчаных фракций, 2,52 млн. т/год фракций мелкого алеврита, 1,89 млн. т/год пелитовых фракций. Остальные 0,94 млн. т/год приходятся на другие фракции.

Влияние твердого стока на воды Чукотского моря несущественно и охватывает примерно 1,5% площади морской акватории [1, 21], т. е. очень мало, если учесть соотношение площадей моря и речного водосбора. Подобное явление характерно также для западной части Берингова моря [15] и для многих других акваторий, например северо-западной части Охотского моря, западной части Балтийского моря, восточной части Азовского моря, что можно объяснить, видимо, существованием некоторого звена на пути речного материала, которое понижает влияние рек. Таким звеном можно считать прибрежные лагуны, распространенные почти на 320 км вдоль Чукотского побережья. По имеющимся данным [3] можно подсчитать скорости осадконакопления в лагунах Чукотского побережья, составляющие в среднем 2 мм/год за голоцен, как и во многих других полярных и дальневосточных морях. Если учесть длину лагун и принять среднюю ширину их в 3 км, то при указанной скорости осадконакопления в лагунах отлагается почти треть всего твердого стока рек. Вероятно, такого же порядка улавливающая роль лагун может быть отмечена и на других полярных побережьях. В составе лагунных отложений высоко содержание песчаных и более крупных фракций терригенного материала — до 15%. Следовательно, лагуны улавливают в первую очередь крупнозернистый материал из рек, а в море пропускают прежде всего алевритовые и пелитовые фракции.

Золотый вынос. Процессы непосредственного ветрового выноса терригенного материала в Чукотское море незначительны в связи с климатической зональностью осадконакопления [17] и развитием полярного типа прибрежно-шельфового морфолитогеоза [9]. Аккумулятивные формы прибрежного рельефа и пляжи сложены в основном гравийно-галечными наносами, которые практически не реагируют на действие ветра. Песчаные формы, наиболее активно подверженные дефляции, мало распространены [10], поэтому и возможности ветрового переноса ограничены. В теплую половину года, когда устанавливается сибирская область низкого давления атмосферы, ветер дует преимущественно в сторону суши и материал перемещается с небольших площадей песчаных аккумулятивных форм в основном не в море, а на сушу. Зимой, когда происходит ветровой перенос с суши на море, поверхность воды покрыта льдом и золотый материал осаждается на поверхность льда. В это время начинает действовать второй механизм ледового выноса материа-

ла в море, обуславливающий повышенные содержания алеврито-пелитовых фракций в составе морского льда.

Поступление материала под влиянием абразии. Несмотря на большую продолжительность ледостава в прибрежной зоне Чукотского моря, берега здесь развиваются в основном под влиянием волновых процессов. Об этом свидетельствует широкое распространение активных клифов и бенчей, выработанных в породах различной прочности [2, 8, 10]. Скорости абразии клифов довольно велики — в среднем 0,2—0,4 м/год в метаморфизованных осадочных породах и до 3—5 м/год в рыхлых осадочных породах аллювиального, лагунно-морского и делювиального генезиса, согласно нашим исследованиям и данным Ф. Э. Арэ [1]. Подсчеты показали, что за счет абразии клифов в море сносится 14,3 млн. м³/год осадочного материала разного гранулометрического состава [23]. Примерно 25% этой суммы (около 3 млн. м³/год) приходится на грубообломочный материал скальных пород (щебень, дресва и др.), который, окатываясь и истираясь волнами, отлагается в основном на прибрежных аккумулятивных формах, а частично выносится льдом в море. Остальные 75% абразионного материала из клифов представлены гравийно-галечными, песчаными, алевритовыми и пелитовыми фракциями с заметным преобладанием последних двух. Согласно данным [8, 24], песчаные фракции составляют до 25% негрубозернистого материала (14,3—3=11,3 млн. м³/год), алевритовые — около 30%, пелитовые — 40% в соответствии с гранулометрическим составом питающих материнских пород. Отсюда несложно вычислить, что в Чукотское море поступает 0,6 млн. м³/год глыбовых обломков, 3 млн. м³/год дресвяно-щебневых, 2,8 млн. м³/год песчаных, 3,4 млн. м³/год алевритовых фракций и 4,5 млн. м³/год пелитовых фракций. Очевидно, почти половина материала из клифов представлена тонкозернистыми фракциями. В Чукотское море сносится преимущественно мелкий материал в отличие от некоторых других морей, например Охотского.

Но абразионные процессы проявляются не только в надводной части береговой зоны, в пределах клифов. Подробный анализ седиментационных процессов позволил П. А. Каплину [10] сделать вывод, что основная масса наносов мобилизуется в береговой зоне от абразии подводного склона. Этот вывод подтверждается данными Н. А. Белова и В. И. Огородникова [7], закартировавших обширные площади бенчей, составившие почти 90 тыс. км² (из 582 тыс. км² всего моря), а также данными Е. В. Ключева [12, 13], который обнаружил высокие скорости абразии очень широких бенчей. Следовательно, активный снос материала осуществляется с поверхности морского дна, площадь которой достигает около 90 тыс. км², а шельфовое осадконакопление — на площади около 500 тыс. км². Обычное соотношение между величинами сноса осадочного материала из клифов и бенчей в береговой зоне других морей, в частности расположенных в умеренной зоне, составляет от 1:1 до 1:3 при условии, что берега и подводный склон сложены рыхлыми осадочными породами. Поэтому ранее нами было принято, что с подводного склона Чукотского моря выносится в 2 раза больше материала, чем с клифов [23]. Однако в дальнейшем оказалось возможным выполнить прямые расчеты, которые, конечно, более достоверны, поскольку осуществляются не по аналогиям, а с использованием данных о ширине бенчей и скоростях их абразии.

Непосредственные наблюдения и сопоставление повторных точных батиметрических съемок позволили установить, что в береговой зоне полярных морей, в том числе и Чукотского, подводный склон шириной до 7—12 км углубляется в среднем на 2—8 см/год [12, 13]. Если принять по минимуму ширину и углубление бенчей, то удельный снос с них составит $7 \text{ км} \times 0,02 \text{ м/год} = 140 \text{ м}^3/\text{год}$ в расчете на 1 м длины берега. Из этой величины нужно исключить 25—30% объема, приходящегося

на жильный лед в вечномерзлых толщах. Оставшийся объем ($100 \text{ м}^3/\text{м} \cdot \text{год}$) надо умножить на длину берега, напротив которого бенчи сложены рыхлыми вечномерзлыми осадочными породами (310 км). В результате получим суммарную продуктивность питания осадочным материалом бенчей Чукотского моря — 31 млн. $\text{м}^3/\text{год}$. Эта величина близка полученной нами ранее другим способом, что свидетельствует о ее достоверности и подтверждает предположения П. А. Каплина [10]. Таким образом, за счет абразии бенчей в море поступает почти столько же материала, сколько и за счет всех других анализировавшихся источников. Если принять гранулометрический состав питающих пород на подводном склоне таким же, как и в клифах, то можно получить количество различных фракций с бенчей. Оказалось, что с подводного склона поступает в море 9,3 млн. $\text{м}^3/\text{год}$ песчаных и более крупных фракций, 9,3 млн. $\text{м}^3/\text{год}$ алевритовых и 12,4 млн. $\text{м}^3/\text{год}$ пелитовых фракций. Таким образом, в составе сносимого осадочного материала преобладают песчаные и более мелкие фракции.

Роль Тихоокеанского течения. В отличие от других полярных морей в Чукотское огромен приток материала из Тихого океана. По имеющимся данным [14, 16], итоговый приход составляет 110—154 млн. т/год в зависимости от скоростей Тихоокеанского течения и концентрации взвеси в нем. Средняя величина принята нами в 120 млн. т/год. В составе взвеси, поступающей из Тихого океана, преобладают пелитовые фракции. Подчиненное значение имеет фракция мелкого алеврита. По-видимому, в придонном горизонте активно перемещаются и влекомые песчаные наносы, судя по большим скоростям течений (до 0,5 м/с) и по обнаруженному нами обширному полю песчаных волн на дне в северной части Берингова пролива и прилегающей части Чукотского моря.

ЭЛЕМЕНТЫ БАЛАНСА ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Приведенные выше данные показывают, что в Чукотское море поступает около 220 млн. т/год осадочного материала из разных источников: 77 млн. т/год ($45,3 \text{ млн. м}^3/\text{год}$) — из клифов и бенчей, 15 млн. т ($8,1 \text{ млн. м}^3$) — под влиянием льда, 7 млн. т ($3,7 \text{ млн. м}^3$) — в виде твердого стока рек и 120 млн. т ($70,6 \text{ млн. м}^3$) приносится Берингоморским течением из Тихого океана. В них примерно 185 млн. т/год составляет алеврито-пелитовый материал. Реально установлено, что песчаные и более крупные фракции поступают под влиянием абразии берегов и подводного склона, и в открытое море они выносятся льдом и придонными течениями за пределы береговой зоны. В связи с концентрацией сравнительно крупного материала (в основном фракции крупнее 0,1 мм) около берега на открытый шельф должны поступать преимущественно частицы алевритовых и более мелких классов крупности. Следовательно, надо ожидать, что наиболее распространены на дне Чукотского моря алевритовые и более мелкие осадки; песчаные, видимо, должны быть приурочены в основном к прибрежной части дна и занимать там гораздо меньшие площади.

Представляет интерес вопрос о распределении всего количества осадочного материала, поступающего из разных источников в Чукотское море. Прежде всего надо выяснить, сколько материала уходит на формирование донных осадков в открытой части шельфа за пределами береговой зоны. Результаты бурения с помощью вибропоршневых и ударных трубок позволили нам составить карту мощностей голоценовых осадков, вероятно, первую для Чукотского моря. Возраст осадков определен в 9—11 тыс. лет. Наибольшую площадь дна, примерно 200 тыс. км^2 , занимают осадки, скорости накопления которых равны 20—15 см/1000 лет. Примерно на $1/3$ площади дна осадки накапливались со скоростью 15—10 см/1000 лет, а остальная часть, в основном около берега,

занята осадками со скоростями накопления 10—1 см/1000 лет. Среднюю скорость осадконакопления в течение голоцена можно оценить в 15 см/1000 лет, что характерно для дна полярных морей [5] и вообще окраинных морей Мирового океана [16, 17]. Если условно принять, что с такой скоростью происходило накопление осадков вне современного размыва и абразии дна (т. е. на площади до 500 тыс. км²), то окажется, что ежегодно на формирование донной осадочной толщи уходит 75 млн. м³, или 130 млн. т материала. Около 5 млн. т/год питают вдольбереговые потоки наносов и прибрежно-морские аккумулятивные формы. Остальные 85 млн. т/год, возможно, уходят в глубоководную часть Арктического бассейна и питают абиссальные области дна. Согласно изложенному выше, эта часть материала в отличие от крупнозернистого прибрежно-морского представлена в основном взвешенными алеврито-пелитовыми фракциями. Балансовые расчеты позволили обосновать количество и состав материала, поступающего в Чукотское море, и дали возможность получить представление о соотношении различных классов крупности сносимого в море материала из разных источников. В соответствии с закономерностями поступления и распределения терригенного осадочного материала на дне моря формируются области с преобладанием того или иного гранулометрического состава.

ГРУБООБЛОМОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ

В распределении рассеянного грубообломочного материала прослеживаются две основные закономерности: уменьшение общего содержания по мере удаления от берегов и наличие зоны высоких концентраций грубообломочного материала, которая хорошо увязывается со средним положением кромки льдов в навигационный период. На основании выполненных исследований и анализа различных механизмов ледового выноса удалось установить, что зоны распространения и концентрации грубообломочного материала связаны с комплексом природных условий, но основная роль принадлежит разносу морскими льдами, хотя льды переносят не только грубообломочный материал. У п-ва Аляска наиболее высокие содержания фракций крупнее 1 мм (более 30%) прослеживаются до глубины 25 м, а затем отмечается резкое уменьшение их, и на глубинах более 40 м напротив Чукотского полуострова обнаружено минимальное содержание. Зависимость между содержанием в осадках грубообломочного материала и глубиной моря близка линейной, т. е. с увеличением глубин количество фракций крупнее 1 мм в осадках снижается. У о. Врангеля концентрация в осадках грубообломочного материала невысока и в целом незначительно убывает с глубиной, что служит одним из доказательств ослабленного ледового и абразионного разноса вокруг острова. По мере удаления от берега у Аляски высокие содержания фракций крупнее 1 мм в осадках прослеживаются на расстоянии до 20—25 км. Затем наблюдается постепенное уменьшение до минимальных значений (1—2%) в 60—70 км от берега. Напротив Чукотского полуострова содержание грубообломочного материала в осадках резко снижается в 10—15 км от берега.

Полученные данные подтверждаются при рассмотрении влияния динамики вод и ледового режима. Вдоль берегов Аляски проходит мощная ветвь теплого Тихоокеанского течения, которая не только способствует быстрому таянию льдов в этом районе, но также дополнительно приносит лед из Берингова моря. Согласно данным гидрометеорологической обсерватории (бухта Провидения), в Чукотское море приносится до 20% берингоморских льдов. Вместе со льдами поступает дополнительное количество материала, также оказывающего влияние на формирование гранулометрического состава осадков. Теплые течения оказывают гораздо меньшее влияние в районе Чукотского полуострова, а

тем более около о. Врангеля, где формируется Врангелевский ледяной массив. Оторвавшиеся от местных берегов льдины, а также лед, принесенный из Берингова моря и не успевший по дороге растаять, начинают таять в прикромочной зоне. Здесь, очевидно, происходит и основная разгрузка льдов, оторвавшихся от ледников Канадского архипелага и дрейфующих в западном направлении. К северу от прикромочной зоны высоких концентраций содержание грубообломочного материала в некоторых пробах составляет первые доли процента. В подавляющем большинстве собранных проб осадки не содержат грубых фракций.

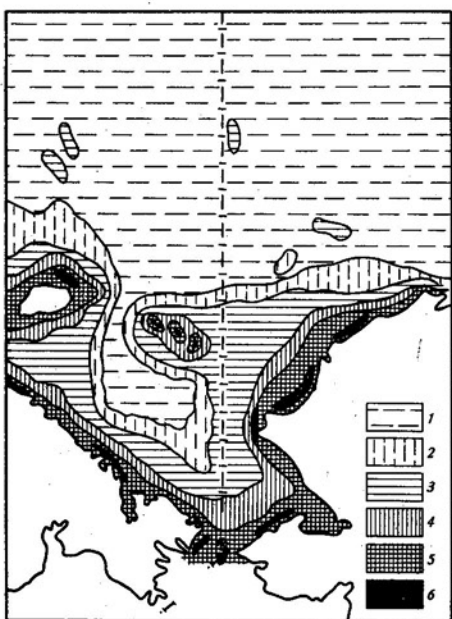
На распределение фракций более 1 мм оказывают влияние и уклоны подводного склона. Напротив Аляски они более пологие и ширина береговой зоны почти в 2 раза больше. Поэтому и ширина зоны волнового выноса этих фракций соответственно больше, чем у берегов Чукотского полуострова. Вокруг о. Врангеля пониженные концентрации грубого материала связаны уже с другими причинами — здесь сведен к минимуму волновой и ледовой разнос. Изучение гранулометрического состава осадков показывает, что за пределами прибрежной зоны размер зерен не превышает гравийной крупности, и только в некоторых пробах отмечено содержание мелкой гальки. Этот материал обычно хорошо окатан. Вблизи берега сортировка осадков, содержащих грубозернистые фракции, хорошая, но по мере удаления от берега ухудшается, поскольку гравийно-галечные зерна поступают с оторвавшихся от берега льдов в тонкие илы, залегающие в районах больших глубин и ослабленной гидродинамической активности.

Таким образом, на основной площади шельфа за пределами береговой зоны наиболее высокие концентрации грубообломочного материала зафиксированы в прикромочной зоне, где осуществляется основная разгрузка морских (чукотских и берингоморских) и материковых (канадских) льдов. В то же время в береговой зоне четко прослеживается зависимость состава осадков от содержания различных фракций в породах, слагающих клифы и бенчи, а также от геологического строения абразионных форм. На участках, где абрадируются скальные породы, преобладают крупные обломки (более 5 мм) различной степени окатанности, как, например, у мысов Онман, Сердце-Камень, Инкигур и др. на Чукотском побережье. При разрушении многолетнемерзлых антропогенных толщ в составе осадков преобладают песчаные фракции, хотя примеси гравийно-галечного материала могут превышать 40%, как около мысов Якан, Ванкарем и др. Особенно низки содержания грубых фракций у берегов Аляски, где абразии подвержены в основном супесчаные и суглинистые клифы и бенчи, а также высоки величины твердого стока рек, впадающих непосредственно в море.

ПЕСЧАНЫЙ МАТЕРИАЛ

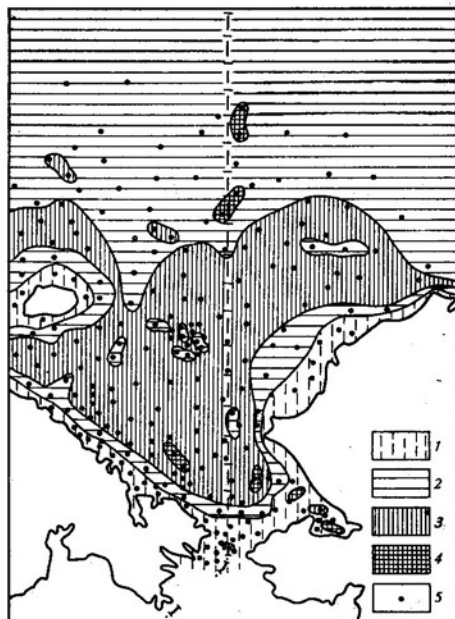
По составленной схеме суммарного распределения песчаного материала в Чукотском море (фиг. 1) видно, что уменьшение его содержания прослеживается по мере удаления от берегов (от более 70 до 5—1 и менее 1%), как и грубозернистых осадков, а в районе Центральной возвышенности — по мере удаления от склонов банок. Наиболее высокие содержания фракций 1—0,1 мм наблюдаются у берегов Чукотки (96,7%), Аляски (91,5%), на банке Геральд (91,23%), в прибрежных областях наибольшего волнового воздействия. Такая закономерность характерна вообще, поскольку очень высокие содержания песчаных фракций для аналогичных условий зафиксированы и в других морях, например в Охотском — до 95—99% [4] и в Беринговом — до 98% [16, 17]. Минимальные концентрации песков отмечены в районах Чукотской котловины, Чукотского желоба и в северной глубоководной части моря — до 0,67—0,77%. Если рассмотреть простирающие зоны различного

содержания песков, можно выделить обширную зону у берегов Аляски, достигающую ширины почти 100 км. Эта зона значительно сужается около берегов Чукотки (20—25 км) и вокруг о. Врангеля (30—40 км). В связи с особенностями распределения льдов и гидродинамических характеристик в береговой зоне приаляскинская часть подвержена волновому влиянию в большей мере. Этот район повышенной волновой активности приурочен к гораздо большей площади Восточного мелководья, чем причукотского Западного и Врангелевского мелководий. Ма-



Фиг. 1. Схема распределения песчаного материала (фракция 0,1—1,0 мм) в донных осадках Чукотского моря

1—1—5%; 2—5—10%; 3—10—30%; 4—30—50%; 5—50—70%; 6—более 70%



Фиг. 2. Схема распределения алевритового материала (фракция 0,1—0,01 мм) в донных осадках Чукотского моря

1—5—10%; 2—10—30%; 3—30—50%; 4—более 50%; 5—станции отбора проб

териал, поступивший за счет абразии клифов и бенчей и размыва мелководных участков дна в зоне активного волнового влияния, подвергается, по-видимому, интенсивной переработке. В результате, согласно закономерностям прибрежно-морской седиментации [2, 9], происходит почти абсолютный вынос более тонких фракций в более глубокие части бассейна и накопление песчаного материала.

В устьевых областях рек, впадающих непосредственно в море, концентрации тонкой взвеси обычно невелики [6, 8], что тоже благоприятствует накоплению песков. Зоны, содержащие 30—10, 10—5 и 5—1% песчаного материала, в которых последний не доминирует, а входит в состав осадков в виде примесей, связаны с удаленностью от областей питания, большими глубинами и соответственно с затуханием гидродинамической активности бассейна. В северной глубоководной части моря в зоне паковых льдов выделено несколько участков с повышенным содержанием фракций 1—0,1 мм (10—30 и даже до 30—50%). Вероятно, эти пятнистые участки приурочены к местам выхода коренных осадочных пород, но точных данных об их генезисе пока не имеется.

В результате абразионного развития клифов и бенчей выносимая в море основная масса крупно- и мелкозернистых песков откладывается

в непосредственной близости от берега. Этот материал концентрируется в зонах распространения гравийно-галечных отложений. Мелкопесчаная фракция как более подвижная взмучивается, переносится подальше от источника питания и, по-видимому, много раз переоткладывается в зоне высокой подвижности вод. Транспортировка, вероятно всего, осуществляется преимущественно волочением и сальтированием по дну, как и песков на дне других морей, например Черного, Балтийского, Баренцева. Следует также отметить способность песчаного материала быстро отмучиваться от более тонких фракций [16, 20]. В связи с этим мелкозернистые пески должны хорошо сортироваться и образовывать осадки, состоящие в основном из зерен этого класса крупности, что подтверждают полученные нами данные по Чукотскому морю. Сортировка песков хорошая и лишь незначительно ухудшается по мере удаления от берега. Коэффициент сортировки обычно находится в пределах 1,2—1,9.

В целом распределение песчаной фракции в открытой части шельфа показывает тесную связь с гидродинамикой и рельефом дна, а в береговой зоне — с источниками сноса терригенного материала. Эти особенности вообще характерны для прибрежно-шельфового морфолитогеоза [9—20] и четко проявляются на Чукотском море. Здесь зоны максимальных концентраций как бы выделяют участки с наиболее высокой степенью взаимодействия волн и течений с дном. Особенно четко эта закономерность проявляется в береговой зоне, где наибольшее развитие получили смешанные галечно-гравийно-песчаные отложения.

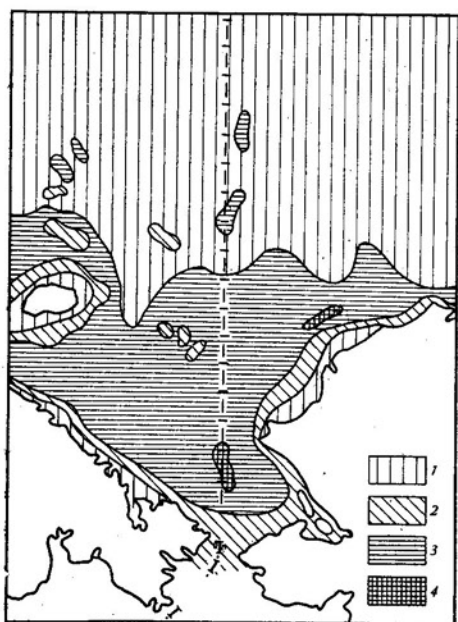
АЛЕВРИТОВЫЙ МАТЕРИАЛ

Зона содержания алевритовых фракций 0,1—0,01 мм (30—50%) занимает самую большую площадь дна Чукотского шельфа, что отражает особенности состава сносимого терригенного материала из разных источников. Содержание алеврита постепенно уменьшается по мере приближения к берегам (30—10 и 10—5%) и к более глубокой северной части моря (30—10%). В районе Центральной возвышенности также отмечено содержание алевритовых фракций в донных осадках, равное 30—10%. Обнаружены небольшие локализованные участки повышенного содержания алевритов (более 50%) в южной и северной частях моря и в зал. Коцебу (фиг. 2). В отличие от распределения грубозернистых и песчаных фракций минимальные содержания алевритовых частиц приходится на прибрежные части дна; отсюда, как указывалось, вследствие высокой гидродинамической активности фракции 0,1—0,01 мм выносятся в более «затишные» зоны глубокого дна. Участки наиболее высоких содержаний (30—10%) фракции крупного алеврита (0,1—0,05 мм) распространяются на основную часть поверхности шельфа и ближе подходят к берегам, чем фракция мелкого алеврита (0,05—0,01 мм). Последняя тяготеет в основном к более глубоководной части бассейна. В районе Чукотского желоба и глубоководной северной области дна содержание крупного алеврита снижается до 5—1%, тогда как мелкого остается постоянным — до 10—30%.

Схема распределения крупного алеврита (фиг. 3) в общих чертах повторяет схему суммарного распределения алевритовых фракций, но с несколько сдвинутыми процентными содержаниями в сторону уменьшения. Максимальные концентрации (более 30%) приурочены к Чукотской котловине (точнее, к ее бортам) и к нескольким участкам в восточной и юго-восточной частях шельфа. Минимальные (в среднем 1—5%) тяготеют к прибрежной зоне около Чукотского полуострова, Аляски и о. Врангеля, откуда основная масса материала алевритовой крупности выносятся в гидродинамически более спокойные зоны. В северной глубоководной области моря и в самом Чукотском желобе минимум крупного алеврита обусловлен ограниченностью дальности переноса во

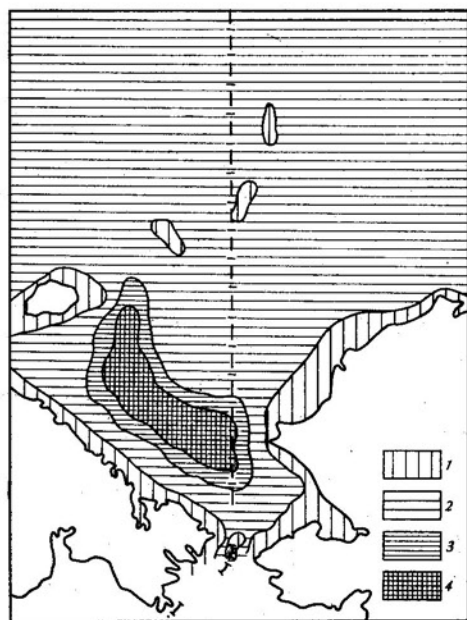
взвешенном состоянии и значительным разбавлением пелитовым материалом.

Распределение алевритовой фракции имеет существенные отличия. Наиболее высокие ее концентрации (более 30%) отмечены в Чукотской котловине, на днище которой происходит активное накопление алеврито-пелитовых илов в условиях ослабленной динамики вод. Отличие фракции мелкого алеврита от крупного состоит в том, что при взмучивании мелкоалевритовые частицы очень трудно отделяются от пелитовых, достаточно легко переносятся во взвеси и затем отлагаются, создавая высокие концентрации в ближайших «затишных» зонах. При дли-



Фиг. 3. Схема распределения крупного алеврита (фракция 0,1—0,05 мм) в донных осадках Чукотского моря

1—1—5%; 2—5—10%; 3—10—30%;
4—более 30%



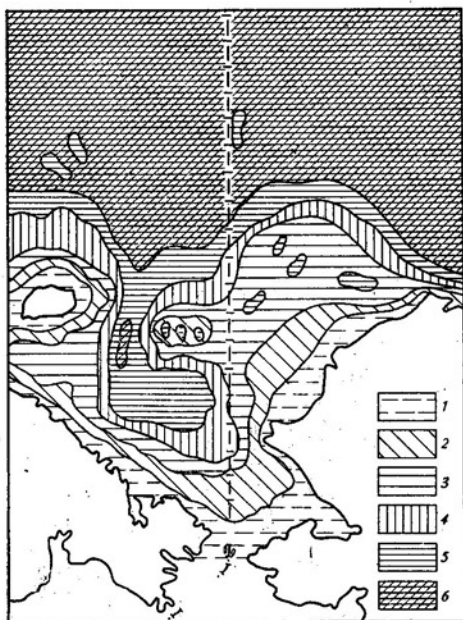
Фиг. 4. Схема распределения мелкого алеврита (фракция 0,05—0,01 мм) в донных осадках Чукотского моря

1—1—5%; 2—5—10%; 3—10—30%;
4—более 30%

тельной транспортировке частицы мелкого алеврита постепенно отделяются от пелитовых и более или менее равномерно распределяются на морском дне, содержание их обычно равно 5—10% (фиг. 4). В этом состоит основная особенность распределения мелкого алеврита — невысокие процентные содержания и вместе с тем повсеместное распространение по дну моря [16, 17]. Минимальные концентрации фракции 0,01—0,05 мм занимают более обширные площади дна у берегов по сравнению с фракцией 0,05—0,1 мм, что объясняется, очевидно, большей подвижностью мелкоалевритовой фракции. Кроме того, крупный алеврит легко отделяется от пелита, но характеризуется ограниченным переносом во взвеси. Сортировка алевритовых осадков колеблется в более значительных пределах по сравнению с песчаными, но часто схожа с сортировкой гравийно-галечных осадков. Встречены как хорошо отсортированные, так и средне- и плохоотсортированные крупно- и мелкозернистые алевриты.

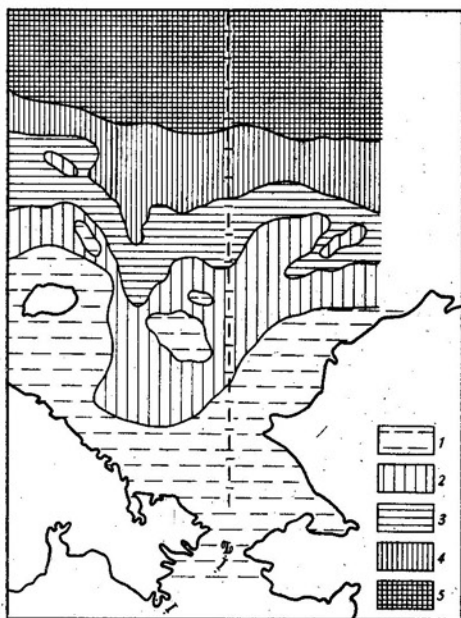
ПЕЛИТОВЫЙ МАТЕРИАЛ

Распределение фракций менее 0,01 мм указывает на их высокую подвижность. Зоны их процентных содержаний с незначительными расхождениями в крупнозернистых осадках по существу обуславливают распределение основных типов гранулометрического состава осадков (фиг. 5). Наиболее низкие концентрации пелитовых фракций приурочены к прибрежной части дна у Чукотки, Аляски и о. Врангеля, а также к району Центральной возвышенности (до 1—5%) в отличие от распределения песчаных осадков. Такая закономерность может быть объяснена повышенной динамичностью прибрежных вод, способствующей



Фиг. 5. Схема распределения пелитового материала (фракции мельче 0,01 мм) в донных осадках Чукотского моря

1—1—5%; 2—5—10%; 3—10—30%; 4—30—50%; 5—50—70%; 6—более 70%



Фиг. 6. Схема распределения субколлоидных фракций (мельче 0,001 мм) в донных осадках Чукотского моря

1 — 1—5%; 2 — 5—10%; 3 — 10—30%; 4 — 30—50%; 5 — более 50%

щих выносу пелитовых фракций из указанных областей дна. Далее от берега рост содержания пелита в осадках происходит наряду с увеличением глубин, а на севере — с повышением ледовитости бассейна, что создает затишные в гидрологическом отношении участки, которые обеспечивают устойчивое накопление пелитовых илов. На открытом шельфе эти зоны довольно хорошо увязываются с рельефом дна. Зона, содержащая 50—70% пелита, целиком располагается в Чукотской котловине и по периферии глубоководной северной части моря. Наиболее высокие содержания (более 70%) фракции мельче 0,01 мм обнаружены в Чукотском желобе и глубоководной северной части морского дна, прилегающей к континентальному склону. Сортировка большинства собранных проб пелитовых осадков высокая — коэффициент ее равен 1,2—2,2. Встречаются также осадки со средней и плохой сортировкой, в основном по бортам отрицательных форм рельефа.

Схема распределения субколлоидной фракции (мельче 0,001 мм) показывает низкие концентрации ее на основной части площади шельфа Чукотского моря — около 5—10% (фиг. 6). В гидродинамически наи-

более активных зонах, занимающих области Западного, Восточного, Врангелевского мелководий, Берингов пролив и Центральную возвышенность, отмечены минимальные содержания — до 1%. К северу, в сторону глубоководной части моря, концентрация субколлоидной фракции растет вместе с увеличением глубин у континентального склона — до более чем 50%. В целом можно отметить, что субколлоидная фракция почти полностью выносится в самые глубоководные части Чукотского моря и далее в центральную часть Северного Ледовитого океана. Лишь в очень малом количестве она поступает в осадки халистатических зон шельфа.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ

Изучение распределения основных фракций, формирующих донные осадки Чукотского моря, показывает, что наиболее широко распространена (содержание более 50%) пелитовая фракция мельче 0,01 мм, а затем в порядке убывания по занимаемой площади следуют алевритовая и песчаная в соответствии с продуктивностью различных источников питания терригенным осадочным материалом. Широкое развитие пелитовых осадков на сравнительно небольших глубинах обусловлено не только гашением подвижности морских вод ледовым покровом, что вообще характерно для полярных морей. Это явление также связано с огромным поступлением пелита, намного превосходящим снос его в другие полярные моря в расчете на единицу площади морского дна.

Морские льды не только способствуют увеличению дисперсности осадков, но и служат важным фактором переноса и поступления на дно грубообломочного материала, хотя в них включены песчаные, алевритовые и более мелкие осадки. Разгрузка морских льдов происходит вдалеке от берега, на что указывают довольно низкие концентрации грубообломочного материала в южной части морского шельфа. Не успевший растаять припайный и берингоморский лед тает в основном в прикромочной зоне, на что указывает область высоких концентраций рассеянного грубообломочного материала, хорошо увязывающаяся со средним положением кромки в навигационный период. Подобный признак характерен также для Баренцева [11], Берингова [16], Охотского [4] и других морей. По-видимому, небольшая часть крупнозернистого материала, пока не поддающаяся подсчету, транспортируется материковыми льдами, поступающими от берегов Канадского архипелага. Песчаный материал сносится в море в основном в результате абразии клифов и бенчей (см. балансовые расчеты), а также повторного перемыва осадков в гидродинамически активных зонах. Интенсивность абразионного сноса определяется в основном литолого-петрографическим составом пород, слагающих абразионные участки, и характером дифференциации исходного осадочного материала в прибрежно-морских фациальных условиях.

В соответствии с выполненными исследованиями распределение отдельных фракций донных осадков Чукотского моря подчиняется основным законам механической дифференциации. Наиболее четко она проявляется у песчаной (1,0—0,1 мм) и пелитовой (мельче 0,01 мм) фракций и менее выражена у алевритовой и субколлоидной. В целом же от берегов в сторону открытого моря происходит увеличение количества тонкозернистых и уменьшение грубозернистых частиц. В подобных закономерностях находит отражение циркумконтинентальная зональность осадконакопления [4, 17]. На общем фоне циркумконтинентальной зональности отчетливо выступает и вертикальная (гипсометрическая), проявляющаяся в изменениях гранулометрического состава в зависимости от глубин, причем в морских фациальных условиях на грануло-

метрию осадков влияют не столько абсолютные глубины, сколько относительные перепады глубин и конфигурация рельефа дна [18, 25, 27]. Эта закономерность, давно обнаруженная для многих других морей, оказывается, характерна и для Чукотского моря, что указывает на общность черт распределения осадочного материала в различных седиментационных зонах Мирового океана.

Определенный отпечаток на гранулометрию осадков накладывает также ледовый покров. Его влияние помимо уже отмеченного выше приводит к ухудшению сортировки осадков, особенно в областях распространения алевритов, где ослаблено влияние динамики вод и разбавление пелитовым материалом ухудшает сортировку по сравнению с песками и пелитом. Коэффициент сортировки по типам осадков в большинстве проб более низок у песков и пелита и более высок у алевритов. Чукотское море отличается высокой продуктивностью источников сноса терригенного осадочного материала. Она выше, чем у таких крупных водных бассейнов, как Балтийское, Черное, Японское моря. В отличие от многих других бассейнов основным источником поступления терригенного осадочного материала в Чукотское море является Тихоокеанское течение, приносящее в основном алеврито-пелитовый материал. Это накладывает существенный отпечаток на процессы седиментации в море. Важное значение имеют абразионные процессы как источник терригенного материала. Под влиянием абразии клифов и бенчей в Чукотское море поступает почти треть всех терригенных обломков, что более чем в 5 раз превышает продуктивность твердого стока рек. Абразионный снос активно укрупняет донные осадки, особенно когда он действует совместно с морскими льдами.

Литература

1. Антонов В. С. О роли рек в режиме Арктических морей.— Тр. II Всес. географ. съезда, М., 1948, т. 2.
2. Арз Ф. Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980.
3. Бабеев Ю. М., Жиндарев Л. А. Основные черты развития рельефа лагунного побережья Чукотского полуострова в голоцене.— В кн.: Исследование динамики рельефа морских побережий. М.: Наука, 1979.
4. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР. М., 1960, т. 32.
5. Белов Н. А. Общая оценка и пути разноса осадочного материала в районе сибирского шельфа.— В кн.: Материалы XXIII Междунар. географ. конгресса. Симпозиум «Полярные страны». Л.: ГО СССР, 1976.
6. Белов Н. А., Ерофеев П. Н. О взвешенных веществах моря Лаптевых.— Тр. ААНИИ. Л., 1963, т. 264.
7. Белов Н. А., Огородников В. И. Особенности современного осадкообразования и некоторые вопросы геохимии донных осадков шельфа Чукотского моря.— Вестн. ЛГУ, 1976, № 24, сер. геол. и географ.
8. Ионин А. С., Каплин П. А., Леонтьев О. К. и др. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны Дальневосточных морей. М.: Наука, 1971.
9. Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Морфолитогенез и его типы на шельфах морей и океанов.— Океанология, 1980, т. 20, вып. 5.
10. Каплин П. А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей.— В кн.: Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971.
11. Кленова М. В. Геология Баренцева моря.— В кн.: Морская геология, XXI Межд. геол. конгресс, докл. сов. геологов, пробл. 10. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
12. Клюев Е. В. Роль мерзлотных факторов в динамике рельефа дна полярных морей.— Океанология, 1965, т. V, вып. 5.
13. Клюев Е. В. Термическая абразия прибрежной полосы полярных морей.— Изв. ВГО, 1970, т. 102, вып. 2.
14. Леонов А. К. О водообмене Северного Ледовитого и Тихого океанов через Берингов пролив.— Тр. II Всес. географ. съезда. М., 1948, т. 2.
15. Леонов А. К. Региональная океанография. Т. I. М.—Л.: Гидрометеиздат, 1960.
16. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966.
17. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
18. Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав осадков Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 2.

19. *Львович М. И.* Элементы водного режима рек земного шара.— Тр. НИУ ГМС СССР, 1945, сер. 4, вып. 18.
20. *Лонгинов В. В.* Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973.
21. *Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.* Л.: Гидрометеоиздат, 1974.
22. *Огородников В. И.* Современное осадконакопление на шельфе Чукотского моря: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минералог. наук. Одесса, 1977.
23. *Шуйский Ю. Д., Огородников В. И.* О роли абразионных берегов как источника сноса обломочного материала в Чукотское море.— Докл. АН УССР, сер. Б, 1978, № 10.
24. *Hartwell A. D.* Classification and relief characteristics of northern Alaska's coastal zone.— Arctic, 1973, v. 26, № 3.
25. *Revelle R. R., Shepard F. P.* Sediments of the California coasts.— In: Recent marine sediments. Tulsa, 1955.
26. *Shepard F. P.* Continental shelf sediments.— In: Recent marine sediments. Tulsa, USA, 1939.
27. *Trask P.* Origin and environments source bed of petroleum.— Amer. Petrol. Inst. Houston Gulf Publ., 1932, v. 52.

Одесский государственный университет
Институт геологических наук АН УССР,
Киев

Поступила в редакцию
16.X.1979

УДК 549.514.51+549.651:551.351

КВАРЦ И ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

ВАСИЛЬЕВ В. П.

Распределение кварца, полевых шпатов и кварц-полевошпатового отношения в осадках Атлантического, Индийского, Тихого и Северного Ледовитого океанов и их морей климатически азонально и зависит главным образом от петрографического состава пород и отложений питающих провинций. Подобная закономерность обусловлена следующими факторами: 1) основным источником терригенного материала являются осадочные породы; 2) на континентах в современную геологическую эпоху механическая эрозия пород преобладает над химической; 3) состав продуктов выветривания зависит от неклиматических факторов; 4) действия некоторых климатически зональных (химическое выветривание) и азональных (перенос, переотложение) процессов однонаправленны.

За последние годы накопился обширный материал по минералогии современных осадков, позволяющий более детально рассмотреть особенности формирования терригенных обломочных комплексов минералов в отложениях морей и океанов. Длительное время считалось, что распределение терригенных минералов в осадках подчинено климатической зональности [15, 29, 32]. Основанием для такой точки зрения послужили, на наш взгляд, общетеоретические рассуждения, а не прямые результаты минералогических исследований, количество которых до недавнего времени было явно недостаточно для выявления каких-либо общих закономерностей формирования минералогических комплексов. Действительно, не вызывает сомнения, что отдельные минералы обладают различной устойчивостью по отношению к химическому выветриванию, протекаящему весьма специфично в различных климатических поясах. Наиболее интенсивно химическое разложение пород происходит в области влажных тропиков, наименее интенсивно — в зонах аридного, ледового и холодного гумидного климата. Следовательно, терригенные минеральные обломочные комплексы осадков тропических бассейнов должны быть представлены преимущественно устойчивыми минералами, а минералогический состав отложений ледовых и аридных зон должен отражать состав пород питающих провинций.

Однако появившийся в последние годы материал по минералогии донных осадков бассейнов различных климатических зон позволяет пересмотреть некоторые факторы, влияющие на минералогический состав морских и океанских отложений¹. Так, большинство исследователей (даже те, которые недавно являлись сторонниками климатической концепции формирования минералогического состава) считают, что определяющее влияние на минералогию современных донных осадков оказывает состав пород питающих провинций [10, 18, 26, 29, 32, 47, 60]. Данная работа посвящена рассмотрению материалов, подтверждающих этот вывод.

¹ Здесь и далее имеются в виду терригенные обломочные (неглинистые) минералы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При обобщении материалов по минералогии донных осадков возникают определенные трудности, связанные с различием методики минералогического анализа, применяемой разными исследователями. В самом общем виде эти различия сводятся к следующему: 1) минералогический анализ проводится, как правило, не для осадка в целом, а для одной, реже двух фракций, размеры которых отличаются у разных исследователей; 2) для разделения на легкую и тяжелую подфракции используется не только бромформ (плотность 2,9), но и другие тяжелые жидкости; 3) применяются различные способы процентного выражения минералов (без учета неопределимых, рудных, аутигенных, биогенных минералов и т. п.). Таким образом, прямое сопоставление минералогических данных, полученных с помощью разных методик, может привести к ошибочным выводам. Очевидно, что для выяснения глобальных закономерностей формирования обломочных минералогических комплексов необходимо изучение минералогии осадка в целом. Кроме того, кварц и полевые шпаты широко распространены в различных коренных породах континентов и современных морских и океанических отложениях, что имеет немаловажное значение при межрегиональных сопоставлениях. Они обладают примерно одинаковой гидравлической крупностью, и, следовательно, вариации концентраций этих минералов в одних и тех же размерных фракциях, связанные с гидродинамическим фактором, будут носить однонаправленный характер. Наконец, кварц и полевые шпаты отличаются прямо противоположной устойчивостью по отношению к химическому выветриванию: кварц — один из наиболее устойчивых в зоне гипергенеза минералов, а полевые шпаты сравнительно неустойчивы.

Для выяснения роли климата в процессе формирования терригенных минералогических комплексов современных осадков наиболее удачным, на наш взгляд, является использование в качестве индикатора значения кварц-полевошпатового отношения (КПО) в отложениях различных климатических зон. Если климат оказывает существенное влияние на формирование минералогического состава морских осадков, то во влажных тропиках отношение кварца к полевым шпатам должно быть высокое, не менее 19, исходя из состава мономинеральных кварцевых песков (кварц 95%, полевые шпаты и (или) другие неустойчивые минералы 5%), которые многие исследователи считают индикатором гумидного тропического седиментогенеза. В зонах холодного гумидного, ледового и аридного седиментогенеза значения КПО в донных осадках должны быть невысокими и приближаться к значениям КПО в коренных породах питающих провинций [6].

В настоящей работе использованы новые обобщающие данные по минералогическому составу современных осадков Атлантического [18, 29], Тихого и Индийского океанов [26]. Кроме того, в работе учтены многие опубликованные результаты региональных исследований и минералогические анализы образцов, собранных во время экспедиций Лаборатории тектогенеза и истории развития шельфа Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР на Белом, Черном морях и на шельфе Кубы. Аналитическая обработка и минералогический анализ образцов проводили по принятой в ИО АН СССР методике [5] автором, З. Т. Новиковой, В. П. Казаковой и А. Н. Рудаковой.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Большая часть дна Атлантического океана покрыта алевритово-пелитовыми и пелитовыми карбонатными илами. Наибольшей пестротой гранулометрического и вещественного состава отличаются прибрежно-шельфовые отложения. Именно на шельфе и континентальном склоне

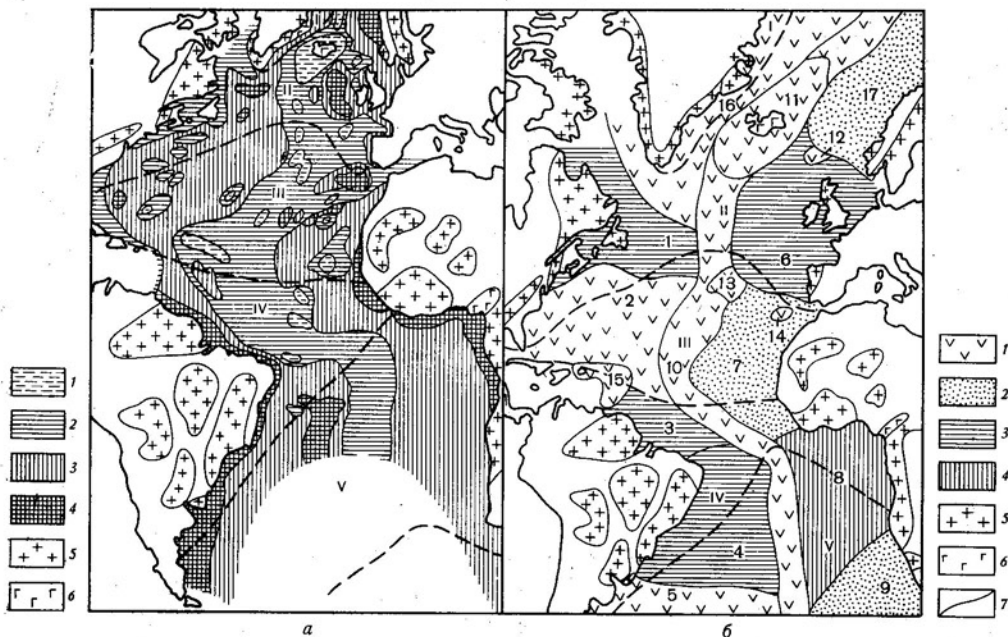


Фиг. 1. Распределение в легкой крупноалевритовой подфракции

a — кварца, *б* — полевых шпатов [29]. Пунктирными линиями обозначены границы климатических зон седиментогенеза [16]. Зоны седиментогенеза: I — северная ледовая; II — гумидная умеренная северного полушария; III — аридная северного полушария; IV — гумидная экваториальная; V — аридная южного полушария. Содержания кварца и полевого шпата, %: 1 — <math>< 10</math>, 2 — 10—30, 3 — 30—50, 4, 5 — > 50; 6 — кислые породы докембрийского фундамента; 7 — основные магматические породы

сосредоточена основная масса поступающего с суши песчаного и крупноалевритового материала. Площади повышенных концентраций песчаных фракций (10—30%, иногда до 50%) встречаются и в пелагической части океана, они приурочены к Срединно-Атлантическому хребту, отдельным возвышенностям и подводным горам [2, 19, 33]. Осадки Атлантического океана в минералогическом отношении наиболее изучены по сравнению с отложениями других океанов. Помимо большого количества статей по минералогии донных осадков отдельных регионов Атлантического океана и его морей в последние годы появилось довольно много работ обобщающего характера, посвященных минеральному составу современных отложений всего Атлантического океана [13, 18, 28, 29, 33]. Работы [18, 29] являются полными сводками по минералогии глубоководных осадков Атлантического океана, включающими материалы советских исследований Атлантики за период с 1960 по 1975 г., а также все доступные литературные данные по количественному минеральному составу поверхностного слоя донных осадков.

Распределение кварца и полевых шпатов в крупноалевритовой фракции осадков приведено на фиг. 1. В целом картина распределения кварца и полевых шпатов отражает циркумконтинентальную зональность, которой подчиняется основная масса осадочного материала, поступающего в морские и океанические бассейны с суши. Максимальные концентрации обоих минералов (30—50% и более 50%) приурочены к приконтинентальным и приостровным районам. В центральных частях океана — областях преимущественно биогенной седиментации — относительное содержание кварца и полевых шпатов сокращается до нескольких процентов. В меридиональном направлении распределение кварца и полевых шпатов также неравномерно. Высокие содержания кварца



Фиг. 2. Распределение значений КПО

По данным работы [29], а: 1—<1; 2—1—1,5; 3—1,5—3; 4—>3; 5—кислые породы докембрийского фундамента; 6—основные магматические породы. По данным работы [18], б: 1—<1 2—1—2; 3—2—3; 4—>3; 5—кислые породы докембрийского фундамента; 6—основные магматические породы; 7—границы минералогических провинций; минералогические провинции: 1—Лабрадорская, 2—Северо-Американская, 3—Гвианская, 4—Бразильская, 5—Аргентинская, 6—Западно-Европейская, 7—Северо-Африканская, 8—Ангольско-Гвинейская, 9—Капская, 10—Срединно-Атлантического хребта, 11—Исландская, 12—Фарерская, 13—Азорская, 14—Мадейрская, 15—Мало-Антильская, 16—Гренландская, 17—Норвежская.

Обозначения климатических зон седиментогенеза и их границ см. на фиг. 1

(>50%) характерны для осадков участков дна, прилегающих к побережью Уругвая и Аргентины, северо-восточной части Южной Америки (между Амазонкой и Ориноко), Большой Ньюфаундлендской банки, шельфов Мавритании, Сьерра-Леоне, Либерии, Гвинейского залива, юго-западной Африки (фиг. 1, а)². На остальных участках дна океана, прилегающих к континентам, концентрация кварца в осадках составляет обычно 30—50, иногда 10—30%. Минимальные концентрации этого минерала (<10%) помимо зон биогенной седиментации приурочены к областям современной вулканической деятельности (Исландия, Азорские, Малые Антильские, Канарские, Южные Сандвичевы, Южные Шетландские острова, острова Зеленого Мыса и др.). Содержание полевых шпатов в осадках прибрежных районов Атлантического океана составляет обычно 10—30%, а в некоторых областях (море Лабрадор, шельф Северной Америки севернее мыса Хаттерас, шельф Южной Америки между устьями рек Ориноко и Амазонка) 30—50%. В отложениях залива Св. Лаврентия и в районе Гебридских островов отмечаются максимальные концентрации полевых шпатов >50% (фиг. 1, б).

Рассмотренные особенности локализации повышенных концентраций устойчивого кварца и сравнительно неустойчивых полевых шпатов не выявляют признаков климатической зональности в распределении этих минералов. Повышенные содержания кварца встречаются в осадках не

² Прибрежная зона северо-восточной Гренландии и Норвежское море, осадки которых также содержат кварц в значительном количестве, по данным, приведенным в работе [2], относятся к бассейну Северного Ледовитого океана и рассмотрены ниже.

Среднее содержание кварца и полевых шпатов (%) и КПО в современных осадках некоторых районов Атлантического океана и его морей

Климатическая зона	Район	Фракция, мм	n	Кварц			Полевые шпаты			КПО				Литературный источник			
				min	max	\bar{x}	σ	min	max	\bar{x}	σ	min	max		\bar{x}	σ	
Гумидная умеренная северного полушария	Большая банка Ньюфаундленда	1,0—0,0625	29	11,1	100,0	74,41	24,6	0	16,7	7,08	4,0	27	1,1	83,8	20,1	18,9	[57]
	Море Лабрадор	0,1—0,05	3	6,0	27,3	15,8	10,7	1,0	4,7	2,6	1,9	3	5,81	7,00	6,27	0,6	[33]
	Западное побережье Гренландии ¹	0,1—0,05	4	35,0	47,7	41,4	—	30,0	45,9	38,0	—	—	—	—	—	1,09	То же
	Западно-Европейская котловина ¹	0,1—0,05	4	11,0	16,0	13,5	—	2,0	5,0	3,5	—	—	—	—	3,86	—	»
	Бискайский залив	0,1—0,05	1	—	—	6,0	—	—	—	5,0	—	—	—	—	1,20	—	»
	Северо-запад Черного моря	0,1—0,05	90	0	94,0	36,34	26,4	0	6,6	0,68	1,2	33	4,0	120,0	33,8	25,2	[6]
	Банка Джорджес ²	>0,0625	12	60,0	89,0	72,5	8,4	9,0	21,0	12,7	4,2	12	2,95	9,89	6,28	2,1	[59]
	Материковый склон Северной Америки ³	0,1—0,05	—	25,0	40,0	32,5	—	7,0	20,0	13,5	—	—	—	—	2,41	—	[33]
	Атлантический шельф США между 40—44° с. ш. ⁴	Весь осадок	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,0	—	[53]
	Атлантический шельф США между 38°—41°30' с. ш. ⁵	2,0—0,0625	60	—	—	80,0	—	—	—	20,0	—	—	—	—	4,00	—	[55]
Северная аридная	Шельф северо-западной части Мексиканского залива ⁶ Лагуна Мадоре (Мексиканский залив)	Весь осадок	—	—	—	—	—	—	—	—	—	70	10,0	20,0	15,0	—	[44]
	Залив Моричес (Центральное побережье Техаса) ⁷	2,0—0,0625	28	2,9	93,0	36,7	28,6	0,1	6,6	2,1	1,8	28	4,00	111,0	25,55	24,6	[52]
	Шельф Мавритании ²	—	72	—	—	90,0	—	—	—	3,0	—	—	—	—	30,00	—	[49]
	Северный Каспий ⁶	0,1—0,055	1	—	—	60,0	—	—	—	—	—	1	—	—	6,0	—	[50]
Гумидная экваториальная	Аральское море ⁶	0,25—0,05	80	<50	>70	65	<15	>30	—	20	—	—	—	—	3,50	—	[38]
	Залив Батабано (Куба)	0,25—0,01	86	0	97,8	28,83	33,1	0	14,7	1,33	2,8	45	1,0	244,5	36,05	51,2	[39]
	Залив Ана-Мария (Куба)	0,1—0,05	26	0,7	57,5	18,94	14,8	0	18,5	6,16	5,5	25	0,2	17,7	4,91	4,4	То же

Залив Гуакаябо (Куба)	0,1—0,05	35	0	62,3	13,06	14,2	0	25,6	8,36	8,7	31	0	16,8	2,90	3,6	*
Залив Гуанаакабис (Куба)	0,1—0,05	6	0,2	37,3	8,93	14,3	0	4,6	1,12	1,7	5	2,0	11,2	7,36	3,4	*
Весь осадок Карибское море ⁸	0,1—0,05	35	5,7	20,0	10,9	3,2	3,8	41,4	12,8	7,2	35	0,23	2,0	1,02	0,4	[47]
Бразильская котловина ⁹	0,1—0,05	6	23,0	54,0	38,5	—	3,0	4,0	3,5	—	—	—	—	11,0	—	[33]
Шельф Южной Америки ки между 34—35° ю. ш.	0,246—0,0625	20	37,0	85,0	55,5	14,2	11,0	41,0	25,2	9,1	20	0,97	7,73	2,78	2,0	[46]
Шельф Южной Америки ки между 35°—36°30' ю. ш.	0,246—0,0625	25	16,0	40,0	26,4	6,7	35,0	64,0	46,9	7,5	25	0,32	1,08	0,59	0,2	То же
Шельф Либерии ²	0,1—0,05	1	—	—	67,9	—	—	—	—	16,8	—	1	—	4,04	—	[48]
Гвинейский залив ²	0,1—0,05	4	74,5	80,1	77,1	2,7	10,2	20,3	15,5	4,3	4	3,70	7,70	5,33	1,8	То же
Шельф Камеруна — Габоны	0,1—0,05	2	65,5	67,5	66,5	1,4	7,5	10,0	8,8	1,8	2	6,75	8,73	7,74	1,4	[33]
Побережье южной океанности Южной Америки	0,25—0,0625	33	15,0	30,0	19,6	3,6	10,0	41,0	25,5	9,2	33	0,41	1,90	0,89	0,4	[46]
Аргентинский бассейн ⁵	Весь осадок	—	—	—	30,0	—	—	—	—	18,8	—	—	—	2,19	—	[58]
Шельф в районе устья р. Кунене	0,1—0,05	1	—	—	38,1	—	—	—	—	2,8	—	1	—	13,61	—	[33]
Шельф юго-западной Африки ¹	0,1—0,05	6	0	1,5	0,8	—	0	1,4	0,7	—	—	—	—	1,14	—	[9]
Район Антарктиче- ского полуострова ⁶	0,1—0,05	67	10,0	70,0	40,0	—	10,0	60,0	35,0	—	—	0,50	2,0	1,25	—	[45]

Примечание. Здесь и в табл. 3—5 min и max обозначают соответственно минимальное и максимальное содержание; \bar{x} — среднее содержание; σ — стандартное отклонение; n — количество образцов (и для КПО обычно равно числу проанализированных образцов или меньше этого числа на количество проб, в которых полые шпатель не были обнаружены). Прочерк в графе означает отсутствие данных. 1 — пределы колебания содержания, по которым выведены средние данные; 2 — данные для фракции в целом без разделения на легкую и тяжелую подфракции; 3 — пределы колебания концентраций без указания количества проанализированных проб; 4 — среднее значение КПО без указания количества образцов, по которым оно получено; 5 — только средние данные; 6 — данные по картам распределения минералов и их соотношений; 7 — средние данные для абиогенной части подфракции; 8 — данные по кварцу и отношению полевых шпатов к кварцу полученны дифрактометрическим методом на бескарбонатное вещество, из этих значений выделены содержания полевых шпатов и КПО; 9 — пределы содержания абиогенной части легкой подфракции; 10 — средние данные вычислены из средних значений выделенных авторами минералогических провинций; 11 — средние данные вычислены из средних данных для абиогенной части легкой подфракции; 12 — средние данные вычислены из средних данных выделенных авторами минералогических провинций. При этом результаты анализов пересчитаны на фракцию 0,1—0,05 мм в целом, так как в штириванной работе к тяжелой подфракции отнесены минералы с плотностью более 2,7. В результате часть полевых шпатов (основные плагноклазы) попала в тяжелую подфракцию. При пересчетах использована карта распределения тяжелой подфракции.

только гумидной экваториальной зоны, но и в отложениях аридных зон и северных районов, примыкающих к зоне ледового седиментогенеза. И наоборот, сравнительно высокие концентрации неустойчивых полевых шпатов встречаются в осадках тропических районов (устье Амазонки и Ориноко), где они, казалось бы, должны быть сведены к минимуму еще на первой стадии седиментогенеза, в процессе химического выветривания на водосборных площадях. Однако более объективным критерием для выяснения роли климата в процессе формирования терригенных минералогических комплексов, как было рассмотрено выше, является значение КПО.

Распределение значений КПО в осадках Атлантического океана представлено на фиг. 2 (а, б) и в табл. 1. Первая схема (фиг. 2, а) построена А. В. Солдатовым и Г. С. Хариним [29] на основании вычисленных значений КПО для всех изученных станций (около 1000 проб). На второй схеме (фиг. 2, б) КПО вычислено по среднему содержанию кварца и полевых шпатов в крупноалевритовой фракции осадков в каждой из минералогических провинций, выделенных Г. С. Хариним с соавторами [18]. Обе схемы, построенные по разной методике, имеют много общего. Повышенные значения КПО (1,5—3; 2—3; >3) характеризуют осадки приконтинентальных районов, тогда как в центральной части океана, в области Срединно-Атлантического хребта, они редко превышают единицу (см. фиг. 2, а, б). Это связано, по-видимому, с тем, что в районе хребта часть обломочного материала имеет эдафогенный генезис и поступает в осадки прилегающих областей при разрушении бескварцевых коренных пород хребта базальтового состава. Смещение терригенного материала с эдафогенным (полевошпатовым в легкой подфракции) в центральных частях океана приводит, естественно, к уменьшению значений КПО. Невысоким КПО отличаются также осадки районов современной вулканической деятельности, продукты которой в пределах Атлантического океана имеют преимущественно основной состав.

Как видно на фиг. 2, четкая связь при распределении значений КПО в осадках с климатической зональностью отсутствует. Высокие значения КПО (2—3; >3) характерны для приконтинентальных отложений всех климатических зон седиментогенеза, выделяемых в пределах Атлантического океана (фиг. 2, а, б). Более отчетливо климатическая азональность распределения КПО проявляется в осадках шельфа и материкового склона (табл. 1). Так, например, «тропические» значения КПО (≥ 19) типичны для осадков гумидной умеренной зоны северного полушария на Большой Ньюфаундлендской банке, атлантическом шельфе США, в северной части Мексиканского залива, на северо-западе Черного моря (см. табл. 1). В то же время в отложениях гумидной экваториальной зоны КПО превышает 10 лишь в Бразильской котловине и заливе Батабано. Сравнительно высокие значения КПО характеризуют также осадки аридных зон: шельфа Мавритании, района устья р. Кумене, Северного Каспия и Аральского моря. Средние значения КПО, вычисленные для осадков отдельных климатических зон океанов по данным табл. 1 (табл. 2), более убедительно подтверждают климатическую азональность в распределении кварца и полевых шпатов. Как видно из табл. 2, самыми высокими значениями КПО (12,74) характеризуются осадки гумидной умеренной зоны северного полушария. В отложениях аридных и гумидной экваториальной зон КПО примерно одинаково 4,25—4,77. Лишь в ледовой зоне южного полушария (район Антарктического полуострова) среднее значение КПО уменьшается до 1,25. По-видимому, это связано, с влиянием современных вулканов Южных Шетландских островов.

Особенности распределения кварца, полевых шпатов и КПО в осадках Атлантического океана становятся понятными при рассмотрении геологического строения континентов и островов, являющихся основны-

Среднее значение КПО в поверхностном слое осадков Атлантического, Индийского, Тихого и Северного Ледовитого океанов в различных климатических зонах седиментогенеза

Океан	Климатическая зона седиментогенеза	КПО
Атлантический	Гумидная умеренная северного полушария	12,74
	Аридная северного полушария	4,25
	Гумидная экваториальная *	4,77
	Аридная южного полушария	4,46
Индийский	Ледовая южного полушария	1,25
	Аридная северного полушария	2,14
	Гумидная экваториальная	1,43
	Аридная южного полушария	11,80
Тихий	Ледовая южного полушария	2,67
	Гумидная умеренная северного полушария	1,23
Северный Ледовитый	Аридная северного полушария	1,16
	Ледовая северного полушария	7,69
	Гумидная умеренная северного полушария	8,25

* При вычислении среднего значения не учитывались данные по заливу Батабано (Куба), составляющему незначительную часть общей площади зоны гумидного экваториального седиментогенеза в Атлантике и характеризующемуся аномальными значениями КПО.

ми источниками поступления этих минералов в океанический бассейн. Наиболее высокие концентрации кварца и наибольшие значения КПО отмечаются, как правило, у берегов древних (докембрийских) платформ: Южно-Американской, Северо-Американской и Африканской. Кристаллический фундамент этих платформ сложен обогащенными кварцем породами гранито-гнейсового комплекса и широко распространенными здесь чистыми кварцитами. Осадочные терригенные породы, слагающие плиты в пределах платформ, еще более обогащены кварцем, так как являются продуктом неоднократной переработки первичных кристаллических пород фундамента [13, 24, 29, 30, 36]. В отложениях районов океана, прилегающих к фанерозойским складчатым областям и молодым платформам (эпикаледонским и эпигерцинским), значения КПО невысоки, так как в пределах этих областей более широко распространены магматические породы основного и среднего состава [35]. Так, например, в осадках шельфа в районе западного побережья Гренландии, сложенного мощными покровами базальтов, и Бискайского залива значения КПО лишь ненамного превосходят единицу, а в районе Южной Америки, южнее залива Рио-де-ла-Плата, концентрация полевых шпатов превышает содержание кварца. Таким образом, распределение кварца и полевых шпатов в отложениях Атлантического океана тесно связано с петрографическим составом пород и отложений питающих провинций.

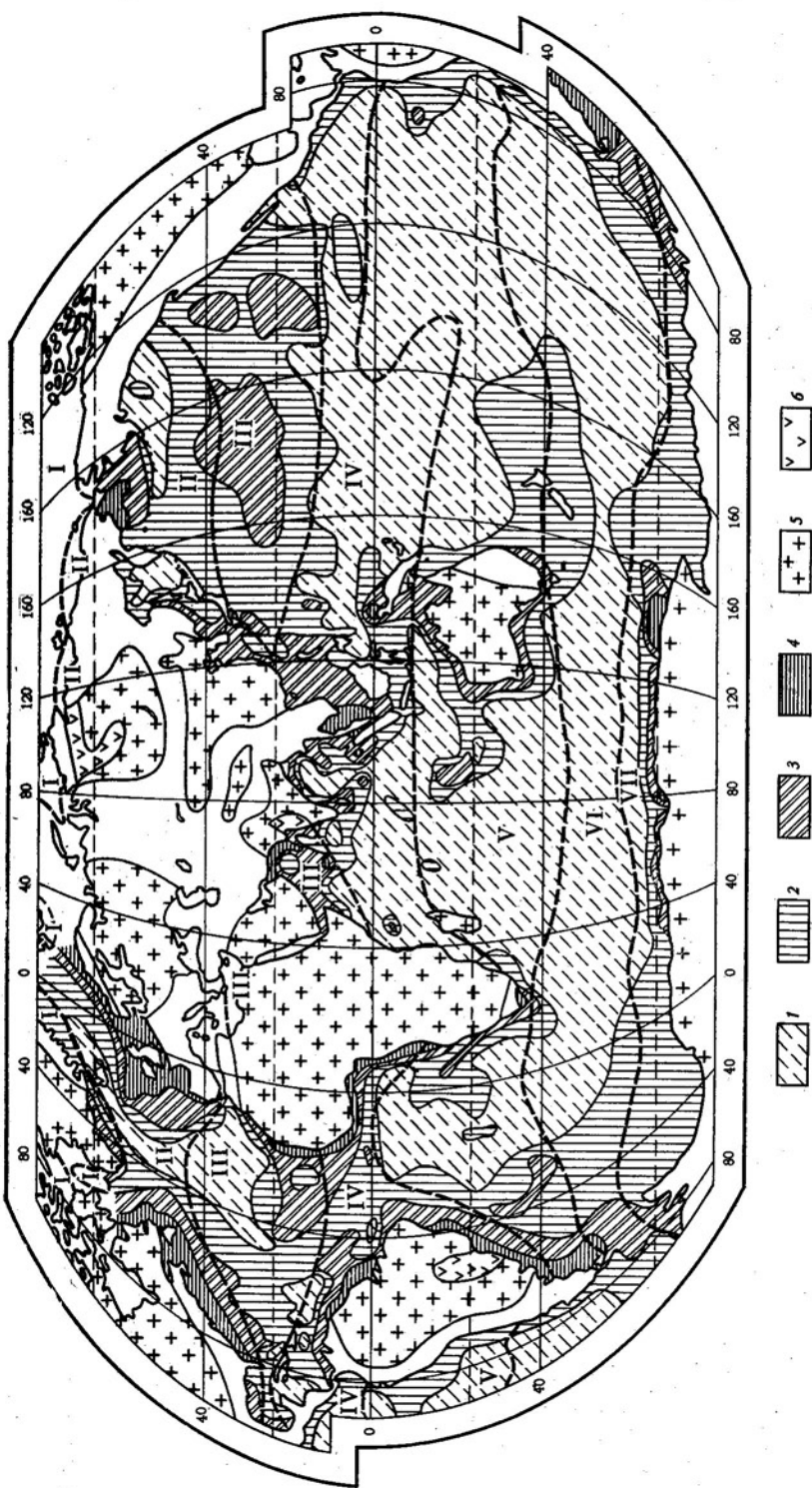
Известно, что даже в наиболее обогащенных кварцем интрузивных породах кислого состава его содержание в 2—3 раза ниже концентраций полевых шпатов. В осадочных породах и современных осадках независимо от климатической зоны их распространения наблюдаются обратные соотношения: значения КПО обычно выше единицы, в среднем 2,24 (40), что примерно соответствует среднему отношению кварца к полевым шпатам (2,64) в современных речных песках [21]. Подобная закономерность, очевидно, связана с истиранием полевых шпатов, абразивно менее устойчивых, чем кварц, во время транспортировки терригенного материала к бассейну седиментации. Причем даже в условиях северного холодного климата полевые шпаты подвергаются не просто механическому разрушению, но и химическим изменениям, в результате чего преобразуются в гидрослюды [8]. Учитывая изложенное, можно предположить, что наиболее высокие значения КПО в осадках гумидной умерен-

ной зоны северного полушария обусловлены поступлением обломочного материала из четвертичных моренных отложений, широко распространенных в Северной Америке и северных частях Европы. А отложения морен, претерпевшие значительное механическое воздействие во время транспортировки ледниками, сравнительно обеднены абразивно неустойчивыми минералами, в том числе и полевыми шпатами [24].

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

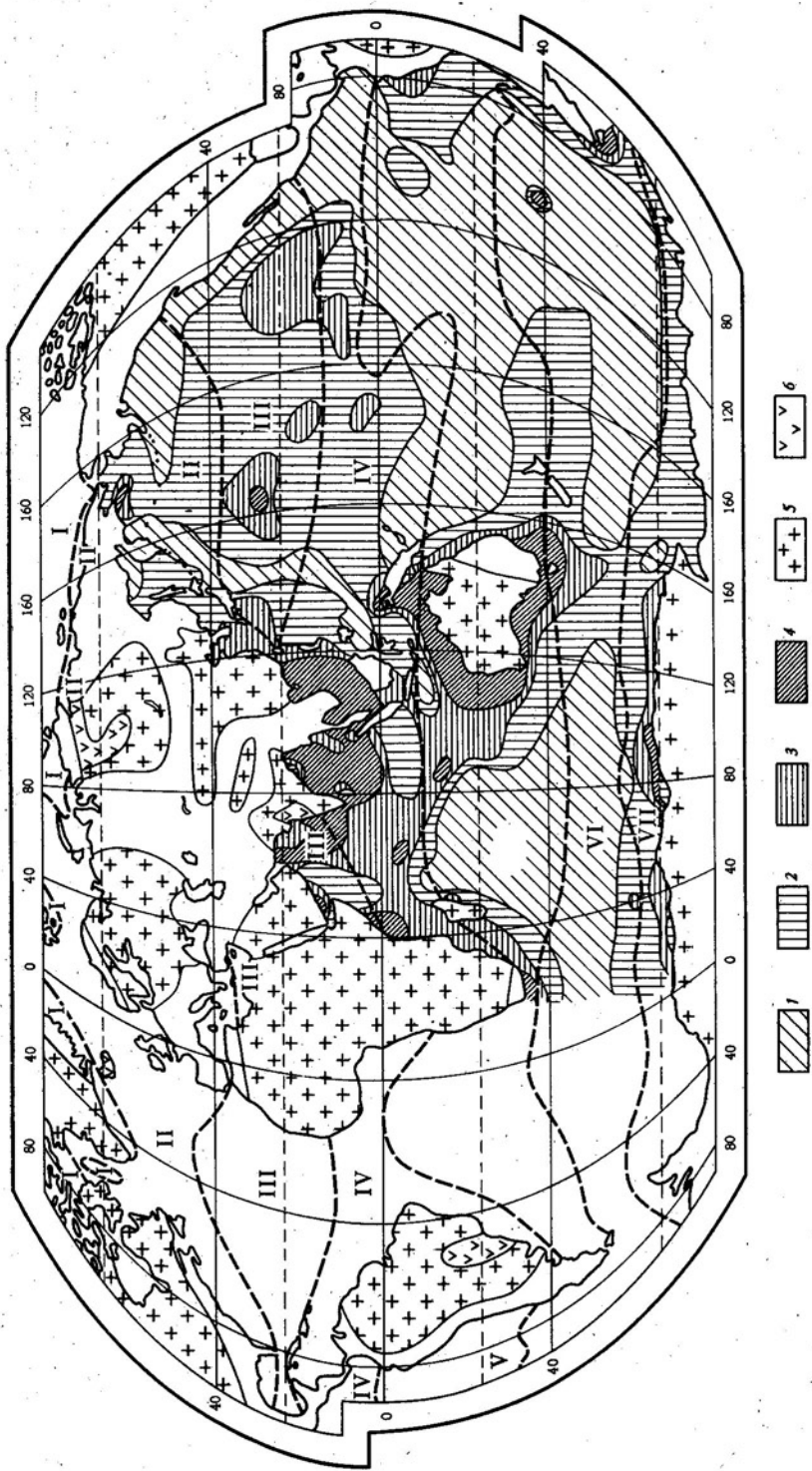
Так же как и в пределах Атлантического океана, большая часть дна Индийского океана покрыта алевритово-пелитовыми и пелитовыми карбонатными осадками. Глубоководные впадины южной части океана сложены красными глинами. Сравнительно широко распространены, особенно в восточной части океана, кремнистые (диатомовые и радиоляриевые) илы. Алевритовые и песчаные осадки сосредоточены преимущественно в пределах континентальных окраин и в прибрежных зонах островов [2]. Минералогический состав осадков Индийского океана рассмотрен в работах [23, 25, 26, 56]. В [26] приводятся карты распределения кварца, полевых шпатов и КПО для осадка в целом по данным дифрактометрического анализа (фиг. 3—5). Распределение кварца и полевых шпатов в осадках Индийского океана довольно четко отражает петрографический состав пород и отложений питающих провинций. Повышенные концентрации кварца (20—30 и > 30%) характеризуют участки океана, прилегающие к древним платформам и к районам распространения гранитоидов: Аравийское море, северная и восточная часть Бенгальского залива, шельф и материковый склон западной Австралии. Высокие концентрации кварца в глубоководных районах Аравийского моря и пелагических областях западнее Австралии связаны с эоловыми выносами из пустынь, отложения которых сравнительно обогащены кварцем. На остальной части океана содержание кварца в осадках не превышает 10% (см. фиг. 3). Повышенные концентрации полевых шпатов (10—20, иногда 20—30%) также приурочены к приконтинентальным районам Азии и Антарктиды и областям современной вулканической деятельности (Зондские острова). На большей части океана содержание полевых шпатов в осадках составляет менее 10% (см. фиг. 4).

Распределение значений КПО в осадках Индийского океана также не подчиняется климатической зональности. Максимальные значения КПО (3—4, > 4) характерны, как правило, для приконтинентальных районов независимо от климатической зоны седиментогенеза. Это приафриканский район и Бенгальский залив (гумидная экваториальная зона), Аравийское море (аридная северного полушария), приавстралийский район (аридная южного полушария), приантарктический район (ледовая южного полушария). В центральных районах океана, в зоне срединно-океанических хребтов, КПО в осадках составляет меньше единицы, так как значительная часть обломочного материала имеет здесь эдафогенный генезис, т. е. происходит от разрушения бескварцевых базальтовых пород хребта (см. фиг. 5). В табл. 3 приведены средние данные по содержанию кварца, полевых шпатов и КПО в отдельных фракциях осадков различных регионов Индийского океана, которые также не увязываются с климатической зональностью, а отражают скорее особенности петрографического состава пород питающих провинций. Наиболее высокие КПО характерны для отложений аридных зон северного и южного полушарий и южной ледовой зоны (соответственно 2,14; 11,80 и 2,67), тогда как в осадках гумидной экваториальной зоны среднее значение КПО составляет всего 1,43 (см. табл. 2). Это связано с тем, что в питающих провинциях экваториальной зоны широко распространены бескварцевые и малокварцевые породы базальтового состава (базальты Восточно-Африканской рифтовой зоны, траппы Индостана), а в восточ-



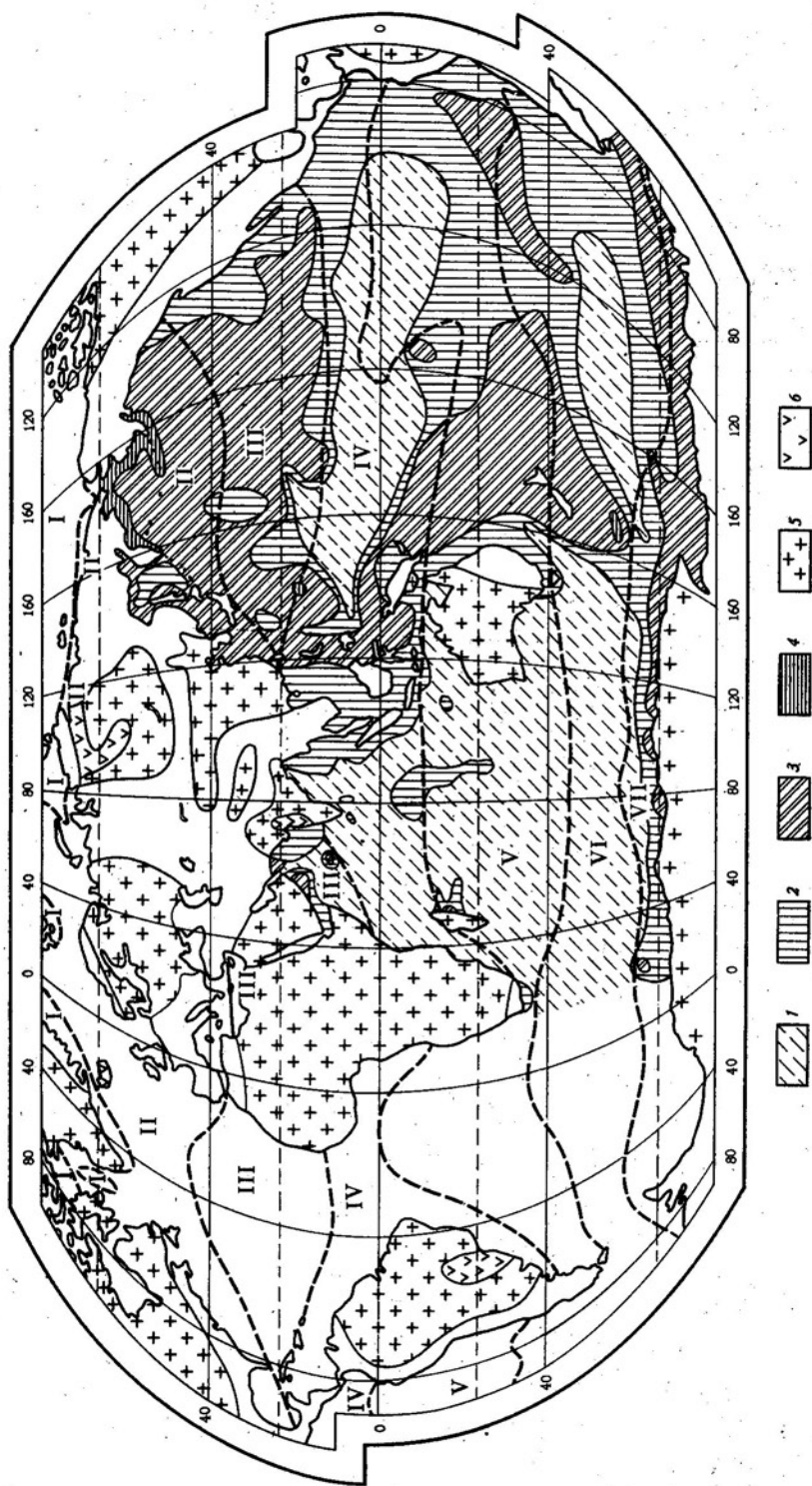
Фиг. 3. Распределение кварца в, поверхностном слое осадков (по дифрактометрическим данным в пересчете на бескарбонатное вещество), % [26]

1—0—10; 2—10—20; 3—20—30; 4—>30; 5 — докембрийские платформы; 6 — платобазальты. Пунктирными линиями обозначены границы климатических зон седиментогенеза по данным [16]. Зоны седиментогенеза: I — ледовая северного полушария; II — гумидная умеренная северного полушария; III — аридная северного полушария; IV — гумидная экваториальная; V — аридная южного полушария; VI — гумидная умеренная южного полушария; VII — ледовая южного полушария



Фиг. 4. Распределение полевых шпатов в поверхностном слое осадков (по дифрактометрическим данным, в пересчете на бескарбонатное вещество), % [26]

1—0—10; 2—10—20; 3—20—30; 4—>30; 5— докембрийские платформы; 6 — платобазальты. Обозначение климатических зон седиментотенеза то же, что на фиг. 3



Фиг. 5. Распределение значений кварц-полевошпатового отношения в поверхностном слое осадков, по дифрактометрическим данным [26]

1—<1; 2—1—3; 3—3—4; 4—>4; 5 — докембрийские платформы; 6 — платобазальты. Обозначение климатических зон седиментогенеза за то же, что на фиг. 3

ную часть океана в пределах экваториальной зоны со стороны Зондских островов поступает преимущественно пирокластический обломочный материал основного состава. В то же время в пределах питающих провинций аридных и ледовой зон (Аравийский полуостров, Австралия, Антарктида) широко распространены кварцевые осадочные породы, кварциты и другие магматические и метаморфические породы гранито-гнейсового комплекса. Даже простое механическое разрушение этих пород без участия химического выветривания приводит к накоплению в прибрежно-шельфовой зоне осадков, обогащенных кварцем. Таким образом, в пределах Индийского океана, так же как и в Атлантике, распределение обломочных минералов тесно связано с питающими провинциями.

ТИХИЙ ОКЕАН

Широко распространены в глубоководных районах Тихого океана красные глины и пелитовые карбонатные и кремнистые илы. Алевроитовые и песчаные отложения развиты по периферии океана и в прибрежных зонах часто встречающихся здесь вулканических и коралловых островов [3, 11]. История минералогического изучения осадков Тихого океана освещена в работе [20]. Это одно из наиболее полных обобщений по минеральному составу крупноалевритовой фракции. Однако разделение минералов на легкие и тяжелые производилось в тяжелой жидкости с плотностью 2,7. В результате часть полевых шпатов (главным образом основные плагиоклазы) попала в группу тяжелых минералов. Это не позволяет производить вычисление КПО без соответствующих пересчетов, которые не удалось сделать из-за отсутствия в работе данных о содержании тяжелой подфракции. Концентрация кварца в осадках (в целом) Тихого океана по данным дифрактометрического анализа рассмотрена Р. В. Рексом и Е. Д. Гольдбергом [51], а В. В. Серовой с соавторами [26] по аналогичной методике построены карты распределения кварца, полевых шпатов и КПО также для осадка в целом (см. фиг. 3—5).

Кварц в осадках Тихого океана содержится в относительно пониженных концентрациях. В отложениях южной части его количество обычно не превышает 10%, на севере составляет 10—20%. Исключением являются осадки центральных районов северной половины океана, где концентрация кварца повышается до 20—30% (см. фиг. 3). Подобное повышение содержания кварца в глубоководных осадках на 30° с. ш. совпадает с осью воздушных струйных течений северной тропической зоны и обусловлено эоловым приносом обогащенного кварцем материала из азиатских пустынь [26, 51]. Одна из характерных черт распределения кварца в осадках Тихого океана — отсутствие на большей части территории приконтинентальных районов ярко выраженного максимума. Так, например, в отложениях у побережья Северной и Южной Америки, Антарктиды, северо-восточной Австралии и в Охотском море его содержания составляют всего 10—20%. Более высокой концентрацией кварца (20—30%) отличаются осадки азиатских окраинных морей: Южно-Китайского, Восточно-Китайского, Японского, западной (прилегающей к Австралии) части Тасманова моря. Отложения Берингова моря и Сиамского залива наиболее обогащены кварцем >30% (см. фиг. 3). Полевые шпаты в осадках Тихого океана содержатся в сравнительно больших количествах. Обширные поля отложений с повышенной их концентрацией (20—30), в северной оконечности океана более 30%, в северной и южной половинах океана разделены экваториальной широтной полосой осадков с содержанием полевых шпатов от 0 до 10% (см. фиг. 4). Экваториальный минимум, так же как и минимум в районе 50—60° ю. ш., связан, по-видимому, с разбавлением осадков биогенным кремнистым материалом [26].

Распределение КПО в осадках Тихого океана имеет определенную специфику, выражающуюся в преобладании содержаний полевых шпатов над кварцем на большей площади дна по сравнению с другими океанами. Пояс значений КПО, меньших единицы, протягивается вдоль островных дуг с активным вулканизмом от Камчатки до Австралии в западной части океана и от Алеутских островов вдоль Североамериканского континента вплоть до Центральной Америки. Эти два пояса южнее экватора сливаются в единое обширное поле осадков с значением $KPO < 1$ (см. фиг. 5). В центральных районах северной части океана, восточнее южной Австралии, в приюжноамериканском и приантарктическом районах, в Охотском и Японском морях КПО в отложениях составляет 1—3, а в азиатских окраинных морях (кроме Охотского и Японского), в районе восточной Австралии, Перуанского желоба и шельфа 3—4 и > 4 (см. фиг. 5). Сравнительно невысокие КПО (< 2) характеризуют шельфовые осадки северной гумидной и северной аридной зон (табл. 4), а в среднем для этих зон они составляют соответственно 1,23 и 1,16 (см. табл. 2). Рассмотренное распределение кварца, полевых шпатов и КПО в осадках Тихого океана климатически аazonально и обусловлено в первую очередь, как будет показано ниже, геологическим строением питающих провинций и петрографией слагающих их пород.

Одним из важнейших источников поступления осадочного материала в бассейн Тихого океана является современный вулканизм. Тихоокеанский андезитовый пояс, обрамляющий океан, насчитывает свыше 470 действующих вулканов [22]. Центральноокеанская область также усеяна многочисленными подводными и надводными вулканами [3]. Продукты вулканической деятельности андезитового, андезито-базальтового и базальтового состава практически лишены кварца или содержат его в незначительном количестве. В результате осадки районов современного вулканизма обогащаются полевыми шпатами, вулканическим стеклом и другими вулканогенными минералами. Значение КПО в них, как правило, меньше единицы. Влияние вулканической деятельности андезитового пояса слабее сказывается на осадках окраинных морей Азии и Австралии. Они являются аккумуляторами основной массы терригенного материала, поступающего с азиатского и австралийского континентов. Тихоокеанские водосборы этих континентов сложены преимущественно обогащенными кварцем осадочными породами, кварцитами и другими магматическими и метаморфическими породами гранито-гнейсового комплекса [22, 35]. В связи с этим именно осадки окраинных морей западной периферии Тихого океана независимо от климатической зоны их расположения характеризуются наиболее высокими значениями КПО 3—4 и > 4 (см. фиг. 5). Высокие КПО (> 4) в пелагической части северной половины океана связаны с эоловым привносом кварца с Азиатского континента воздушными струйными течениями северной тропической зоны [26]. Однако следует отметить, что в данном случае эоловый транспорт обломочного материала, характерный для аридных поясов Земли (т. е. фактор, связанный с климатической зональностью), обуславливает не минеральный состав терригенного материала, а лишь дальность его разноса. Минералогия этого материала целиком зависит от состава коренных пород и отложений питающих провинций, а также тех изменений, которые он претерпевает до начала транспортировки воздушным потоком.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Отложения Северного Ледовитого океана, большая часть которого расположена в зоне ледового седиментогенеза, характеризуется весьма высокими значениями КПО. Так, например, в котловине Бофорта оно составляет 14,71, в пределах Абиссальной равнины Канады 12,8, у восточного побережья северной Гренландии 6,15, а в осадках Норвежского

Таблица 5
Среднее содержание кварца и полевых шпатов (%) и КПО в современных осадках некоторых районов Северного Ледовитого океана и его морей

Климатическая зона	Район	Фракция	n	Кварц			Полевые шпаты				КПО				Литературный источник		
				min	max	\bar{x}	σ	min	max	\bar{x}	σ	n	min	max		\bar{x}	σ
Северная ледовая	Котловина Нансена	0,1—0,05	2	47,5	59,7	53,6	8,6	43,1	29,2	21,2	14,4	2	2,04	3,62	2,83	1,1	[4]
	Хребет Менделеева	0,1—0,05	2	25,6	49,6	37,6	17,0	46,8	28,8	22,8	8,5	2	0,89	2,95	1,92	1,5	То же
	Котловина Макарова	0,1—0,05	1	—	—	28,5	—	—	—	—	—	1	—	—	0,56	—	»
	Котловина Бофорта	0,1—0,05	1	—	—	55,9	—	—	—	—	—	1	—	—	14,71	—	»
	Арктический бассейн в целом	0,1—0,05	6	25,6	59,7	44,5	14,2	3,8	50,7	23,7	16,4	6	0,56	14,71	4,13	5,3	»
	Абиссальная равнина Канады	0,125—0,0625	19	47,28	65,22	55,96	5,0	1,33	11,52	5,67	2,5	19	4,9	41,2	12,8	8,7	[42]
Северная умеренная	Восточное побережье Гренландии ⁶	0,1—0,05	—	—	—	68,3	—	—	—	11,1	—	—	—	—	6,15	—	[1]
	Норвежское море	0,1—0,05	15	0	87,0	36,5	26,8	0	6,0	2,27	2,2	10	3,33	70,00	22,26	21,0	[7]
	Баренцево море	0,1—0,05	88	5,0	75,0	22,5	13,9	5,0	65,0	22,0	12,9	88	0,20	6,25	1,28	0,9	[12]
	Белое море	0,1—0,05	61	8,6	58,2	38,41	9,4	3,0	59,2	33,61	8,6	61	0,5	2,9	1,2	0,46	[6]

моря, расположенного уже в гумидной умеренной зоне, КПО достигает «тропических» (≥ 19) значений, в среднем 22,26 (табл. 5). Средние значения КПО для ледовой и гумидной умеренной зон седиментогенеза, вычисленные по данным для осадков Северного Ледовитого океана и его морей, также весьма высоки и составляют соответственно 7,69 и 8,25 (см. табл. 2). Это связано с тем, что водосборы бассейна Северного Ледовитого океана в структурном отношении представлены главным образом древними платформами (щиты и плиты), в пределах которых распространены кварцевые (вплоть до мономинеральных кварцевые песчаники) осадочные породы, кварциты, а также сравнительно обогащенные кварцем породы гранито-гнейсового комплекса. Большое значение в питании Северного Ледовитого океана обломочными продуктами приобретает моренный материал, в котором относительное обогащение кварцем легкой подфракции связано с механическим истиранием абразивно менее устойчивых полевых шпатов и преобразованием их в гидрослюды.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренные особенности распределения кварца, полевых шпатов и КПО в современных осадках Мирового океана трудно увязать с современной климатической зональностью. Основная масса терригенного обломочного материала концентрируется вокруг континентов и по минеральному составу отражает, как правило, петрографический состав пород и отложений питающих провинций. Отсутствие ярко выраженной климатической зональности в распределении терригенного материала в современную геологическую эпоху, по-видимому, связано с несколькими причинами. Наиболее важные из них следующие.

1. В настоящее время 72% площади континентов покрыто осадочными породами различного возраста, от докембрия до четвертичного [41]. Состав этих пород отражает физико-географические условия эпохи их образования. Поскольку в истории Земли расположение климатических поясов неоднократно менялось [31], то и состав разновозрастных осадочных толщ часто азонален относительно современных климатических зон, в которых распространены эти породы [37]. Так, например, докембрийские и раннепалеозойские мономинеральные кварцевые песчаники (ортокварциты) распространены в пределах древних платформ в широком диапазоне современных климатических поясов [21]. Обычное механическое разрушение этих ортокварцитов в любой климатической зоне (даже без участия процессов химического выветривания), естественно, приводит к формированию в прибрежной зоне мономинеральных кварцевых («тропических») песков. Подобное явление в настоящее время наблюдается на Абиссальной равнине Канады (северная ледовая зона), в Норвежском море и северо-западной части Черного моря (северная гумидная умеренная), в заливе Батабано (гумидная экваториальная), на шельфе в районе устья р. Кунене, в Тиморском море (южная аридная) и ряде других районов.

2. Современная геологическая эпоха относится к периоду повышенной тектонической активности [31, 40]. Области образования мощных элювиальных толщ на современном этапе развития Земли почти отсутствуют. Даже во влажных тропиках распространены главным образом не каолинитовые, а латеритные коры выветривания. В поверхностном слое элювия латеритного типа обычно образуется плотный железный панцирь, так называемая кираса, препятствующая его эрозии. В результате в процесс седиментогенеза вовлекается преимущественно менее измененный материал из нижних горизонтов коры выветривания и даже из неизменных коренных пород.

3. Интенсивность образования кор выветривания и степень химической переработки исходного материала во многом зависит от неклима-

тических факторов, таких, как рельеф, состав и строение выветриваемых пород [34].

4. Сокращение концентраций сравнительно неустойчивых минералов, наблюдающееся в процессе седиментогенеза, может быть связано не только с химическим выветриванием на водосборах, но и с действием других факторов, проявление которых не ограничивается каким-либо одним климатическим поясом. В первую очередь это относится к процессам переноса и переотложения, в результате которых сокращается количество абразивно неустойчивых минералов, например полевых шпатов. В связи с этим даже в осадках зон, где химическое выветривание проявляется слабо или вообще отсутствует, соотношение различных минералов может существенно отличаться от их соотношения в коренных магматических породах. Например, в отложениях большинства невулканических районов значение КПО практически всегда больше единицы, хотя даже в наиболее обогащенных кварцем интрузивных породах кислого состава содержания полевых шпатов преобладают над концентрациями кварца. В целом средняя магматическая порода характеризуется значением КПО 0,41, тогда как осадочная — значением 2,24 [40] или 2,64 [21], что, по данным последней работы, близко к среднему соотношению кварца и полевых шпатов в современных аллювиальных отложениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ распределения кварца, полевых шпатов и КПО в современных осадках морей и океанов позволяет сделать важный вывод: **формирование минералогического комплекса терригенной обломочной части морских и океанских отложений в современную эпоху определяется в основном составом материнских пород питающих провинций.** Влияние климата на этот процесс проявляется локально и не имеет решающего значения, что связано, по-видимому, с несколькими факторами: 1) основным источником обломочного материала (72%) в современную эпоху являются осадочные породы различного возраста, состав которых отражает физико-географические условия не современной эпохи, а времени их образования; 2) современная геологическая эпоха относится к периоду усиленных тектонических движений с преобладанием механической эрозии над химической; 3) состав продуктов выветривания зависит от неклиматических факторов; 4) трансформация минералогического состава, связанная с процессом транспортировки и переотложения обломочного материала (повышение концентраций абразивно устойчивых минералов за счет истирания и химического преобразования относительно неустойчивых), проявляющаяся во всех климатических зонах, приводит часто к тем же результатам, что и химическое выветривание в тропиках, так как большинство химически неустойчивых минералов являются одновременно и абразивно неустойчивыми (например, полевые шпаты, вулканическое стекло, оливин и др.).

Таким образом, несмотря на климатическую зональность седиментогенеза как в пределах континентов [31], так и в океанах [16, 17], отдельные составляющие этого процесса, в частности формирование минерального состава терригенной обломочной части морских осадков, в современную эпоху определяются в первую очередь не климатом, а составом и строением исходных пород и тектоническими условиями в пределах водосборной площади и самого седиментационного бассейна.

Литература

1. Авилон И. К. Рельеф и донные отложения шельфа и материкового склона Северо-Западной Атлантики.— Тр. ВНИРО. М.: Пищевая промышленность, 1965, т. 57, кн. II.
2. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. М., 1977.
3. Атлас океанов. Тихий океан. М., 1974.

4. Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Морской транспорт, 1961.
5. Васильев В. П. Минералогия донных осадков шельфа Кубы.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3.
6. Васильев В. П. Терригенные легкие минералы в современных осадках некоторых морей и климатическая зональность.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1, с. 26—39.
7. Горшкова Т. И. Осадки Норвежского моря.— В кн.: Морская геология. М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгр., XXVI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 10).
8. Евзеров В. Я. О характере выветривания горных пород Кольского полуострова в антропогене.— В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971.
9. Емельянов Е. М. Распределение и состав илов на шельфе юго-западной Африки.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, Калининград, 1973, т. 95.
10. Емельянов Е. М. Минеральный состав осадков Средиземного моря.— В кн.: Океанологические исследования, № 26. М.: Сов. радио, 1979.
11. Игнатьев Г. М. Тропические острова Тихого океана. М.: Мысль, 1979.
12. Кленова М. В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
13. Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975.
14. Лисицын А. П. Донные осадки шельфа Антарктиды.— В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
15. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966.
16. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
17. Лисицын А. П. Глобальные зоны седиментогенеза.— В кн.: Успехи советской океанологии. М.: Наука, 1979.
18. Минералогические провинции глубоководных осадков Атлантического океана/Г. С. Харин, Е. М. Емельянов, В. М. Василенко, А. В. Солдатов.— В кн.: Океанологические исследования, № 26. М.: Сов. радио, 1979.
19. Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград, 1975.
20. Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.— В кн.: Тихий океан. М.: Наука, 1970, т. 6, кн. 1.
21. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976.
22. Питание Тихого океана осадочным материалом и основные факторы осадкообразования/П. Л. Безруков, А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа, В. П. Петелин, З. Н. Горбунова, Е. А. Романкевич.— В кн.: Тихий океан. Т. 6, кн. 1. М.: Наука, 1970.
23. Попов В. П. Минеральный состав крупноалевритовой фракции современных осадков и минералогические провинции северо-западной части Индийского океана.— Океанология, 1979, т. XIX, вып. 1.
24. Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973.
25. Свальнов В. Н., Рудакова А. Н. Состав крупноалевритовой фракции современных осадков восточной части Индийского океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.
26. Серова В. В., Лисицын А. П., Мурдмаа И. О. Кварц и полевые шпаты в осадках.— В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
27. Сырык С. И. Минералогический состав крупноалевритовой фракции донных отложений залива Анива.— В кн.: Геолого-геофизические исследования Охотоморского региона. Южно-Сахалинск, 1979.
28. Современные терригенно-вулканогенные минералогические провинции Атлантического океана/А. В. Солдатов, Г. С. Харин, Е. М. Емельянов, Ю. М. Сеннин.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
29. Солдатов А. В., Харин Г. С. Минеральный состав глубоководных осадков Атлантического океана.— В кн.: Океанологические исследования, № 26, М.: Сов. радио, 1979.
30. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
31. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
32. Страхов Н. М. Две схемы современного глобального литогенеза и их методология.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8.
33. Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1975.
34. Трансформация минералогического состава терригенного материала в процессе его поступления в прибрежную зону океанических островов/В. П. Васильев, В. В. Калининко, Е. Н. Невеский, Ю. А. Павлидис.— В кн.: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978.
35. Физико-географический атлас мира. М., 1964.
36. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971.
37. Холодов В. Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975.
38. Хрусталеv Ю. П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов-н/Д.: Изд-во Ростовск. ун-та, 1978.
39. Хрусталеv Ю. П., Резников С. А., Туровский Д. С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов-н/Д.: Изд-во Ростовск. ун-та, 1977.
40. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

41. *Blatt H., Jenes R. L.* Proportions of exposed igneous, metamorphic and sedimentary rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, № 8.
42. *Campbell J. S., Clark D. L.* Pleistocene turbidites of the Canada Abyssal Plain of the Arctic Ocean.— J. Sediment. Petrol., 1977, v. 47, № 2.
43. *Combellick R. A., Osborne R. H.* Sources and petrology of beach sand from southern Monterey Bay, California.— J. Sediment. Petrol., 1977, v. 47, № 2.
44. *Curray J. R.* Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, Northwest Gulf of Mexico.— In: Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico. AAPG, Tulsa, Oklahoma, 1960.
45. *Edwards D. S., Goodell H. G.* The detrital mineralogy of ocean floor in the area of the Antarctic Peninsula, Antarctica.— Marine Geol., 1969, v. 7, № 3.
46. *Etchichury M. C., Remiro J. R.* Muestras de fondo della plataforma continental comprendida entre los paralelos 34° y 36°30' de latitud sur y los meridianos 53°10' y 56°30' de longitud oeste.— Revista del Museo Argentino de ciencias naturales «Bernardino Rivadavia» e Instituto nacional de investigacion de las ciencias naturales. Ciencias Geologicas, 1960, t. VI, № 4.
47. *Griffin J. J., Goldberg E. D.* Recent sediments of Caribbean Sea.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, № 11, 1969.
48. *Leinz V.* Die Mineralfazies der Sedimente des Guinea-Beckens.— Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Expedition auf dem Forschungs und Vermessungsschiff «Meteor» 1925—1927. Bd III, H. 3. Berlin — Leipzig, 1937.
49. *Nichols M. M.* Characteristics of sedimentary environments in Moriches Bay.— In: Papers in Marine Geology. Shepard Commemorative Volume. New York, London, 1964.
50. *Radczewski O. E.* Die Mineralfazies der Sedimente des Kapverden-Beckens. Die Sedimente des aquatorialen Atlantischen Ozeans.— Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Expedition auf dem Forschungs und Vermessungsschiff «Meteor» 1925—1927. Bd III, H. 3. Berlin — Leipzig, 1937.
51. *Rex R. W., Goldberg E. D.* Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean.— Tellus, 1958, v. 10, № 1.
52. *Rusnak G. A.* Sediments of Laguna Madre, Texas.— In: Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico. AAPG, Tulsa, Oklahoma, 1960.
53. *Schlee J.* Sand and gravel on the continental shelf off the northeastern United States.— U. S. Dep. Interior. Geol. Surv. Circul. 602. Washington, 1968.
54. *School D. W.* Relationship of the insular shelf sediments to the sedimentary environments and geology of Anacapa Island, California.— J. Sediment. Petrol., 1960, v. 30, № 1.
55. *Shepard F. P., Cohee G. V.* Continental shelf sediments off the Mid-Atlantic States. Bull. Geol. Soc. America, 1936, v. 47, № 3.
56. *Siddiquie H. N.* Recent sediments of the Bay of Bengal.— Marine Geol., 1967, v. 5, № 4.
57. *Slatt R. M.* Late Quaternary terrigenous and carbonate sedimentation on Grand Bank of Newfoundland.— Bull. Geol. Soc. America, 1977, v. 88, № 9.
58. Spores, pollen, diatoms and provenance of the Argentine Basin sediments/Groot J. J., Groot C. R., Ewing M., Burckle L., Conolly J. R.— In: Progress in Oceanography, v. 4, 1967.
59. *Stanley D. I., Swift D. J. P., Richards H. G.* Fossiliferous concretions on Georges Bank.— J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, № 4.
60. *Van Andel Tj. H.* Recent marine sediments of Gulf of California.— In: Marine Geology of the Gulf of California. A Symposium. Mem. 3. AAPG, Tulsa, Oklahoma, 1964.
61. *Van Andel Tj. H., Veevers J.* Morphology and Sediments of Timor Sea.— Commonwealth of Australia. Bull. Dep. Nat. Develop. Bureau Mineral Res., Geol. and Geophys., № 83. Canberra, 1967.

Московский горный институт,
Москва

Поступила в редакцию
23.VI.1980

УДК 553.492.1

**ЛИНЕЙНЫЕ ЗОНЫ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ,
СВЯЗАННЫХ С ДРЕВНИМИ ДОЛИНАМИ**

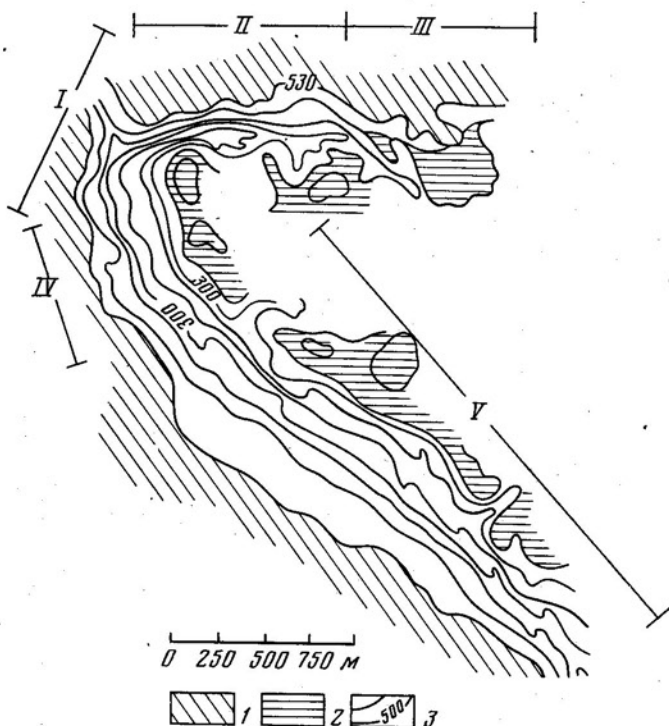
ЛЕЙПЦИГ А. В., САВЕЛЬЕВА З. И.

Рассматриваются особенности вторичных изменений бокситов тургайских месторождений, залегающих на склонах древних (доэоценовых) долин. Изменения связываются с эволюцией ландшафтных и геохимических обстановок в процессе выполнения долин бокситоносными и другими осадками эоцена. Выделяются несколько зон преобразования бокситов на склоне, с которыми связаны вынос или привнос окислов алюминия, железа и кремния, относительная или абсолютная вторичная бокситизация пород или их ресиликация. Этот процесс контролирует размещение в отдельных долинах бокситов различного качества и позволяет прогнозировать их в пределах месторождений подобного типа.

Процессы вторичного изменения бокситов, широко проявляющиеся на изученных месторождениях, получили достаточно детальную характеристику в целом ряде работ [2, 3, 5, 7, 10—13]. Этими исследованиями выделено несколько характерных типов преобразования бокситов (сидеритизация, каолинизация и др.), из которых наиболее широко и ярко в пределах месторождений представлен процесс их отбеливания, сопровождающийся большим или меньшим выносом из пород окислов железа. Установлена также крайняя неравномерность проявления этих процессов. Даже в пределах отдельных рудных тел часто отмечались участки с различным характером преобразования вещества бокситов, отличающиеся также разнообразием форм и неравномерным распределением по площади. Эта особенность изменений связывалась в общем виде с действием различных и разновременных процессов, которые не получили, как правило, точной геологической характеристики. В целом если сами процессы переработки вещества бокситов рассмотрены в указанных работах весьма детально, то геологические причины их проявления не всегда получали должную оценку. Именно в связи с этим и остаются во многих случаях неясными закономерности размещения в пределах месторождений участков изменения бокситов различного типа. Исследования в этом направлении, выполненные в последние годы по керну и стенкам карьеров на ряде месторождений Сибири и Северного Казахстана, позволили несколько заполнить этот пробел и более точно оценить последовательность формирования и изменения вещества бокситов и, главное, оценить приуроченность процессов их преобразования к определенным зонам месторождений. Один из этих процессов, широко проявляющийся в пределах месторождений осадочных бокситов, связанных с древними долинами, рассматривается нами на материалах по Амангельдинскому району Северного Казахстана.

Эоценовые бокситы и бокситоносные отложения в пределах Аркалыкского, Ашутского и других месторождений этого района, как и в районах

Приангарья [8, 9], выполняют долины мелких водотоков древнего рельефа. Отдельные фрагменты этих долин легко устанавливаются по материалам разведки и отработки месторождений, а в отдельных случаях долины прослеживаются по этим данным на расстояние до 6—8 км. Одна из типичных бокситоносных долин выделена, в частности, в пределах Аркалыкского месторождения (фиг. 1). Она врезана в породы палеоцена и выветрелые сланцы девона и представляет собой изогнутую в плане депрессию, расширяющуюся и полого погружающуюся в южном направлении. В своих верховьях долина располагается в пределах полого-



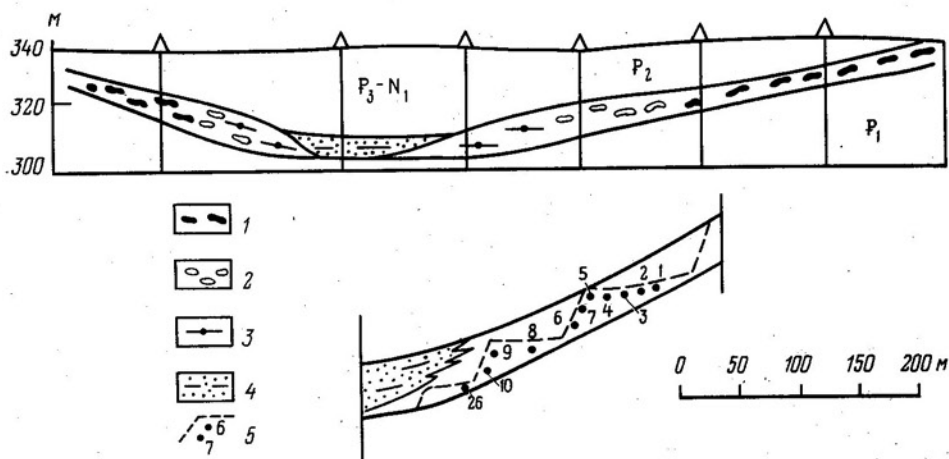
Фиг. 1. Строение эоценовой долины в пределах Аркалыкского месторождения бокситов.

I—V — участки месторождения. Поверхность эоценового рельефа: 1 — высокая, 2 — низкая; 3 — изогипсы эоценового рельефа

холмистой низкой поверхности доэоценового рельефа (абсолютные отметки 310—320 м) и характеризуется незначительной шириной (до 100 м), небольшим падением тальвега и пологими слаборасчлененными невысокими склонами. В среднем и нижнем течении долина расширяется до 400—500 м и местами примыкает к высокому уровню доэоценового рельефа (отметки 330—350 м), так что ее склоны достигают высоты 40—50 м. Последние расчленены долинками мелких водотоков, а крутизна их достигает 10—12°. Подобные долины выполнены бокситоносными осадками эоцена мощностью до 25 м, накопление которых связано с общим опусканием территории.

Бокситы в виде протяженных линз формируются на склонах долин, часто распространены в пределах их днищ и образуют, особенно в узких долинках, непрерывный пласт переменной мощности, переходящий с одного склона на другой (фиг. 2). Бокситы склонов представлены в основной массе красными обломочно-бобовыми каменистыми разностями, отличающимися грубой обломочной структурой и плохой сортирован-

ностью материала. В основании склонов эти породы приобретают грубую наклонную слоистость, обусловленную неравномерным распределением обломочного материала по пласту, а в пределах днищ долин образуют толщу чередующихся глин и обломочно-бобовых бокситов. В долинах шириной 150—200 м и более в глинах появляется примесь мелкого кварцевого материала, в верхней части разрезов днищ широких долин развиты белые песчано-алевритистые глины и глинистые пески с линзами кварцевых песков и косой слоистостью, подчеркивающей их принадлежность к аллювиальным образованиям. Иногда эта толща песчаных

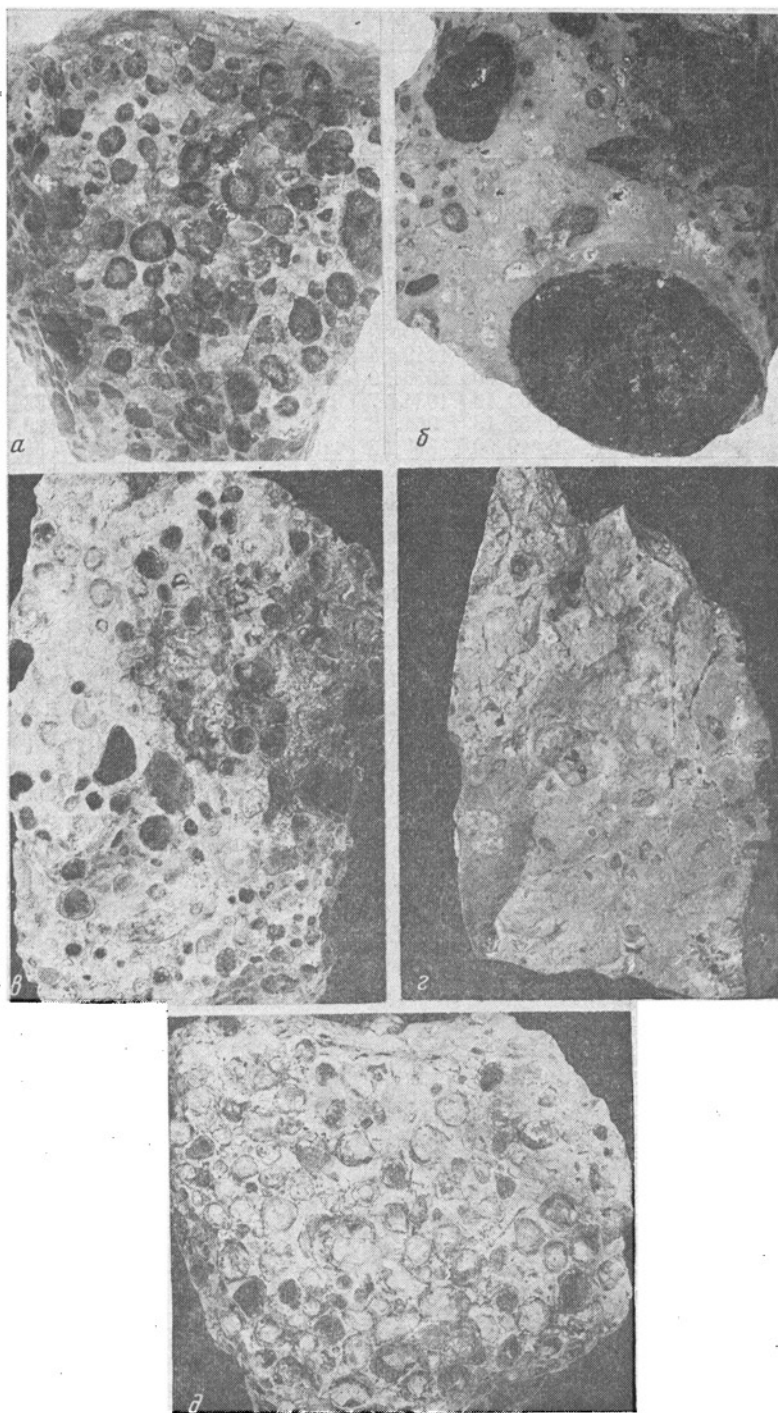


Фиг. 2. Размещение бокситов в эоценовой долине V участка Аркалыкского месторождения и положение изученных забоев карьера

1 — красные обломочно-бобовые бокситы; 2 — белые, розовые, красноватые, в различной степени осветленные обломочно-бобовые бокситы; 3 — белые каолинизированные бокситы и глины с бобовой структурой; 4 — белые глинистые пески и песчаные глины кварц-каолинового состава; 5 — места отбора образцов на уступах карьера

глин составляет основную часть разреза эоцена, которая замещает в пределах днищ долин делювиально-пролювиальные бокситы склонов (см. фиг. 2). Таким образом, для месторождений характерно развитие двух типов разрезов эоценовых бокситоносных осадков: красноватых грубообломочных склоновых и в значительной степени глинистых аллювиального или озерно-аллювиального происхождения, тяготеющих к центральным, наиболее глубоким частям долин. Переход между этими разнофациальными образованиями постепенный.

В основании склонов долин, в области перехода от склоновых фаций к аллювиальным, практически повсеместно отмечается полоса изменения бокситов шириной 5—15 м со сложным внутренним строением. Изменение выражается прежде всего в отбеливании, которое постепенно увеличивается в сторону развития аллювиальных фаций. Красные каменные бокситы вначале несколько теряют яркость окраски, затем в них появляются мелкие пятна и участки осветления, количество которых постепенно возрастает. Отбеливание поражает здесь в основном цемент и мелкую обломочную фракцию бокситов; бобовины и обломки сохраняют свой первоначальный облик (фиг. 3, а). Далее процесс отбеливания охватывает обломочно-бобовую часть бокситов, которые приобретают бело-розовую окраску и характеризуются значительной пористостью. Лишь наиболее крупные обломки, слагающие бокситы, в своих центральных частях сохраняют красную окраску (см. фиг. 3, в). Для нижней части полосы характерно полное отбеливание пород, причем в одних случаях бокситы представлены плотными каменными, сохраняющими местами реликты первичной обломочно-бобовой структуры, а в других —



Фиг. 3. Типы изменения бокситов по зонам

а — обломочно-бобовый с отбеленным цементом, обр. 3, зона I; *б* — обломочно-бобовый пятнистой окраски с отдельными сохранившимися (красными) крупными обломками и бобовинами, обр. 11, зона I; *в* — обломочно-бобовый белый с розовыми пятнами, хрупкий, пористый, обр. 7, зона II; *г* — светло-серый, массивный, плотный, с реликтами бобовин, обр. 14, зона II; *д* — белый рыхлый каолинизированный, обр. 10, зона III

Таблица 1

Зона бокситов	№ обр.	Плотность, г/см ³	Al ₂ O ₃		SiO ₂		Fe ₂ O ₃		Потери при прокаливании	
			%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³
Неизменных красных Частично отбеленных	1	2,475	51,08	1264,20	4,84	119,8	16,26	402,43	24,11	596,72
	2	2,354	53,63	1256,09	5,20	122,4	8,87	208,79	26,36	620,51
	3	2,358	53,39	1258,93	3,84	90,54	9,84	232,02	27,52	648,92
	4	2,195	53,39	1171,91	3,25	71,13	9,73	213,57	28,75	631,00
	5	2,220	54,51	1199,22	1,89	41,58	9,63	211,86	29,00	638,00
Белых	6	2,053	59,45	1220,50	1,15	23,60	1,92	39,41	31,70	650,80
	7	1,938	59,29	1149,04	1,23	23,83	1,73	33,52	31,87	614,64
	8	1,727	60,00	1036,20	1,26	21,76	1,03	14,78	32,47	660,75
Каолинизированных	9	1,750	59,13	1034,77	1,70	29,75	1,38	24,15	32,16	562,80
	10	1,750	55,13	964,78	7,87	137,73	2,03	35,53	29,60	518,00
	26	1,770	49,90	883,23	20,0	354,00	1,10	19,47	24,60	435,42

рыхлыми разностями, состоящими из белой глинистой массы, переполненной более плотными белыми и светло-серыми бобовинами и обломками (см. фиг. 3, д). Последняя разновидность пород местами еще сохраняет свой первичный «каменистый» облик, но в основной массе малопрочная, легко распадается в руках. Подобный характер и последовательность отбеливания бокситов в нижней части склонов отмечается во многочисленных карьерах Аркалыкского и Ашутского месторождений и сопровождается существенным изменением их состава. В карьерах V участка Аркалыкского месторождения характер преобразования бокситов изучен по двум субпараллельным профилям по образцам, отобраным в обнажениях через 0,5—1 м. Особенности изменения их состава подтвердили существование в полосе отбеливания нескольких различающихся по характеру преобразования вещества зон, которые не имеют, как правило, четких границ, но хорошо выдерживаются по простиранию залежей.

Исходные красные каменные бокситы вблизи полосы их отбеливания обычно обладают достаточно высоким качеством, хотя и содержат в составе обломочной части примесь терригенного кварца. Кремневый модуль их колеблется в пределах от 5 до 10 при содержании 45—50% глинозема и несколько меньше 20% окислов железа (табл. 1). Первая зона полосы, проявляющаяся в частичном отбеливании бокситов, характеризуется интенсивным выносом из пород окислов железа и кремния, а также слабым и неравномерным выносом окислов алюминия. По сравнению с исходными бокситами из пород здесь выносятся до 90% окислов железа (363 мг/см³), причем наиболее интенсивно это происходит в узких участках перехода от красных бокситов к частично отбеленным и от последних к белым. Вынос кремнезема из пород зоны отмечается на всем ее протяжении и достигает 80% от его содержания в неизменных бокситах (100 м²/см³). В среднем из пород зоны выносятся и 44 мг/см³ Al₂O₃, но проявляется этот процесс крайне неравномерно: на одних участках он достигает значительно больших величин, а на других отмечается даже обогащение пород окисью алюминия. Значительно более интенсивный вынос из пород железа и кремния (содержание окиси титана во всех породах остается примерно постоянным на уровне 4—5%) приводит к относительному обогащению пород гидроокисью алюминия, увеличению кремневого модуля бокситов до 20 и более. Одновременно с этим на 0,2—0,025 г/см³ уменьшается плотность пород, возрастает их пористость и уменьшается прочность. В целом эту зону можно характеризовать как область интенсивного выщелачивания окислов железа и кремния и относительного обогащения пород окислами алюминия (относительной бокситизации).

Вторая зона, сложенная интенсивно отбеленными породами, характеризуется незначительным и постоянным содержанием окислов железа и кремния порядка 1—2%, т. е. это практически безжелезистые и бескремнистые бокситы, состоящие из гиббсита и окислов титана. В породах зоны отмечается лишь уменьшение концентраций окислов алюминия, абсолютное содержание которых снижается на 10—15% (150 мг/см³) по сравнению с породами предыдущей зоны. Этот вынос при минимальном содержании компонентов не приводит к потере качества бокситов, кремневый модуль которых достигает здесь 40—50. Плотность пород по сравнению с исходными бокситами уменьшается на 0,5—0,7 г/см³. В данной зоне наблюдаются, следовательно, слабый вынос окиси алюминия и полная относительная бокситизация пород.

Третья зона, непосредственно примыкающая к песчано-глинистым осадкам днища долины и частично перекрывающаяся ими, характеризуется интенсивным привносом кремнезема и заметным, значительно большим, чем в предыдущей зоне, уменьшением концентраций Al₂O₃. Содержание кремнезема в породах зоны постепенно возрастает до 5—10% и далее более резко — до 20—30%, так что бокситы постепенно теряют качество и с промышленной точки зрения являются уже глиноземистыми огнеупорными глинами с кремневым модулем от 1,5 до 3. Процесс постепенной ресиликации сопровождается уменьшением на 170 мг/см³ концентраций Al₂O₃, т. е. до 15% от его содержания в породах второй зоны, что служит второй причиной постепенного ухудшения качества бокситов. Содержание окислов железа сохраняется в породах на уровне 1—2%. В целом вынос компонентов из пород здесь несколько превышает привнос, и они характеризуются минимальной плотностью, дальнейшим увеличением пористости и малой прочностью. С этой зоной связана постепенная ресиликация (каолинизация) бокситов, сопровождающаяся выносом части глинозема.

В целом в пределах рассматриваемой полосы изменения бокситов по выделенным зонам наблюдается устойчивый и все возрастающий по масштабу вынос глинозема. Из первой зоны происходит интенсивный вынос окислов железа и кремния (относительная бокситизация пород), а в третьей — привнос кремнезема (каолинизация пород). Вторая зона характеризуется относительным «стабильным» составом пород, занимает как бы промежуточное положение; здесь полностью проявилось выщелачивание окислов, свойственное первой зоне, а процессы ресиликации еще не затронули сформированных пород.

Как отмечалось, процесс осветления и преобразования бокситов не всегда сопровождается их разрыхлением, и в пределах зоны полного отбеливания часто развиты их плотные разновидности. Это массивные крепкие светло-серые породы, потерявшие в значительной степени свою первичную обломочно-бобовую структуру. В верхней части зоны полного отбеливания в них еще сохраняются отдельные крупные неизмененные (красные) обломки и бобовины (см. фиг. 3, а, б), а в нижней бобовины представлены как бы «тенями», имеющими более светлую или более темную серую окраску (см. фиг. 3, в). Эти плотные бокситы слагают отдельные участки среди белых рыхлых разновидностей, а часто целиком зону полного отбеливания пород. Характер преобразования вещества бокситов при таком изменении их внешнего облика изучен на V Аркалыкском участке по второму профилю, параллельному рассмотренному выше (табл. 2).

Зона частичного отбеливания и относительной бокситизации также характеризуется интенсивным выщелачиванием окислов железа и кремния, причем вынос Fe₂O₃ приурочен к границам зоны и особенно к области перехода к полностью отбеленным бокситами. Содержание этих компонентов в зоне полностью отбеленных бокситов не превышает 2%, но в отличие от рассмотренного выше разреза здесь отмечается не вы-

Таблица 2

Зона бокситов	№ обр.	Плотность, г/см ³	Al ₂ O ₃		SiO ₂		Fe ₂ O ₃		Потери при прокаливании	
			%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³	%	мг/см ³
Неизменных красных	1	2,475	51,08	1264,2	4,84	119,8	16,26	402,43	24,11	596,72
Частично отбеленных	11	1,994	52,28	1042,46	3,10	61,81	10,91	217,54	28,64	571,08
Белых	12	1,980	60,00	1188,0	1,05	21,35	1,33	26,04	32,51	643,69
	13	2,035	59,24	1206,55	0,86	17,02	1,28	27,32	31,83	647,77
	14	2,138	59,78	1278,09	0,77	15,82	1,60	34,20	32,19	688,22
Каолинизированных	15	1,750	53,23	931,53	10,54	184,45	2,78	48,65	28,09	491,58
	27	1,720	52,10	896,12	15,20	261,44	1,40	24,08	26,50	455,80
	28	1,680	41,90	703,92	32,90	552,72	1,00	16,80	18,20	305,76

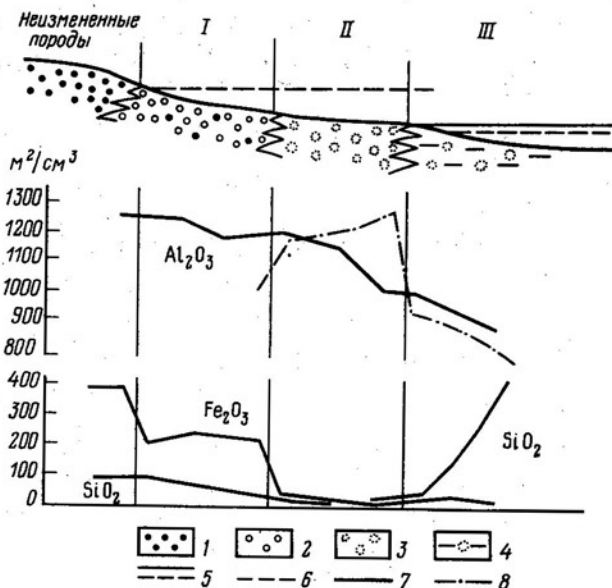
нос, а накопление окислов алюминия. Количество их постепенно увеличивается в породах до 1278 мг/см³, т. е. на 20—25% по сравнению с содержаниями их в предыдущей зоне. Это приводит к постепенному уплотнению пород, уменьшению пористости и сопровождается переработкой первичной обломочно-бобовой структуры пород. В зоне наблюдается не относительное, а абсолютное обогащение пород глиноземом, содержание которого здесь нередко большее, чем в исходных, неизменных бокситах. Преобразование пород в третьей зоне, так же как и в первом случае, связано с ресиликацией бокситов и выносом из них окиси алюминия, но здесь этот процесс проявляется более резко; на расстоянии в несколько метров породы интенсивно разрыхляются, глинизируются и не являются уже качественными бокситами (см. табл. 2). Таким образом, оба рассмотренных типа разрезов в полосе изменения бокситов характеризуются примерно аналогичными процессами преобразования их вещественного состава. С первой зоной связано выщелачивание окислов железа и кремния и относительная бокситизация пород, с третьей — привнос кремнезема, вынос глинозема и ресиликация пород, и лишь во второй зоне происходит то относительная бокситизация пород с незначительным выносом глинозема, то абсолютная — со значительным его привносом, причем по простиранию участки с привносом или выносом глинозема во второй зоне достаточно часто сменяют друг друга и связаны постепенными переходами.

Строгая приуроченность полосы изменения бокситов к основанию склонов эоценовых долин, к области перехода от склоновых фаций к озерно-аллювиальным осадкам водного бассейна позволяет связывать ее формирование с существенными изменениями на этих участках ландшафтно-геохимических обстановок, обусловленных в первую очередь сменой водного режима. Бокситы склонов, как и латериты водоразделов, являются образованиями субаэральных обстановок. В эпоху их накопления на склоне и после формирования пласта они испытывали воздействие атмосферных осадков и близповерхностных грунтовых вод, обогащенных кислородом и имеющих в целом слабоокислую реакцию. Как известно, рН дождевых вод колеблется в нешироких пределах и характеризуется средними значениями 4,7—4,9 [1]. Почвенные и близповерхностные грунтовые воды имеют несколько большие средние значения. В целом для латеритных почв Г. И. Бушинский [5] считает рН 4,5—7, хотя нередко отмечаются значительно более низкие (4—5,9) значения [6, 14]. У близповерхностных грунтовых вод в областях развития железистых латеритов, по данным С. Л. Шварцева [15], рН менее 6, часто ниже 5 (среднее 5,4), а у вод, фильтрующихся через шлейфы латеритов на бовалях Гвинеи, рН 5,5—6,5 [4]. Именно подобные условия, т. е. окислительная обстановка с рН 4,5—7, должны были постоянно существовать

в эоцене в осадках верхних и средних частей склонов долин, что обеспечивало относительную неподвижность окислов железа и алюминия и высокую степень сохранности образовавшихся здесь обломочно-бобовых бокситов. В противоположность этому бокситы нижних частей склонов в процессе эволюции эоценового осадконакопления оказались после их образования в существенно иных ландшафтных и геохимических условиях. По мере опускания территории и заполнения долин озерно-аллювиальными образованиями эти бокситы были приведены на уровень грунтовых вод, а позже перекрыты водным бассейном, т. е. оказались в обстановках затрудненного водообмена, заболачивания и постоянного обводнения, характеризующихся иными параметрами среды. Подобная смена ландшафтных обстановок и условий обводнения весьма типична для депрессионных частей рельефа и отмечается, в частности, в пределах современных речных долин равнинных областей. Именно это и явилось причиной изменения состава бокситов, вплоть до полной их ресиликации.

Как известно, с заболачиванием территорий связаны возникновение за счет разложения органического вещества восстановительных условий и существенное увеличение кислотности среды. Так, для болот тропических областей, в том числе и слабопроточных, где происходит интенсивное отбеливание почв, характерны рН менее 4 (до 2) [5, 14]. Эти условия и обеспечивают интенсивное отбеливание бокситов в нижней части склонов долин, восстановление железа до двухвалентного и одновременный вынос из этих пород окислов алюминия и железа. Максимальную подвижность здесь приобретает железо, а вынос глинозема в существенных количествах происходит лишь в нижней части зоны отбеливания, где из пород удалена основная часть кремнезема (см. табл. 1). В области непосредственного влияния на бокситы речных вод, непосредственно прилегающей к руслу, можно предполагать существование уже иных параметров среды. Воды тропических рек имеют обычно нейтральную или слабощелочную реакцию (рН 6—8), но, главное, в отличие от метеорных и грунтовых вод, стекающих по склонам, содержат резко повышенное количество растворенного кремнезема — до 30—40 мг/л [1]. Именно это и обуславливает здесь процессы преобразования вещества бокситов. В присутствии свободных окислов алюминия кремнезем выпадает из раствора, связываясь в каолинит, а часть глинозема выносятся из пород, вероятно, в виде алюмосиликатного золя.

Изменение характера среды в пределах склонов долины от слабокислой (окислительной) в их верхних частях до кислой (рН менее 4, восстановительной) в нижних и нейтральной (слабощелочной, рН 6—8) в самом основании склонов и определяет процессы изменения бокситов в отдельных зонах и взаимное расположение этих зон. Ход преобразования вещества, четкость выражения контролируются также и особенностями строения склонов, характером взаимоотношений возникших ландшафтно-геохимических зон. В первом из рассмотренных профилей резкая смена характера среды на склоне связана лишь с переходом к заболоченным ландшафтам, с изменением условий от окислительных к восстановительным, в связи с чем граница между красными и отбеленными бокситами выражена очень четко, представлена узкой полосой частично отбеленных пород. Переход от заболоченных частей склона к области постоянного обводнения не выражен здесь резко, поэтому и граница между отбеленными и каолинизированными бокситами четко не наблюдается. В противоположность этому в пределах второго из рассмотренных профилей в силу, вероятно, особенностей строения долины существовал также и резкий переход от заболоченных к субаквальных ландшафтам. С этой границей связан здесь резкий переход от кислой обстановки к нейтрально-слабощелочной, т. е. формирование четкого щелочного барьера, вызвавшего выпадение из фильтрующихся по склону растворов окислов алюминия, т. е. абсолютное обогащение пород глино-



Фиг. 4. Распределение основных окислов в бокситах по зонам их изменения

1 — красные обломочно-бобовые неизменные бокситы; 2 — частично отбеленные обломочно-бобовые бокситы; 3 — белые высококачественные бокситы с реликтами бобовой структур; 4 — белые каолинизированные бокситы и глины с бобовой структурой; 5 — уровень водотока; 6 — уровень заболачивания территории; 7 — изменение концентраций основных окислов в бокситах по зонам первого профиля; 8 — изменение концентраций Al_2O_3 в бокситах по зонам второго профиля. Зоны: I — частично отбеленных обломочно-бобовых бокситов; II — белых высококачественных бокситов; III — белых каолинизированных бокситов

земом и формирование на переходе от белых каменистых бокситов к рыхлым ресилицированным разностям ясно выраженной границы (фиг. 4).

Таким образом, в пределах месторождений Амангельдинского района, связанных с долинами, как правило, формируются четкие зоны вторичного изменения бокситов, обусловленные развитием в долинах при общем опускании территории различных ландшафтно-геохимических обстановок. Эти изменения охватывают уже сформировавшийся пласт каменистых бокситов и относятся к постдиагенетическим процессам. Зоны вторичного изменения занимают определенное положение в долинах, приурочены к нижним частям их склонов и разграничивают в пределах отдельных залежей и рудных тел области развития красных неизменных бокситов и их ресилицированных разностей, являющихся огнеупорными глинами. Эта строгая связь их с элементами дорудного рельефа и типами эоценовых осадков дает возможность картировать рудные тела по качеству и прогнозировать развитие на площади отбеленных разностей бокситов, обогащенных глиноземом (абсолютно — относительно) и лучших по качеству. Следует также отметить, что рассмотренный процесс наиболее типичен для амангельдинских месторождений и проявился здесь более широко, но не является единственно возможным, приводящим к отбеливанию и изменению состава бокситов. Внешне сходные процессы наблюдаются местами в залежах, связанных с карстовыми воронками, и возникают в результате проявления в районе предологоценового размыва и т. д. Но в этих случаях они не зависят от «дорудного» рельефа и размещения таких изменений на площади месторождений определяется другими факторами и принципами. Существенно иначе протекают здесь иногда и процессы преобразования вещества бокситов; некоторые из них рассмотрены в работах [7, 12, 13].

Литература

1. *Баас Беккинг Л. Г., Каплан И. Р., Мур Д.* Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 11—79.
2. *Бенеславский С. И.* Вторичные процессы — важнейший фактор формирования бокситовых пород.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 178—194.
3. *Бенеславский С. И.* Минералогия бокситов. М.: Недра, 1974, с. 127—141.
4. *Броневой В. А., Иванов В. А., Ким Ю. И., Куликова Г. В., Михайлов Б. М., Покровский В. В., Сафонова О. Ф., Селиверстов Ю. П.* Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка).— Сов. геология, 1970, № 9, с. 3—18.
5. *Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1971, с. 135—153, 158—166, 195—202.
6. *Валетон И.* Бокситы. М.: Мир, 1974, с. 80.
7. *Жуков В. В.* Особенности ресилификации бокситоносных образований на Аркалыкском месторождении.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 13. М.: Наука, 1973, с. 125—132.
8. *Лейпциг А. В., Левина А. П., Ясаманов Н. А.* Стратиграфия и закономерности формирования мезо-кайнозойских бокситоносных отложений юго-запада Сибирской платформы. М.: Недра, 1976, с. 110—132.
9. *Лейпциг А. В., Левина А. П., Покомаренко З. К.* Новые данные о возрасте бокситоносных отложений Аркалыкского района.— В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: Недра, 1978 (Тр. ВИМС), с. 80—91.
10. *Лисицына Н. А., Пастухова М. В.* Вторичная минерализация в бокситовой толще и кора выветривания тургайских и северо-казахстанских бокситов.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 1, с. 33—51.
11. *Лисицына Н. А., Пастухова М. В.* Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 74—78.
12. *Михайлов Б. М.* Кремневый метасоматизм на бокситовых месторождениях Западного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2, с. 442—444.
13. *Пастухова М. В.* О влиянии вторичных процессов на литологический и химический состав бокситов.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2, с. 78—87.
14. *Перельман А. И.* Геохимия ландшафта. М.: ВШ, 1975, с. 154—171.
15. *Шварцев С. Л.* Химический состав грунтовых вод тропических стран (на примере Гвинеи).— Геохимия, 1972, № 1, с. 100—109.

ВИМС,
Москва

Поступила в редакцию
14.IV.1980

УДК 551.82 : 550.4

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
СЕДИМЕНТАЦИИ ИЛЬМОЗЕРСКОГО ВРЕМЕНИ
(РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)**

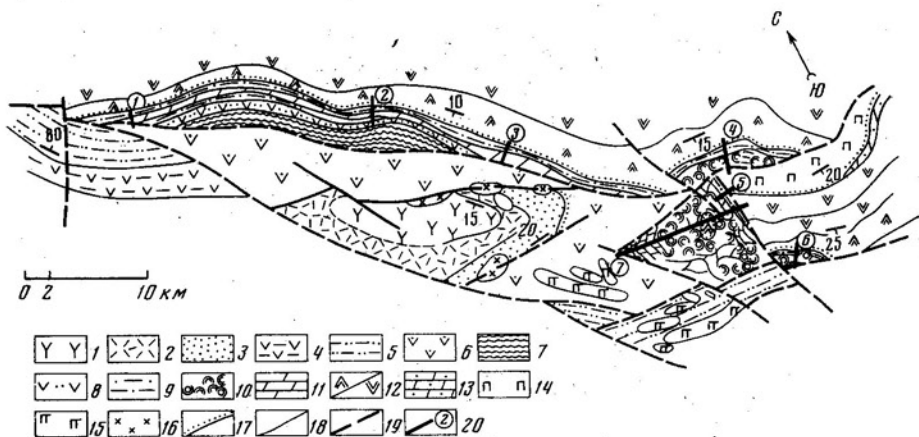
МЕЛЕЖИК В. А.

Произведена детальная реконструкция палеогеографической обстановки древней седиментации. Построена палеогеографическая схема для периода терригенного и карбонатного осадконакопления. Реконструированы потоковые, дельтовые, мелководно-морские, рифовые фации и отложения глубоководных зон спокойной седиментации. Выявлены площади распространения терригенных пород с повышенным содержанием аллотигенного магнетита и титаномagnetита, которые могут быть отнесены к древним россыпным концентрациям.

Ильмозерская свита входит в состав имандра-варзугского комплекса, слагающего юго-восточную часть Печенгско-Варзугского раннепротерозойского пояса. В разрезе комплекса, имеющего суммарную мощность 12—15 км, ильмозерская осадочная подсвита — одна из наиболее крупных стратиграфических подразделений. Ее неполная мощность составляет 800 м. Подсвита хорошо обнажена. Она представлена разнообразными типами пород, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. В породах, как правило, хорошо сохраняются первичные структурные и текстурные признаки. В пределах подсвиты установлены участки с повышенной концентрацией ряда рудных элементов. Все отмеченные обстоятельства предопределили постановку специальной работы, направленной на выявление палеогеографической обстановки и геохимических условий седиментации периода формирования названной подсвиты. Общие вопросы палеогеографии Имандра-Варзугской зоны рассмотрены в работе Н. Б. Бекасовой и Г. Ю. Пушкина [5]. В настоящей статье предпринимается попытка детального палеогеографического анализа одного из стратиграфических подразделений, представляющего наибольший интерес в практическом и теоретическом отношении в пределах имандра-варзугского комплекса. Часть материалов, использованных в работе, получена при полевых исследованиях совместно с А. А. Предовским. Автор считает своим долгом выразить А. А. Предовскому благодарность за методическую помощь в работе, консультации и обсуждение ряда вопросов, нашедших отражение в данной статье.

**I. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Нижнеильмозерские вулканогенно-осадочные образования распространены в центральном районе Имандра-Варзугской зоны, в блоке, ограниченном с востока и запада крупными разломами, имеющими конседиментационный характер. Подсвита слагает Томингскую брахисин-



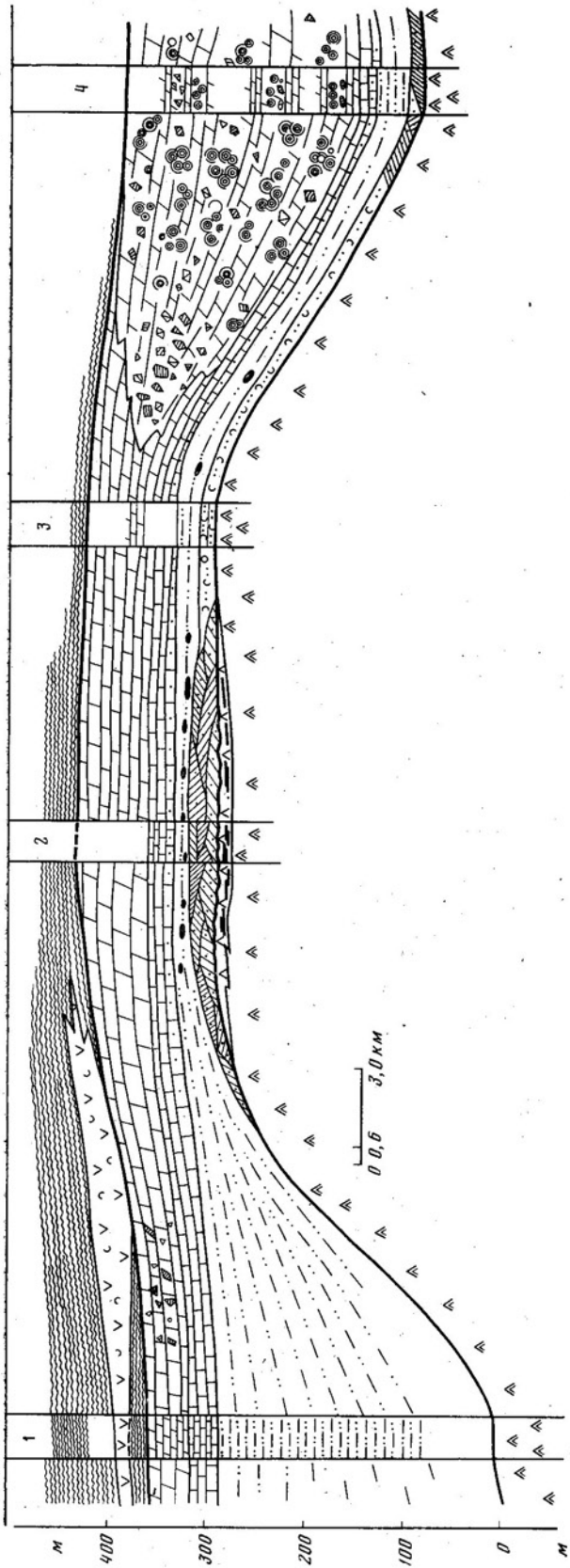
Фиг. 1. Схема геологического строения площади распространения пород нижнеильмозерской подсвиты

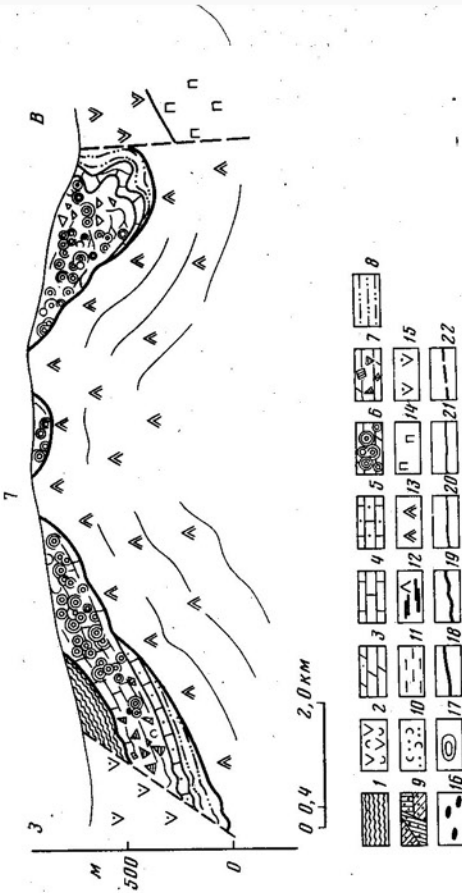
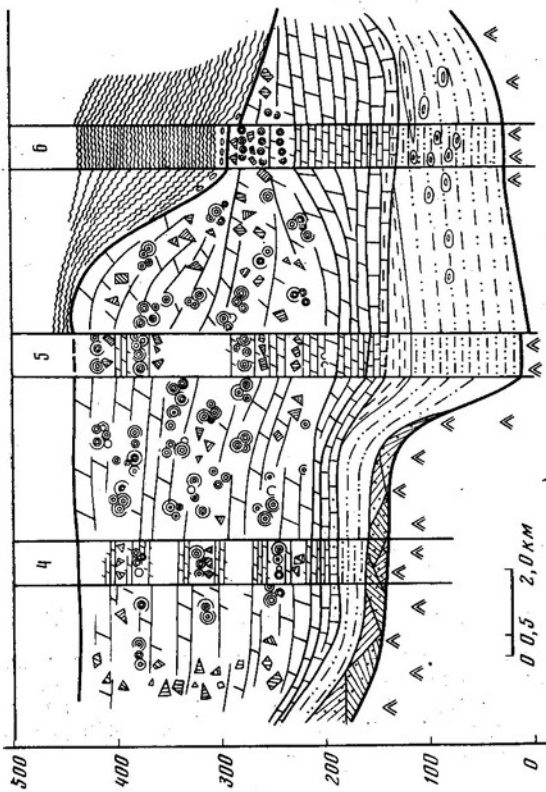
Панареченская свита: 1 — основные метавулканыты, 2 — кислые метавулканыты, 3 — аркозовые и субграувакковые метапсаммиты; томингская толща: 4 — основные метавулканыты, 5 — граувакковые метаалевролиты; ильмозерская свита: 6 — основные метавулканыты, 7 — сульфидно-углеродистые метапелиты, 8 — трахибазальтовые метатUFFы, 9 — граувакковые метаалевролиты, основные метатUFFы, конгломераты, 10 — строматолитовые и онколитовые окремненные карбонатные породы, метасилициты, седиментационные карбонатные брекчии, 11 — кристаллические известняки и доломиты; умбинская свита: 12 — трахиандезитовые и трахибазальтовые метавулканыты; 13 — кристаллические доломиты с пирокластическим материалом; полисарская свита: 14 — пикритбазальтовые метавулканыты, 15 — ультраосновные интрузии, 16 — интрузии гранодиоритов, 17 — границы свит; 18 — границы подсвит и горизонтов; 19 — тектонические нарушения; 20 — разрезы и их номера

клираль с нормальным северным и редуцированным, фрагментированным южным крылом (фиг. 1). Западное замыкание структуры достоверно не установлено, восточное с фрагментами южного крыла картируется по коренным выходам пород в районе р. Большая Варзуга. Породы нижнеильмозерской подсвиты подстилаются умбинскими метавулканытами. Контакт с подстилающими эффузивами в целом согласный и пологий (10—20°). Верхняя граница осадочной толщи с основными метаэффузивами тектоническая, а возрастное и структурное положение самих вулканитов неясное. По существующим представлениям они относятся к верхнеильмозерской подсвите [3]. В разрезе осадочной подсвиты выделяются четыре горизонта пород. Нижний горизонт (туфогенный) имеет небольшую мощность и локальное распространение (фиг. 2). Средний горизонт (терригенный) распространен повсеместно. Его мощность непостоянна. Верхняя часть разреза подсвиты сложена породами карбонатного горизонта. Завершается разрез углеродистыми сланцами. Максимальная мощность подсвиты устанавливается в районах западного и восточного замыкания структуры. В восточной части брахисинклинали разрезы имеют наиболее полное строение.

1. Туфогенный горизонт

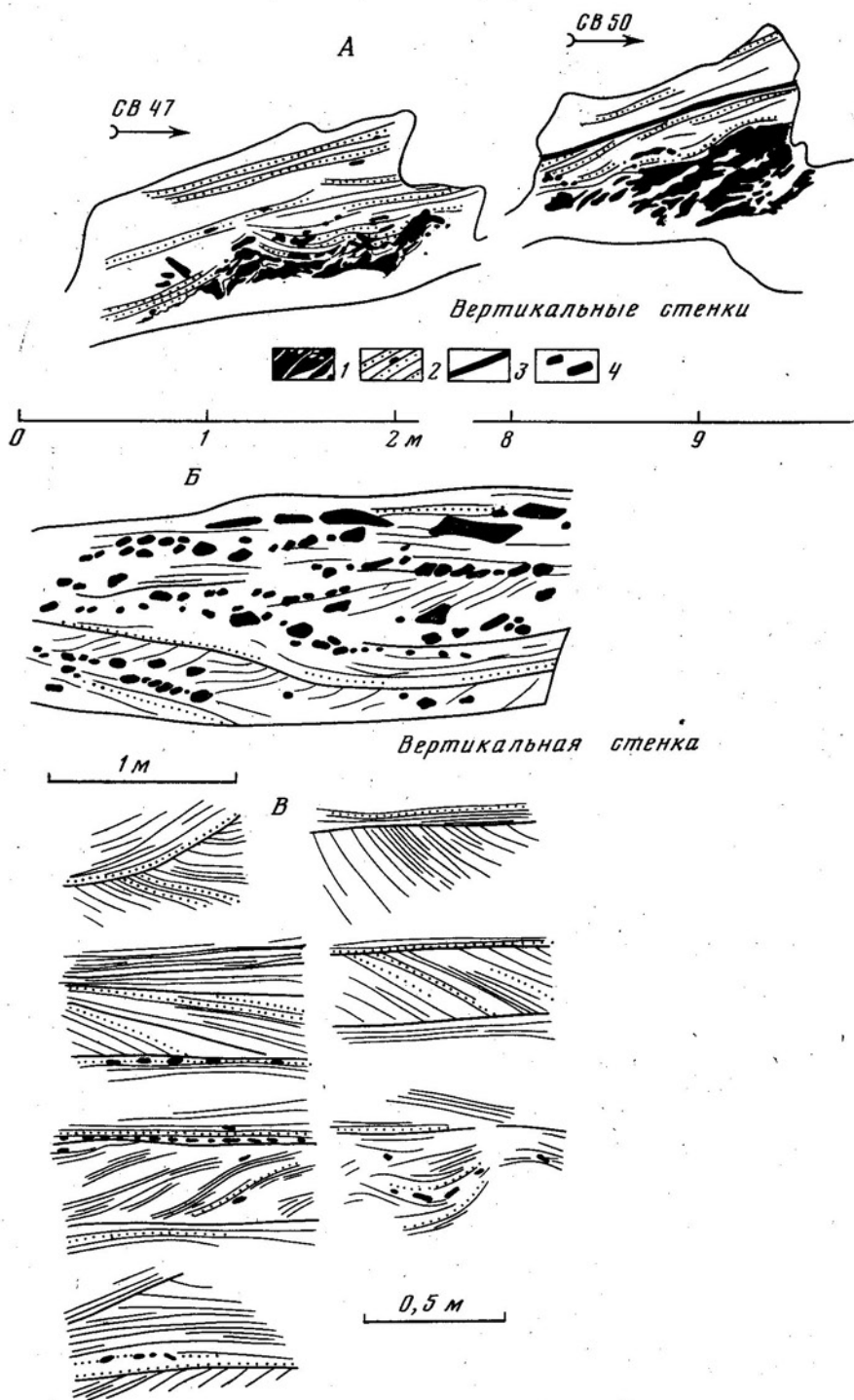
Туфогенный горизонт подстилается метавулканытами умбинской свиты. В вулканических породах широко проявлены процессы эпидотизации, сосюритизации, хлоритизации и гематитизации, что, по-видимому, может отражать их формирование в аэральных или субаквальных условиях. Породы туфогенного горизонта залегают на неровной размытой поверхности вулканитов (фиг. 3, А). В основании установлен прерывистый маломощный (от 10 см до 1,5 м) пласт (разрезы 2,3), или серия пластов (разрез 4) неравномерно сгруженных полимиктовых конгломератов [4].





Фиг. 2. Литологические разрезы ильмозерской свиты

1 — углерод- и сульфидсодержащие метанелиты; 2 — трахибазальтовые метатуфы; 3 — доломиты; 4 — известняки; 5 — песчаные известняки; 6 — строматолитовые и онколитовые окруженные карбонатные породы; 7 — сингенетические карбонатные и строматолитовые брекчи; 8 — граувакковые метасаммиты и металевролиты; 9 — метатуфиты; 10 — туфогенные метасаммиты и метатуфиты; 11 — монтмориллонитовые и монтмориллонит-гидрослюдистые метанелиты; 12 — лавобрекчи; 13 — трахибазальтовые метавулканы; 14 — пикритовые метавулканы; 15 — основные метавулканы; конкреции; 16 — известковые, 17 — альбит-кремнисто-фосфатные; 18 — границы свит; 19 — локальные размыты; 20 — границы горизонтов; 21 — границы слоев; 22 — разрывные нарушения. Цифры над разрезами соответствуют их номерам на фиг. 1



Фиг. 3. Характер слоистости пород туфогенного горизонта

А — слоистость базальных слоев горизонта; Б — косая слоистость потоков с черепитчатым налеганием обломков пород; В — косая слоистость потоков и подводной части дельты; 1 — лавобрекчии верхнеумбинской подсвиты; 2 — грубозернистые метатUFFиты; 3 — алевроитовые метатUFFиты; 4 — обломки эффузивов, осадочных пород, лапилли, вулканические бомбы

Признаки кривой слоистости потоковых и дельтовых фаций в породах туфогенного возраста

Признаки			
Структурные	Гранулометрический состав Сортировка	Алевролит, псаммит, конгломерат Средняя	
Текстуры	Серии	Мощность Соотношение границ Форма швов Направление слоев в смежных сериях	Крупная Параллельное, клиновидное Прямая, изогнутая Однонаправленное, разнонаправленное (веерообразное, реже беспорядочное)
	Слои	Форма Соотношение внутри серий Мощность Строение Отчетливость Угол наклона Распределение в серии	Прямолинейная, вогнутая, S-образная Параллельное, сходящееся Средняя, тонкая Однородное, сортированное (прямая сортировка) Неотчетливая Средний, пологий Неравномерное
		Включения и примеси	Грубозернистый материал, галька, остроугольные обломки, бомбы, лапилли, в верхних слоях горизонта — известковые конкреции

Для конгломератов типичны однонаправленные косослоистые текстуры и черепитчатое налегание галек друг на друга (разрезы 2, 4, фиг. 3, Б) — признаки, характерные для отложений русловых фаций [14]. В подчиненном количестве присутствуют конгломераты с грубой горизонтальной слоистостью (разрез 3). Ориентировка кривой слоистости и плоских галек в конгломератах (азимут падения 180—220°) свидетельствует о сносе обломочного материала с севера и северо-северо-востока. Конгломераты содержат окатанные гальки и остроугольные обломки подстилающих вулканитов, вулканические бомбы и лапилли. Заполнитель конгломератов представлен метатуффитом, состоящим из пирокластики основного состава с небольшим количеством (5—20%) терригенной примеси. В терригенном материале присутствует значительное количество окатанных зерен гематита и титаномагнетита.

Конгломераты повсеместно перекрываются псаммитовыми метатуффитами среднего и основного состава. В районе разрезов 2 и 4 для метатуффитов, перекрывающих конгломераты, типичны косослоистые текстуры потоков и подводной части дельт (табл. 1, фиг. 3, Б). Реже отмечается грубая горизонтальная слоистость (разрез 3). Метатуффиты содержат редкие хорошо окатанные гальки и остроугольные пластины эффузивных пород. Метатуффиты, слагающие верхнюю часть горизонта, повсеместно имеют грубую горизонтальную слоистость, переходящую постепенно в тонкую, ритмичную. Они отличаются увеличением степени окатанности, дифференциации и сортировки обломочного материала, как правило, обогащены аллотигенным гематитом и титаномагнетитом. Среди акцессорных минералов (разрез 2) установлен единичный знак золота в виде мелкой окатанной частицы. В зоне перехода пород туфогенного горизонта к вышележащим терригенным метаосадкам в ритмично-слоистых метапсаммитах залегает конкреционный слой мощностью 1—2 м, протяженностью по простиранию 10—15 км. Слой содержит метаморфизованные диагенетические конкреции и конкреционные линзы известкового со-

става [9]. Состав конкреций указывает на их образование в морских осадках [12, 13].

Таким образом, в вертикальном разрезе туфогенного горизонта устанавливается отчетливое и закономерное изменение литологических особенностей пород. Разрез является трансгрессивным и отражает смену условий седиментации во времени от потоковых и дельтовых через прибрежно-морские к морским, удаленным от береговой линии, фациям. Изменения по латерали выражаются в направленном сокращении мощности горизонта, увеличении степеней дифференциации и химической выветрелости терригенного и пирокластического материала от центральной части структуры на восток.

2. Терригенный горизонт

Терригенный горизонт не выдержан по мощности и строению. В центральном районе (разрезы 2—4) мощность горизонта минимальна (20—30 м). Здесь он залегает на метатуфитах и имеет с ними постепенный переход. В его составе присутствуют метаморфизованные граувакковые псаммиты, алевропсаммиты, алевролиты и в подчиненном количестве первично-монтмориллонитовые пелиты. Для метаалевролитов типично высокое содержание аллотигенного гематита, достигающее в некоторых случаях 20%. Гранулометрический состав терригенных пород неоднороден. В целом устанавливается уменьшение крупности обломочных частиц от низов разреза к верхам. Текстура пород отчетливая горизонтальная или слабovolнистая ритмичная. Ритмы двучленные, трансгрессивные. Нижние элементы ритмов представлены псаммитовыми, а верхние — алевроитовыми слоями. Характер ритмичности меняется в разрезе. Для низов разреза устанавливается мелкоритмичная слоистость. Слоистость пород средних и верхних уровней горизонта характеризуется более крупной ритмичностью (табл. 2). При этом в средней части горизонта нижние элементы ритмов более мощные, а в верхней части мощности обоих элементов ритма одинаковы. Анализ характера слоистости и ритмичности пород терригенного горизонта центральной части структуры позволяет относить их к осадкам морских прибрежных и относительно глубоководных зон спокойной седиментации.

В районах западного и восточного замыкания структуры, а также в южной ее части мощность горизонта терригенных пород составляет 120—300 м. Он залегает непосредственно на метавулканитах умбинской свиты. Поверхность контакта неровная, волнистая. Горизонт имеет однородное строение и сложен преимущественно граувакковыми метаалевролитами. В некоторых разрезах (5,6) верхние слои горизонта представлены первично-хлоритовыми метапелитами. Породы характеризуются горизонтальной слоистостью (табл. 3), типичной для отложений морских глубоководных зон спокойной седиментации (фиг. 4, а, б). Реже отмечается слабovolнистая и линзовидная слоистость. В разрезе 6 в средней части горизонта обнаружены первичные текстуры, указывающие на периодическое проявление глубоководных течений. Установлено несколько слоев общей мощностью около 5—7 м, в которых широко распространены косослоистые мелкосерийные текстуры потокового типа. Выявлена специфическая рябь течения (фиг. 4, в, г, д). Валики на верхней поверхности алевроитовых слоев имеют заостренные, нередко оттянутые и опрокинутые вершинки, текстуры пламени, по Л. Б. Рухину [11]. Впадины между вершинками заполнены более крупнозернистым материалом. В некоторых слоях поверхности размыва перекрываются грубозернистыми осадками со слоистостью, близкой к градационной. Иногда встречаются текстуры течения пластичного осадка.

В средней части терригенного горизонта, в районе разреза 6 установлен пласт, содержащий метаморфизованные диагенетические фосфат-

Признаки горизонтальной слоистости морских прибрежных (1) и относительно глубоководных зон спокойной седиментации (2) в породах терригенного горизонта в районе разрезов 2, 3, 4

Признаки		Нижние уровни горизонта	Средние и верхние уровни горизонта
		1	2
Структурные	Гранулометрический состав Сортировка	Псаммит, алевропсаммит, алевролит Средняя	Алевропсаммит, алевролит Хорошая
	Текстурные	Слойки	Мелкая Равномерная Пачечная Правильная Отчетливая Выдержанные Тонкие 0,2—1 см
Включения		Строение	Однородное
	Гальки и др.	Отсутствуют	Отсутствуют

кремнисто-альбитовые конкреции (фиг. 4, а, б). Мощность конкреционного пласта около 30 м. Конкреции распределены неравномерно. Коэффициент конкреционности 10—15%. В целом весь комплекс текстурных и структурных особенностей пород терригенного горизонта в районе разрезов 1, 5, 6 отражает их накопление в условиях глубоководного бассейна со спокойными условиями седиментации и появлением на отдельных участках в небольших временных интервалах подводных течений. Таким образом, в центральной части структуры, где породы терригенного горизонта имеют минимальную мощность, фиксируются признаки прибрежных фаций. Вверх по разрезу они сменяются фациями относительно глубоководными. В районах восточного и западного замыкания Томингской брахисинклинали мощности разреза терригенного горизонта максимальны. Здесь установлены лишь образования глубоководных морских фациальных зон спокойной седиментации.

3. Карбонатный горизонт

Карбонатные образования залегают преимущественно на породах терригенного горизонта (разрезы 1—6) и лишь в некоторых случаях непосредственно на метавулканитах умбинской свиты (разрез 7). Максимальная мощность горизонта установлена в восточной части структуры (280—300 м). В западном направлении происходит выклинивание отдельных пластов и сокращение общей мощности до 80 м. В основании горизонта залегают пласт карбонатных пород, имеющий на всем протяжении постоянную мощность (20 м). Пласт в основании сложен кристаллическими известняками с линзами седиментационных карбонатных брекчий. Средние и верхние слои пласта представлены сероцветными среднезернистыми глинистыми известняками, сероцветными и красноцветными гематитсодержащими пелитоморфными доломитовыми известняками со значительной примесью песчаного и глинистого материала.

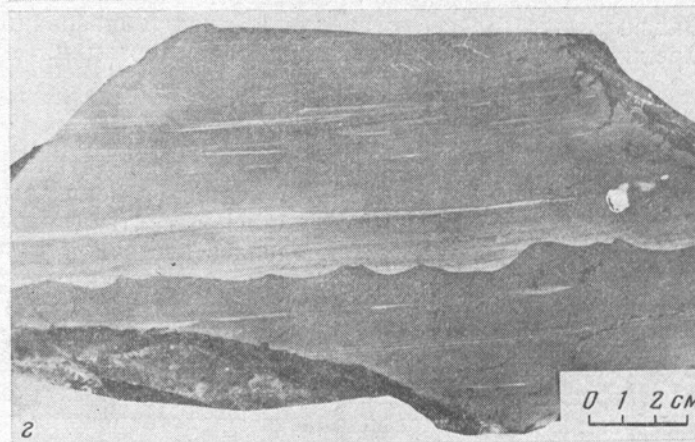
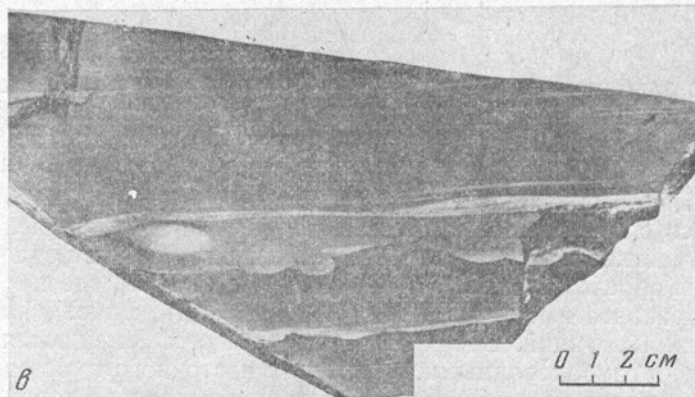
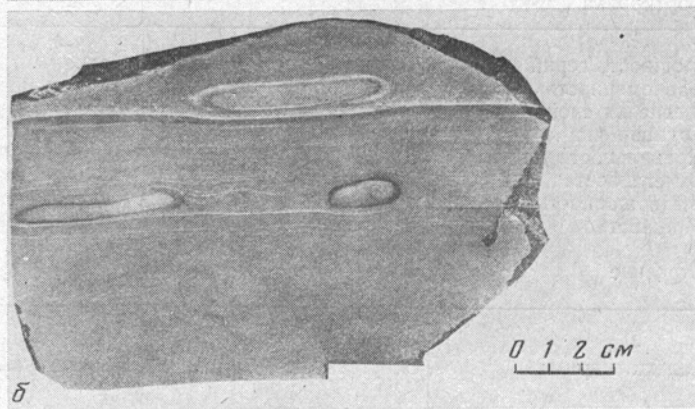
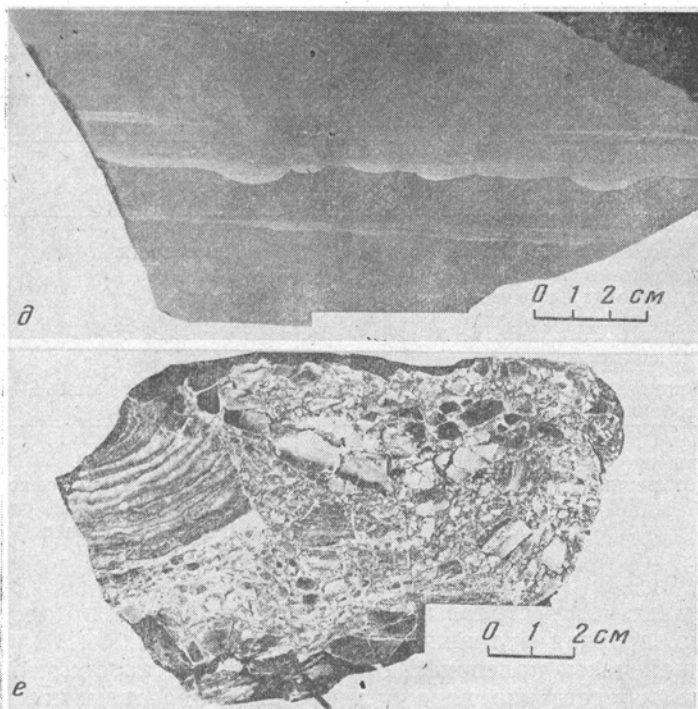


Рис. 4 (а—г)



Фиг. 4. Текстуры особенности пород терригенного и карбонатного горизонтов

а, б — горизонтально-слоистые метаалевролиты глубоководных зон спокойной седиментации с диагенетическими фосфатными конкрециями; *в, г, д* — рябь течения; *е* — седиментационная брекчия с обломками строматолитов

Для рассматриваемых пород характерна горизонтальная или слабоволнистая текстура. В некоторых случаях установлены следы размывов. Текстуры особенности пород и гранулометрический состав терригенной примеси отражают накопление известковых осадков в прибрежных частях бассейна.

Основная часть карбонатного горизонта сложена хомогенными доломитами и окремненными строматолитовыми и онколитовыми известняками. Доломиты распространены в центральной и западной частях Томингской брахисинклинали. В восточном направлении они последовательно замещаются строматолитовыми и кремнисто-доломитовыми сингенетическими брекчиями, а затем окремненными строматолитовыми и онколитовыми карбонатными породами. Пласт доломитов имеет непостоянную мощность, варьирующую от 20 до 80 м (см. фиг. 2). Он сложен серыми, темно-серыми пелитоморфными доломитами. Для пород типична неясная горизонтальная слоистость, которая присуща бассейновым осадкам областей спокойной седиментации [6]. Доломиты нередко окремнены. Кремнистый материал неравномерно «пропитывает» породу, образуя желваки причудливой формы.

Строматолитовые и онколитовые известняки слагают несколько уровней в разрезе карбонатного горизонта, формируя обширную (6×8 км) изолированную постройку. В настоящее время постройка имеет сложную форму. Она деформирована и разбита на отдельные блоки по серии разрывных нарушений (см. фиг. 1), но первоначально была, по-видимому, изометричной. Анализ геолого-геофизических данных и проведенное ранее специальное геохимическое изучение окремненных строматолитовых карбонатных пород [8] может свидетельствовать о том, что они пред-

Признаки горизонтальной слоистости морских глубоководных зон спокойной седиментации в породах терригенного горизонта в районе разрезов 1, 5, 6

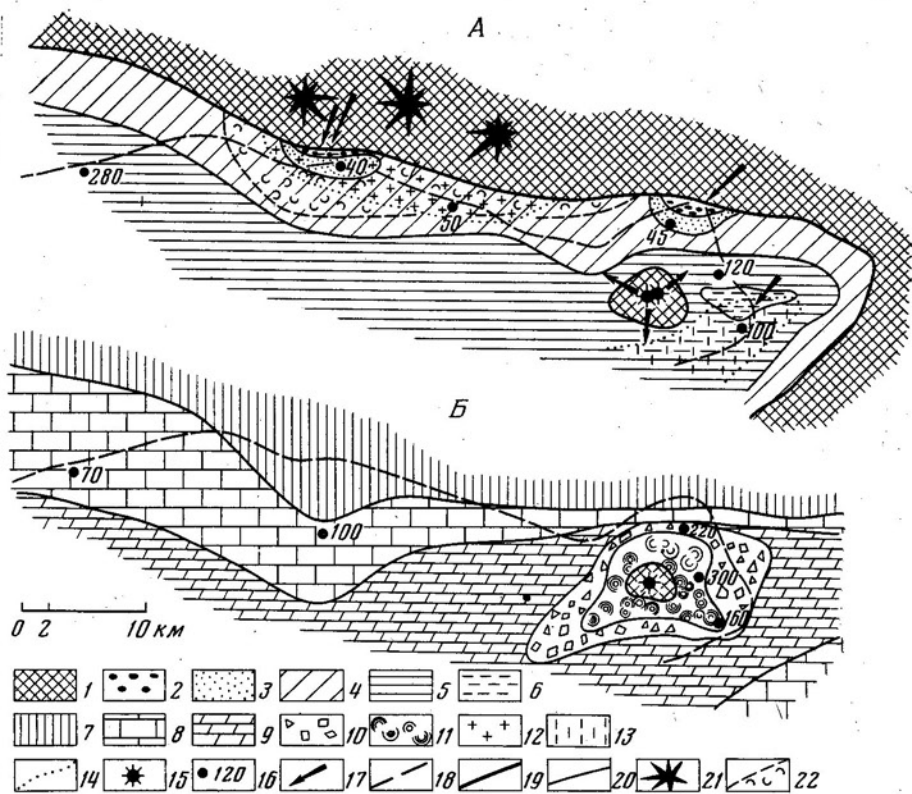
Признаки		
Структурные	Гранулометрический состав Сортировка	Алевролит, пелит Хорошая
Текстурные	Равномерность распределения слоек в слое Группировка слоев Правильность формы Отчетливость слоев Выдержанность слоев Мощность слоев Строение слоев	Неравномерная Простая Правильная Неотчетливая Выдержанные Преобладают толстые 2—7 см Двучленное
Включения	Гальки Конкреции	Отсутствуют Альбит-кремнисто-фосфатные диагенетические конкреции в средних слоях горизонта

ставляют атолловый и столовый палеориф, основанием которого является, вероятно, древняя вулканическая постройка (см. фиг. 2, разрез 7). В центральной части палеорифа строматолитовые карбонатные породы залегают непосредственно на вулканических образованиях умбинской свиты. В краевых частях рифовой постройки строматолитовые известняки подстилаются доломитами и нередко замещаются седиментационными карбонатными строматолитовыми брекчиями (см. фиг. 4, е). Строматолитовые колонии образуют биогермы, высота которых не превышает 0,5—1,0 м, и биостромы с мощностью, редко достигающей 0,3—0,4 м. Биогенные известняки повсеместно подвергнуты мощному окремнению в связи с подводными поствулканическими явлениями. Процессы окремнения по времени своего проявления сингенетичны или раннедиагенетичны [5, 8].

Анализ строения отдельных разрезов и литологических особенностей пород карбонатного горизонта позволяет выявить фациальные изменения, происходившие во времени. Они находят отражение в отчетливой смене глинистых и песчаных известняков прибрежно-морских зон с относительно активным гидродинамическим режимом доломитами фациальных зон спокойной седиментации. Латеральные фациальные изменения выражены в замещении с запада на восток хемогенных доломитов морских фациальных зон рифовыми фациями. В этом же направлении непрерывно возрастает мощность карбонатного горизонта. Для района восточного замыкания характерно контрастное изменение мощностей.

II. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ИЛЬМОЗЕРСКОГО ВРЕМЕНИ

Для оценки палеогеографической обстановки начального этапа седиментации большое значение имеют данные о характере взаимоотношения осадочной толщи и подстилающих ее вулканитов. В большинстве случаев установлены нормальные стратиграфические контакты, наличие грубых слабодифференцированных продуктов седиментации в основании осадочной толщи. В центральном районе в метаосадках отмечается постоянная примесь пирокластического материала, источником которого являлась область активного вулканизма, расположенная к северу от бассейна седиментации (фиг. 5). Весь набор признаков и материалы исследований [5] указывают на активное начало ильмозерского осадконакопления и значительную степень расчлененности древнего рельефа об-



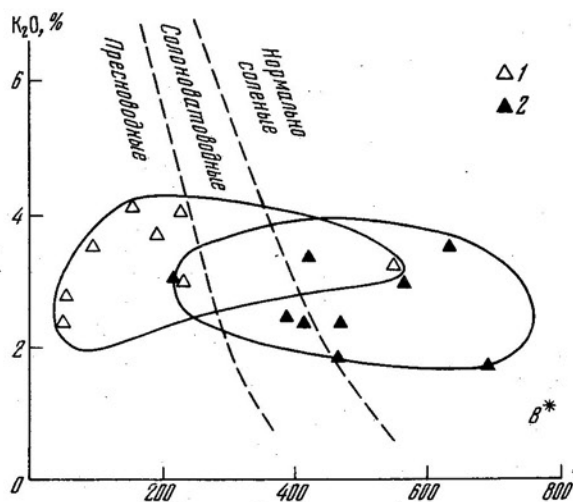
Фиг. 5. Палеогеографическая схема ильмузерского времени для периода терригенной (А) и карбонатной (Б) седиментации

1 — расчлененная область сноса; области древних дельт: 2 — надводно-дельтовые и русловые фации; 3 — подводно-дельтовые фации; 4 — прибрежная зона бассейна (пресноводные мелководные и относительно глубоководные фации); зоны спокойной седиментации открытой части бассейна: 5 — нормально соленые и солонатоводные морские глубоководные фации, 6 — возможном застойные фации; 7 — область распространения пород терригенного горизонта в начальный период карбонатонакопления; 8 — прибрежная зона бассейна (прибрежно-морские и относительно глубоководные солонатоводные и нормально соленые фации); 9 — зоны спокойной седиментации открытой части бассейна (глубоководные нормально соленые фации); 10 — зоны бассейна, прилегающие к палеорифу (предрифтовые фации); 11 — зона палеорифа (рифтовые фации); 12 — зона шлихового накопления титаномагнетита; 13 — зона формирования фосфатных конкреций; 14 — границы зон с первичным накоплением Fe и P; 15 — предполагаемый центр древней доильмузерской вулканической постройки; 16 — мощности толщ; 17 — направление течения выявленных потоков и сноса обломочного материала; 18 — современная граница распространения пород осадочной толщи; 19 — ориентировочное положение границы бассейна седиментации в начальный период терригенного осадконакопления; 20 — ориентировочное положение границ палеофациальных зон; 21 — области проявления наземного вулканизма; 22 — зона палеобассейна, в которой проявлено влияние синхронного вулканизма

ласти сноса. Кроме того, в качестве характерной черты следует отметить наличие синхронного с седиментацией основного вулканизма. В северной части палеобассейна установлены крупная дельта и древний поток. Ориентировка косой слоистости и галек отражает северное и северо-северо-восточное направление сноса обломочного материала. В дельтовых отложениях устанавливается повышенная концентрация аллотигенного титаномагнетита и единичный знак золота.

Граница ильмузерского бассейна в начальный момент осадконакопления маркируется наличием отложений древних потоков и дельт. Предположительно можно говорить, что она проходила, по-видимому, несколько севернее современной границы распределения пород этой толщи

(см. фиг. 3). Размеры и форму бассейна периода терригенной седиментации можно реконструировать лишь условно. Размеры по латерали могли достигать 100—200 км при ширине, не превышающей 50 км. Несмотря на небольшую площадь бассейн характеризовался резко расчлененным рельефом дна. Максимальные его глубины предположительно находились на западном и восточном флангах палеобассейна. Для средней части были типичны мелководные условия. На востоке на протяжении всего периода накопления терригенных осадков существовал вулканический остров, являвшийся по существу древней рифовой постройкой. Она оказывала значительное влияние на динамику среды осадко-



Фиг. 6. Диаграмма К—В* для реконструкции палеосолености

- 1 — образование мелководных фаций центральной части палеобассейна;
 2 — образование глубоководных зон спокойной седиментации восточной и западной частей палеобассейна;

$$B^* = \frac{B, \text{ определеннй аналитически} \times 8,5}{K_2O}$$

накопления. К западу от нее условия седиментации характеризовались относительно активным гидродинамическим режимом. Осадки этой области сформировались, вероятно, при существенном влиянии крупного потока, дельта которого установлена в центральном районе. К востоку от рифовой постройки на протяжении всего периода терригенного осадконакопления существовала глубоководная область спокойной седиментации.

Анализ палеосолености, проведенный на геохимической основе [7], свидетельствует о неоднородности солевого состава вод ильмозерского палеобассейна в период терригенной седиментации. С целью реконструкции палеосолености и получения более достоверных данных были использованы все известные в настоящее время диаграммы, в том числе в координатах В: Ga [15], В: Ga : Rb [16], В: Li [17], В: V [18], К: В* [19]. Все диаграммы дают близкие результаты, одна из них приведена на фиг. 6. Из диаграммы видно, что для мелководных фаций центральной части бассейна были типичны преимущественно пресные воды. Воды бассейна к востоку от палеорифа и в западной части палеобассейна имеют нормальную соленость. Таким образом, к востоку и западу от центральной части палеобассейна на расстоянии 15—20 км происходило изменение солености вод от пресных через солончатые к нормально соленым. Соленость вод ильмозерского палеобассейна контролировалась двумя главными факторами — наличием континентальных пресноводных

потоков, впадающих с севера, и влиянием рифовой постройки, изолировавшей в некоторой степени восточную часть бассейна.

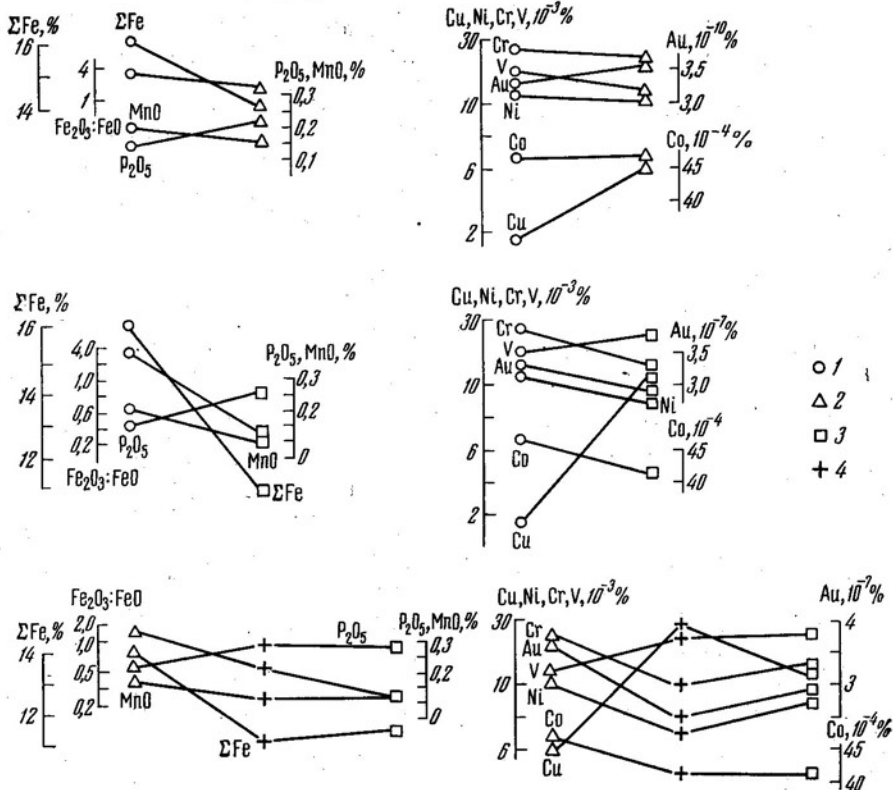
В период терригенного осадконакопления существовали две области конкрециеобразования. Накопление известковых конкреций происходило в пресноводных и солоноватоводных фациях центральной части бассейна. Область накопления альбит-кремнисто-фосфатных стяжений была локализована к юго-востоку от рифовой постройки, где по литологическим данным фиксируются признаки периодически проявлявшихся глубоководных течений. К периоду отложения карбонатных осадков палеогеографическая ситуация существенно изменилась. К этому моменту рельеф областей сноса был существенно выравнен, а процессы терригенной седиментации резко подавлены. Анализ геохимических особенностей кремнистых, карбонатных и биогенных образований [8] позволяет предполагать активизацию в период карбонатной седиментации вулкана, являвшегося основанием палеорифа. Вулканические явления сводились, по-видимому, в основном к периодическому действию фумарольных источников, подаче больших количеств кремнекислоты. В пределах рифовой постройки локализованы все строматолитовые, онколитовые и образовавшиеся по ним сингенетические кремнистые породы, а на ее склонах — аутигенные карбонатные и строматолитовые брекчии. Накопление доломитовых осадков происходило главным образом в области, прилегающей к древнему рифу (см. фиг. 5). В центральной и западной частях палеобассейна в связи с существенной опресняющей ролью континентального потока, действующего с периода терригенной седиментации, осуществлялось накопление преимущественно известняков и доломитовых известняков.

Палеосоленость вод бассейна седиментации в период карбонатонакопления, реконструированная геохимическими методами, менялась во времени. В начальные моменты воды были солоноватыми, позднее в связи с общей трансгрессией бассейна они сменились солоноватыми и нормально солеными в западной части палеобассейна и нормально солеными на востоке. Заключительный этап накопления ильмозерской осадочной толщи (образование сульфид- и углеродсодержащих осадков) выразился в резком сокращении размеров палеобассейна и его миграции на юг [5]. Более подробно палеогеографические черты этого периода не могут быть рассмотрены в связи с отсутствием необходимых данных по верхним стратиграфическим уровням толщи.

III. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД

1. Терригенный горизонт

Характерной особенностью терригенного горизонта является относительное постоянство петрохимического и гранулометрического состава слагающих его пород. В связи с этим при геохимическом сравнении разных фациальных типов метаосадков появляется возможность исключить фактор неоднородности общего исходного состава пород и выявить отличия, обусловленные преимущественно палеофациальной обстановкой седиментации. На фиг. 7 в графическом виде и в табл. 4 показано распределение некоторых рудогенных элементов в зависимости от фациального типа метаосадков. Анализ этих материалов выявляет отчетливую закономерность в накоплении элементов семейства железа в прибрежных фациях. Наиболее обогащены железом (до 20% $Fe_2O_3 + FeO$) в виде аллогенных рудных минералов мелководные прибрежные осадки в районе к югу и востоку от палеоделты. Накопление Fe в осадках этой фациальной зоны можно рассматривать как формирование древней при-



Фиг. 7. Распределение рудогенных элементов в палеофациальных типах терригенных пород

1 — мелководные пресноводные прибрежные фации (разрез 2); 2 — относительно глубоководные пресноводные фации (разрезы 3—4); 3 — глубоководные солоноватоводные и нормально соленые морские фации (разрезы 1,6); 4 — глубоководные нормально соленые, частично застойные морские фации (разрез 5)

брежной россыпи. От прибрежных к глубоководным фациям направленно уменьшается степень окисленности железа. Увеличению глубины бассейна и степени удаленности от береговой линии отвечает накопление в осадках P₂O₅, Cu и V. С отложениями этих фациальных зон, содержащих относительно повышенную концентрацию P₂O₅, связано образование альбит-кремнисто-фосфатных конкреций. Конкреции содержат до 1,5% P₂O₅.

Пелагический сдвиг в фациальном профиле фосфора обусловлен миграцией этого элемента преимущественно в растворенном виде. Относительное обогащение осадков глубоководных зон спокойной седиментации медью и ванадием, очевидно, объясняется увеличением в отложениях количества глинистых компонентов, которые, как известно, могут избирательно сорбировать названные элементы. Кроме того, к глубоководной зоне ильмозерского палеобассейна направленно возрастает соленость, с которой, по данным П. Е. Поттера [18] прямо пропорционально связано содержание ванадия в бассейновых водах и глинистых осадках. Распределение золота более сложно. Относительное его накопление устанавливается в алевропсаммитах подводной части дельтовой фации. В целом в достаточной степени обогащены золотом осадки относительно глубоководных фаций (в среднем 3,5·10⁻⁷%). Однако максимальные концентрации и высокая дисперсия содержаний золота типична для туффитов дельтовых фаций (2—8·10⁻⁷%). В искусственных шлихах этих же отложений установлен единичный знак аллотигенного золота.

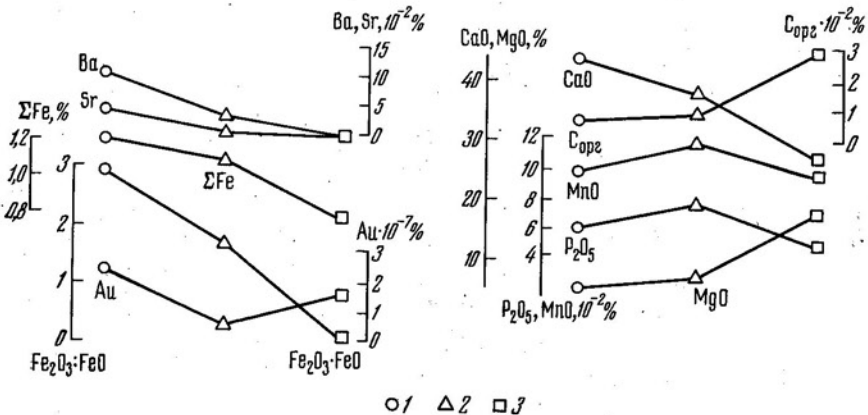
Геохимическое сопоставление метаосадков различных фациальных зон ильмовзерского палеобассейна периода терригенной седиментации

Мелководные пресноводные прибрежно-морские фации	$\xrightarrow{P_2O_5, Cu, Au}$ $\overline{Fe_2O_3+FeO, Fe_2O_3:FeO, MnO, Cr, V, Ni}$	Относительно глубоководные пресноводные морские фации
Мелководные пресноводные прибрежно-морские фации	$\xrightarrow{P_2O_5, Cu, V}$ $\overline{Fe_2O_3+FeO, Fe_2O_3:FeO, MnO, Au, Cr, Ni, Co}$	Глубоководные солоноватоводные и нормально соленые морские фации зон спокойной седиментации
Относительно глубоководные пресноводные морские фации	$\xrightarrow{P_2O_5, Cu, V}$ $\overline{Fe_2O_3+FeO, Fe_2O_3:FeO, MnO, Au, Cr, Ni, Co}$	Глубоководные солоноватоводные и нормально соленые морские фации зон спокойной седиментации

Примечание. Здесь и в табл. 5 над чертой помещены элементы, содержание которых увеличивается при переходе от одной фациальной зоны к другой, под чертой — элементы, содержание которых убывает.

2. Карбонатный горизонт

Карбонатный горизонт сложен различными по составу карбонатными породами. При этом выделенные фациальные типы карбонатных пород также существенно отличаются друг от друга по общему химическому составу. В связи с этим при интерпретации результатов сравнительного анализа отложений различных фациальных зон необходимо учитывать отличия, связанные с условиями формирования и исходной неоднородностью состава осадков. На фиг. 8 и в табл. 5 приводится распределение



Фиг. 8. Распределение рудогенных элементов и $C_{орг}$ в палеофациальных типах карбонатных пород

1 — солоноватоводные прибрежные фации (разрезы 2, 4—6); 2 — относительно глубоководные, солоноватоводные и нормально соленые морские фации (разрезы 5—6); 3 — глубоководные нормально соленые фации зон спокойной седиментации (разрезы 4—6)

некоторых элементов в карбонатных породах различных фациальных зон. Выделяется группа элементов (Fe_2O_3+FeO , CaO , Ba , Sr), содержание которых закономерно уменьшается при переходе от известняков прибрежно-морских фаций к глубоководным карбонатным породам зон спокойной седиментации. В этом же направлении уменьшается величина $Fe_2O_3:FeO$. Снижение содержаний Fe и Ba обусловлено уменьшением количества терригенной примеси, с которой связана основная масса этих элементов в карбонатных породах ильмовзерской свиты. Вариации кон-

**Геохимическое сопоставление метаосадков различных фациальных зон
ильозерского палеобассейна периода карбонатной седиментации**

Солоноватоводные прибрежно-морские фа- ции	$\frac{\text{MgO, P}_2\text{O}_5, \text{C}_{\text{орг}}, \text{MnO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO, Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO, CaO, Ba, Sr, Au}}$	Относительно глубо- ководные солоноватовод- ные и нормально соле- ные морские фации
Относительно глубо- ководные солоновато- водные и нормально со- леные морские фации	$\frac{\text{MgO, C}_{\text{орг}}, \text{Au}}{\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO, Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO, MnO, CaO, P}_2\text{O}_5, \text{Sr}}$	Глубоководные нор- мально соленые морские фации зон спокойной се- диментации

центраций Са имеют, по-видимому, своей причиной изменение общей солености палеобассейна в различных фациальных зонах. Для второй группы элементов (MgO, C_{орг}) типично накопление в карбонатных отложениях более глубоководных зон. Поведение Р, Мп и Ау более сложно. Первые два элемента накапливаются преимущественно в карбонатных осадках относительно глубоководных фаций, а золотом относительно обогащены доломиты предрифовых фаций.

IV. НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Применение литологического метода в сочетании с детальным геохимическим исследованием древних метаморфизованных осадков одного из наиболее крупных стратиграфических подразделений имандра-варзугского комплекса позволяет подойти к решению некоторых прикладных задач металлогенического анализа. В более ранней работе перспективы рудоносности метаосадочных толщ были оценены нами с позиции трех основных факторов, контролирующих возникновение первичных осадочных концентраций рудных элементов — типа тектонического режима областей сноса и седиментации, влияния синхронного и предшествующего вулканизма, рудоконтролирующей роли органического вещества [10].

Проведенный в работе палеофациальный анализ позволил выделить ряд фациальных типов осадков, установить потенциально рудоносные фации, показать их пространственное положение на палеогеографической схеме. На фиг. 5 в центральной части палеобассейна выделена область распространения дельтовых метаосадков, обогащенных аллотигенными минералами железа и титана. Перемыв этих отложений в гидродинамически активной зоне обусловил вторичное обогащение осадочных образований гематитом, титаномагнетитом и формирование древней прибрежной россыпи. Примерное положение зоны механогенного накопления рудных минералов показано на фиг. 5. В качестве постановки дальнейших исследований необходимо более детальное изучение пород этой зоны и их геохимическое опробование на ряд компонентов (Zr, Au и др.).

Второй областью с повышенной концентрацией рудных элементов является площадь распространения глубоководных осадков к юго-востоку от палеорифа. В ней установлена концентрация фосфора, связанная с диагенетическим перераспределением вещества. В настоящее время сам факт накопления P₂O₅ в осадках может иметь только чисто научный интерес, но, несомненно, область распространения фосфатных конкреций заслуживает дальнейшего детального изучения. Это становится тем более необходимым, если принять во внимание, что в пределах четвертой толщи Печенги известны тела пластовых и конкреционных фосфоритов, содержание P₂O₅ в которых достигает 12% [1, 2].

Литература

1. Ахмедов А. М. Распределение фосфата в метаосадочных породах печенгского комплекса.— В кн.: Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1973, с. 66—73.
2. Бекасова Н. Б. Конкреционные фосфориты в разрезе осадочно-вулканогенного комплекса среднего протерозоя на Кольском полуострове.— В кн.: Вещественный состав фосфоритов (Тезисы Всесоюзного семинара). Новосибирск, 1977, с. 34—35.
3. Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю. Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской зоны.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1972, вып. 3, с. 28—34.
4. Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю., Радченко А. Т. Конгломераты имандра-варзугского комплекса.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1972, с. 8—14.
5. Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю. Палеогеография периода формирования имандра-варзугского комплекса (средний протерозой, Кольский полуостров).— В кн.: Следы жизнедеятельности древнейших организмов и проблемы реконструкции палеогеографических обстановок прошлого. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1978, с. 62—77.
6. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965, 259 с.
7. Мележик В. А. Первичный состав и условия образования среднепротерозойских метаосадочных пород имандра-варзугского комплекса.— В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1977, с. 18—26.
8. Мележик В. А. Метасилициты имандра-варзугского комплекса.— В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1979, с. 27—38.
9. Мележик В. А., Предовский А. А. Карбонатные и силикатные конкреции в метаосадочных толщах докембрия Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 3, с. 668—671.
10. Мележик В. А., Предовский А. А. Металлогенетическая специфика метаосадочных толщ центра и запада Имандра-Варзугской зоны.— В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1978, с. 57—64.
11. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969, 703 с.
12. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 574 с.
13. Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции в среднем карбоне северо-западной окраины Донбасса.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 238—295.
14. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, 564 с.
15. Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L. Environmental studies of carboniferous sediments. Part I: Geochemical criteria for differentiating marine and fresh water shales.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, v. 41, p. 2427—2455.
16. Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L. Environmental studies of carboniferous sediments. Part I: Application of geochemical criteria.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, v. 42, p. 981—997.
17. Lonka A. Trace elements in the Finnish precambrian phillites as indicators of salinity at the time of sedimentation.— Bull. Geol. Finland, 1967, № 228, p. 63.
18. Potter P. E., Shimp N. F., Witters J. Trace elements in marinal and fresh-water argillaceous sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, v. 27, № 6, p. 669—694.
19. Walker C. T. Evaluation of boron as a paleosalinity indicator and its application to off-shore prospects.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1968, v. 52, p. 751—766.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР,
Апатиты

Поступила в редакцию
5.III.1980

УДК 550.4 : 551.31/35

**ГЕОХИМИЯ ДРЕВНИХ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ
(К ПРОБЛЕМЕ ПОИСКОВ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ)**

ГОЛУБОВСКИЙ В. А., ГОЛУБОВСКАЯ Т. Н., ФРОЛОВ Д. К.

На основе приближенно-количественных спектральных анализов изучены геохимические особенности фациальных типов отложений из морских и континентальных комплексов среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. Установлена качественно единообразная геохимическая специализация каждого фациального типа. По геохимическим особенностям выделено пять литолого-фациальных комплексов. Предложен обобщенный ряд корреляционных связей микроэлементов, сходный в основных чертах с рядом подвижности Н. М. Страхова и отражающий общие и наиболее устойчивые тенденции их сочетания в осадочных системах. Существенные отклонения от этих тенденций являются признаком аномальных ситуаций и могут служить поисковым целям.

ЗАДАЧИ И ПРИЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования по геохимической специализации осадочных толщ проводятся очень широко, и прежде всего в связи с поисками полезных ископаемых. В комплексных геологосъемочных, многих тематических работах по литологии и стратиграфии изучение закономерностей распределения микроэлементов занимает существенное место. При этом в подавляющем большинстве работ поиски этих закономерностей имеют региональную или стратиграфическую направленность, а геохимическая характеристика объектов дается на основе литотипов, генетическая принадлежность которых обычно определяется только в самом общем виде.

Предлагаемая работа, вероятно, является одним из немногих опытов детальных, систематических и комплексных исследований по геохимии фациальных типов древних отложений. Она основана на оригинальном материале личных многолетних исследований авторов. Работа преследовала также методологические цели: по возможности исключить в процессе исследования влияние субъективного фактора посредством поэтапной закодированной обработки материалов исследователями разного профиля — литологами и геохимиками. На первом этапе расшифрованы фациальные обстановки седиментации и выделены генетические типы отложений. Для геохимического изучения было взято семь типов из континентального и морского комплексов, диагностика которых в полевых условиях не вызывала затруднений. Из каждого фациального типа отобраны пробы массой 0,3—0,5 кг (всего свыше 800). Одновременно отбирались образцы для изучения вещественного состава пород. Пробы отбирались двумя партиями. Первая включала около 500 проб, составивших впоследствии выборки 1—7, 10—13, 15—17, 19, 20, 22, 25—27, 32, 33, вторая — свыше 300 проб (выборки 8, 9, 14, 18, 21, 23, 24, 28—31). На анализ пробы передавались без специального подбора по генетическим типам.

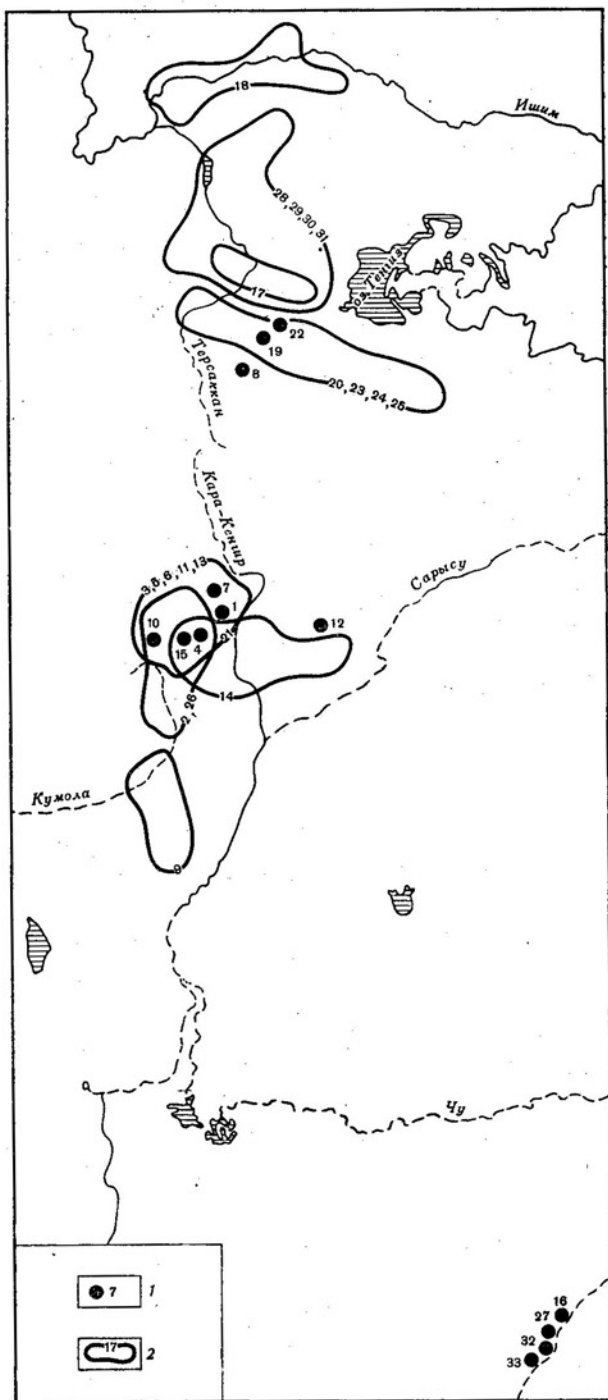
Данные о приближенно-количественных спектральных анализах

Элемент	Чувствительность, %	Систематическая ошибка	Элемент	Чувствительность, %	Систематическая ошибка
Свинец	$2 \cdot 10^{-4}$	0,96	Титан	$1 \cdot 10^{-3}$	1,41
Олово	$1 \cdot 10^{-4}$	0,99	Стронций	$5 \cdot 10^{-3}$	1,45
Цинк	$3 \cdot 10^{-3}$	0,98	Итрий	$1 \cdot 10^{-4}$	Контрольные анализы не проводились
Медь	$1 \cdot 10^{-4}$	1,12			
Никель	$2 \cdot 10^{-4}$	0,96	Иттербий	$3 \cdot 10^{-5}$	То же
Кобальт	$2 \cdot 10^{-4}$	1,11	Цирконий	$6 \cdot 10^{-4}$	1,08
Марганец	$1 \cdot 10^{-3}$	0,80	Молибден	$1 \cdot 10^{-4}$	1,07
Хром	$5 \cdot 10^{-4}$	0,91	Барий	$1 \cdot 10^{-2}$	1,16
Ванадий	$2 \cdot 10^{-4}$	1,21	Фосфор	$6 \cdot 10^{-2}$	0,88

Приближенно-количественный спектральный анализ геохимических проб проведен в лаборатории Центральной геофизической экспедиции ПГО «Центрказгеология» на установке ДФС-13. Анализ проводился в течение одного года постоянной бригадой аналитиков из трех человек. Расшифровка спектрограмм осуществлялась с использованием фотометра. Технические данные лабораторных исследований следующие. Чувствительность анализов по отдельным элементам приведена в табл. 1. Расшифровка спектрограмм проводилась по 42 элементам; обнаружено 30, из которых по частоте встречаемости для сравнительного анализа оказалось возможным использовать только 17, установленных в большинстве проб. Результаты приближенно-количественного анализа выборочно сопоставлялись с данными количественного химического и спектрального анализов. Для большинства элементов систематическая ошибка составляла от 0,8 до 1,2. Конкретные данные по каждому элементу приведены в табл. 1.

Результаты анализов сгруппированы в выборки, в каждую из которых вошли пробы, принадлежащие только одному фациальному типу. Выборки составлялись по двум принципам: пространственной и временной сопряженности генетических типов (фиг. 1, 2), т. е. в одни из них вошли спектральные анализы того или иного фациального типа, пробы для которых взяты из одного разреза (пространственная сопряженность), в другие — пробы, характеризующие тот же фациальный тип в пределах ограниченного стратиграфического интервала на широкой площади (временная сопряженность). При этом часть анализов попала одновременно в выборки, составленные по разным принципам, количество их составляет 15—35% от общего числа анализов в таких выборках. Присутствие одних и тех же анализов в независимых сочетаниях позволило естественно проверить объективность результатов исследований. Объем выборок обычно составлял 15—50 анализов (фиг. 3). Эта работа была проделана Т. Н. Голубовской и В. А. Голубовским при участии В. Н. Свалынова.

На втором этапе выборки были переданы без расшифровки их содержания, принципов компоновки и привязки Д. К. Фролову, который на ЭВМ «Сетунь» рассчитал параметры распределения микроэлементов (средние выборочные содержания, оценки дисперсий, коэффициенты вариаций, оценки асимметрии и эксцесса), построил лучевые диаграммы и провел их группировку по степени подобия. Эмпирический закон распределения в 70% случаев оказался близким к логарифмически-нормальному. Первую группу составили диаграммы 1—16, вторую 17—22, третью 23—25 и четвертую 26—33. Независимо составленные группировки по литолого-генетическим признакам отложений и характеру распределения в них микроэлементов совмещены на фиг. 3. Сравнительный анализ их послужил основой установления геохимических особенностей



Фиг. 1. Схема размещения выборок геохимических проб фациальных типов отложений среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана

1 — местоположение пространственно сопряженных выборок; 2 — площадь отбора проб, вошедших в выборки, сопряженные по времени образования отложений. Цифры соответствуют номерам выборок в тексте, таблицах и на фиг. 2, 4

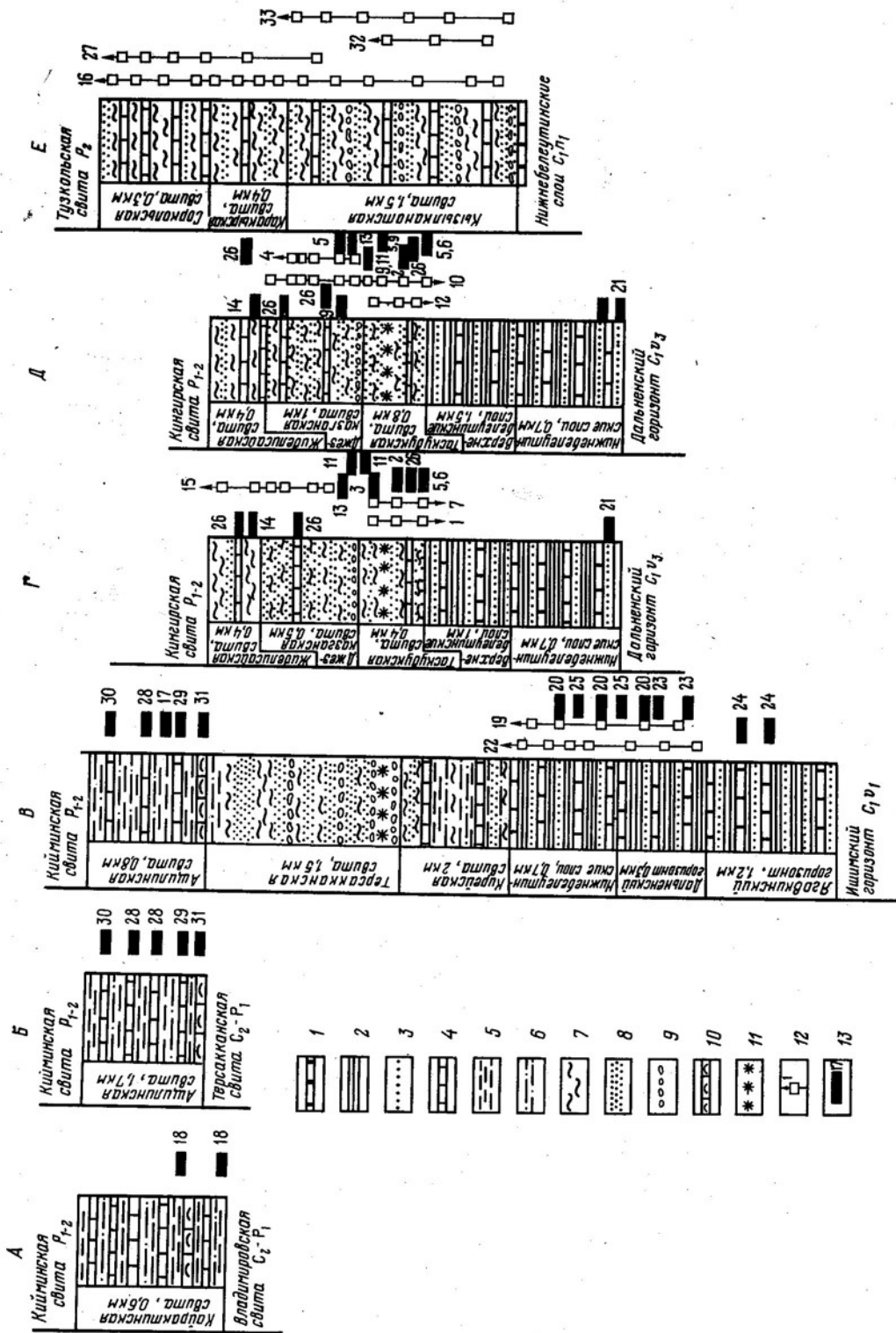
отложений, сформировавшихся в различной фациальной обстановке. Кроме того, с целью выяснения пригодности для фациальной диагностики Д. К. Фроловым для ряда выборок проведен анализ содержаний химических элементов по методу многократной корреляции [2], позволивший выделить ведущие ассоциации микроэлементов в породах. Расчеты выполнялись на БЭСМ-4 в вычислительном центре ВСЕГЕИ по программе, составленной в [1]. Были рассчитаны корреляционные связи первого — десятого порядков: первый порядок отвечает функциональной зависимости.

Практическая задача исследования заключалась в установлении возможности использования данных приближенно-количественного массового спектрального анализа (набор и степень насыщения, характер распределения, особенности корреляционных связей микроэлементов) для расшифровки генетической природы отложений и в поисковых целях. Несомненно, очень важная в этих вопросах количественная сторона представляет самостоятельное исследование и в нашей статье не рассматривается. Представляется, что полученные результаты и выводы из них могут иметь общий интерес.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования являлись фациальные типы из континентальных и морских толщ карбона и перми западной части Центрального Казахстана — Тенизской, Джекказганской и Чуйской впадин, стратиграфия, строение и литология которых изучены хорошо [5, 6, 9—11, 15]. Из континентальных толщ среднего карбона и перми для геохимического изучения выбраны песчаники, отложенные временными водотоками в обстановке дельты сухого типа, песчаники, алевролиты и аргиллиты временных озер раздельно, песчаники и алевролиты постоянных озер, озерные известняки. Некоторые породы, вероятно, имеют лагунно-озерное происхождение. Они включены в выборки 16, 27, 31—33. В морских отложениях нижнего карбона изучены две относительно монофациальные группы отложений — терригенно-глинистая и карбонатная, представляющие собой сублиторальную зону. Ниже приводится характеристика перечисленных генетических типов. Однако прежде следует отметить, что в эксперимент вовлекались только те отложения, диагностика которых была однозначной по единообразию определяющих признаков.

К накоплениям временных потоков дельт сухого типа отнесены плохо сортированные разнозернистые песчаники с крупной косою слоистостью резко срезающего типа: нередко азимуты падения в соседних по вертикали сериях меняются более чем на 90° . Мощность косых серий варьирует от нескольких десятков сантиметров до 2,5 м. Слойки серий обычно выполаживаются к основанию, редко к кровле. Совсем редко обнаруживается диагональная слоистость. Протяженность и ширина косонаслоенных серий измеряется первыми метрами — десятками метров. На пластинах косых наслоений иногда присутствуют мелкие знаки асимметричной ряби, ориентированные перпендикулярно падению слоев. Тектурные особенности этого фациального типа дополняют неровности, созданные течениями и водоворотами — изометричные в плане углубления и бугорки (диаметром 1,5 м, амплитудой до 0,5 м), крупные знаки асимметричной ряби (l — 30 см, h — 15 см), промоины, борозды глубиной до 20 см. Описанные песчаники чаще всего образуют ленточные тела, резко ограниченные и вложенные в другие фациальные комплексы отложений. Реже они слагают тела изометричных очертаний, имеющие постепенные переходы к песчаникам другой фациальной принадлежности. Вещественный состав песчаников весьма изменчив (табл. 2, 1—8). По цвету среди них четко обособляются две разновидности: красно-бурые и зелено-серые, что обусловлено отличиями в составе и характере це-



Фиг. 2

Состав обломочной фракции песчаников различных фациальных типов отложений среднего — верхнего палеозоя запада Центрального Казахстана, %

№ вы-борки	Фациальный тип	Кварц	Поле-вые шпаты	Кислые вулка-ниты	Сред-ние вулка-ниты	Слюдя-ные сланцы	Кремни	Гли-нисто-же-лезистые породы	Гли-нисто-карбо-натные пор-зды
1—3	Красноцветные песчаники временных потоков	7—30	12—42	10—35	0—5	4—6	4—11	0—5	0—7
4—7	Зеленые песчаники временных потоков	5—20	22—57	25—42	0—7	3—5	5—12	3—12	0—3
8	Красноцветные песчаники временных потоков	48—72	10—40	10—22	0—15	14—20	4—40	—	—
9—11	Красноцветные песчаники временных озер	15—20	18—22	20—38	7—12	10—18	8—17	0—9	0—6
17—18	Зеленые песчаники постоянных озер	12—20	27—40	30—35	0—1	0—3	3—9	0—5	—
19—21	Сероцветные песчаники и алевролиты морские	14—22	20—30	19—27	0—7	9—18	8—16	0—3	0—10
33	Сероцветные песчаники лагунно-озерные	8—32	—	—	—	3—20	0—6	—	60—90

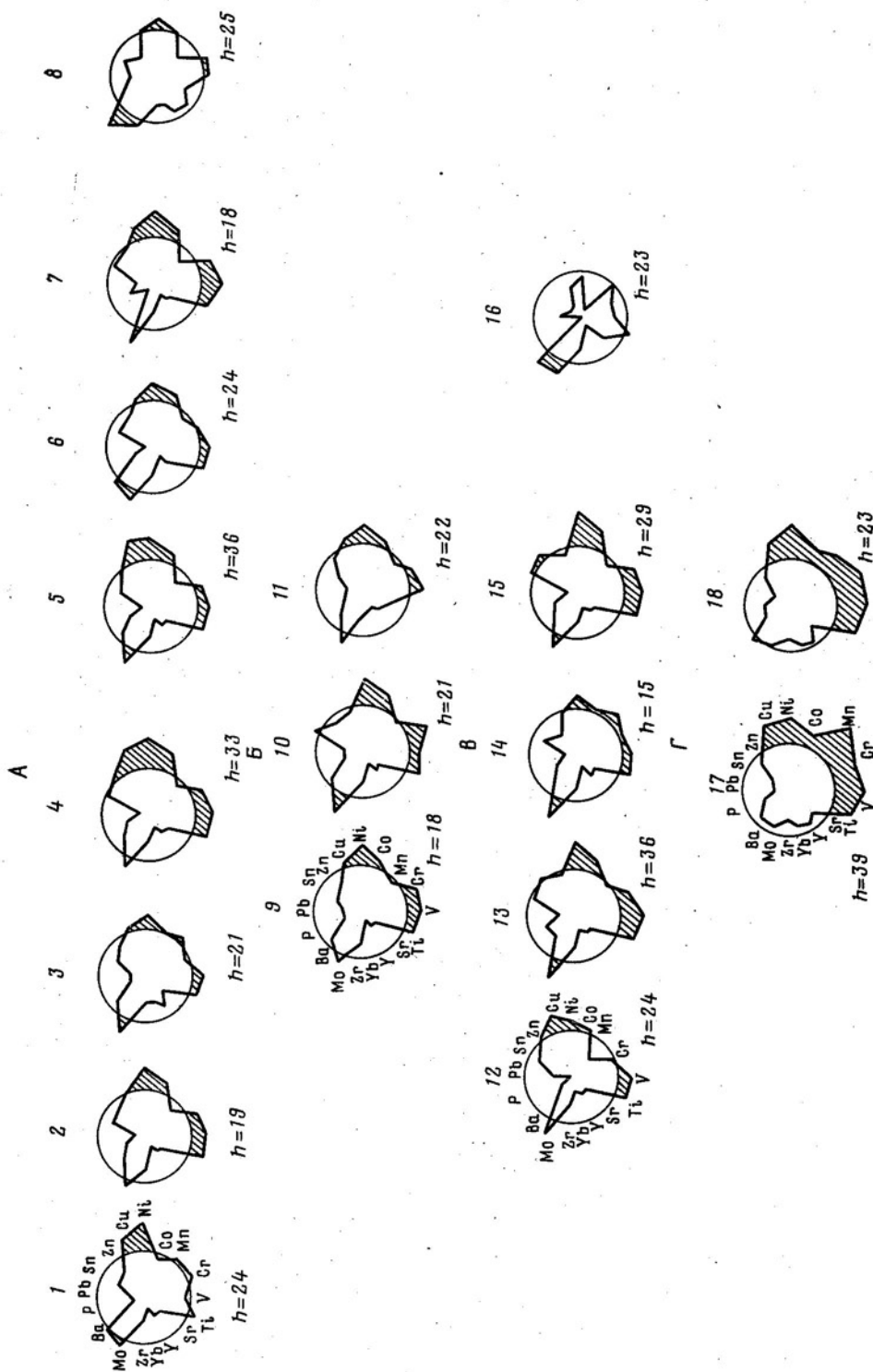
мента. В цементе красно-бурых песчаников ведущую роль играют гидроокислы железа, образующие «рубашки» вокруг обломочных зерен или рассеянную тонкую вкрапленность в глинистом веществе поровых пространств. В зелено-серых песчаниках существенная роль принадлежит глинистому, хлоритовому, хлорит-серицитовому цементам типа сопряжения и выполнения пор. Причины этих отличий при сходстве всех прочих признаков, вероятно, связаны с тем, что зелено-серые песчаники возникли на устойчиво обводненных локальных участках, преимущественно тяготеющих к дистальной периферии области сухой дельты. Это предположение подтверждается пространственным размещением красно-бурых и зелено-серых разновидностей пород этого фациального типа [4]. Красно-бурые разности сгруппированы нами в выборки 1—3,8, зелено-серые — в 4—7.

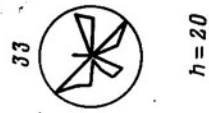
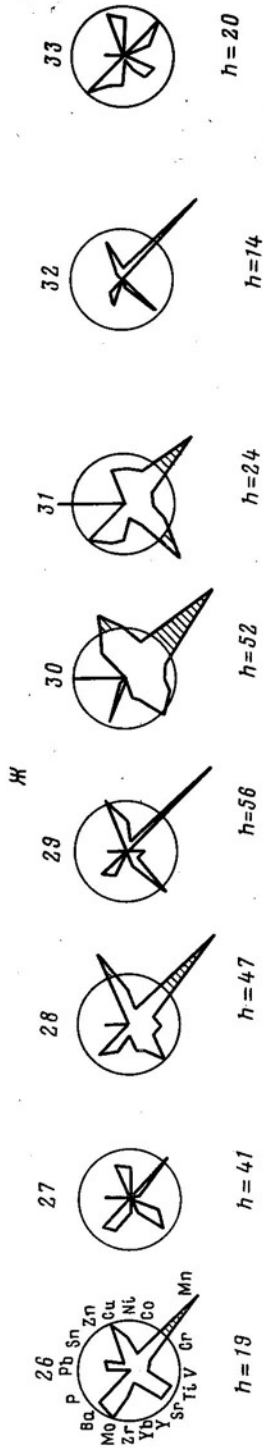
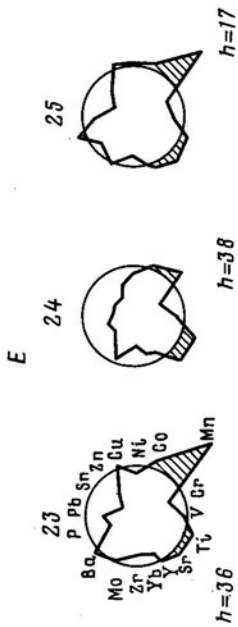
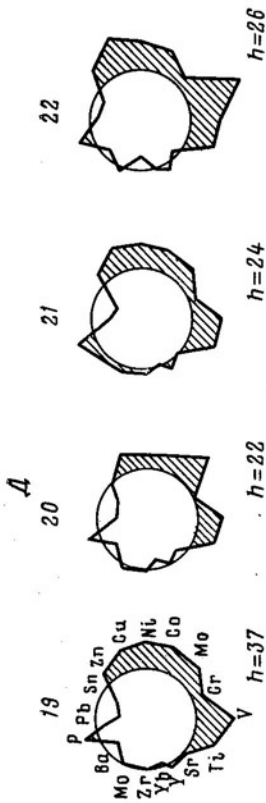
Песчаники временных мелководных быстро пересыхавших озер представлены средне- и мелкозернистыми разностями красно-бурого и серовато-бурого цвета со слабой сортировкой материала. Песчаники массивные, пятнистые или с перекрестно- и параллельно-линзовидной, перистой, разных видов мелкой косой (одно- и разнонаправленной, срезающей) и горизонтальной слоистостями. На поверхностях напластования нередко присутствуют мелкие знаки симметричной яри и трещины усыхания. Состав пород этого фациального типа меняется очень сильно, однако отмечается некоторое усреднение по сравнению с песчаниками, отложенными в обстановке временных потоков (табл. 2, 9—11).

К алевролитам и аргиллитам временных озер отнесены шоколадно-коричневые, красно-бурые и серовато-бурые породы массивного, комковатого сложения и с разнообразными типами тонкослоистых текстур,

Фиг. 2. Схема опробования средне-верхнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана

Тенизская впадина: А — север, Б — центр, В — юг; Г — Джезказганская синклинали; Д — север Джезказганской впадины; Е — юго-запад Чуйской впадины. Литолого-фациальные комплексы: сероцветный морской литорально-шельфовый: 1 — известняки с фауной, 2 — аргиллиты и алевролиты, 3 — песчаники; сероцветный континентальный озерный и лагунно-озерный: 4 — известняки, 5 — аргиллиты и алевролиты, 6 — песчаники; красноцветный континентальный пролювиально-аллювиально-озерный: 7 — аргиллиты и алевролиты, 8 — песчаники, 9 — конгломераты. Регионально маркирующие горизонты: 10 — строматолитовые известняки, 11 — кремни. Местоположение проб, составивших выборки по принципу: 12 — пространственной сопряженности, 13 — временной сопряженности





Фиг. 3

отражающих особенности гидродинамики формирования их в условиях мелководья: горизонтальной, параллельно-, косо- и перекрестно-линзовидной, волнистой и перистой. Поверхности напластования нередко обозначены разнообразными знаками мелкой ряби и трещинами усыхания, полигональными в плане и клиновидными в разрезе. По составу обломочной фракции алевролиты большей частью полимиктовые: соотношение между обломками пород, полевых шпатов и кварца примерно одинаковое с небольшими отклонениями. Среди обломков пород присутствуют слюдяные сланцы, кремни, вулканогенные и глинисто-железистые породы. Количество матрикса варьирует от 25 до 50%. Его состав — глинисто-железистый, карбонатно-железисто-глинистый, участками иногда кварцевый и альбитовый. Аргиллиты фации временных озер состоят в основном из гидрослюда и гидроокислов железа. В отдельных разностях появляются хлорит, монтмориллонит, смешанослойные монтмориллонит-гидрослюда, каолинит, кальцит.

К песчаникам и алевролитам постоянных (застойных) озер отнесены зеленые и серовато-зеленые разновидности пород с массивной, пятнистой, параллельно-линзовидной и горизонтально-слоистой текстурами. Песчаники мелкозернистые, сортировка обломочного материала обычно хорошая. Наблюдается ориентированное по слоистости расположение зерен вытянутой и уплощенной формы. На поверхностях наложения нередко присутствует мелкий растительный детрит. Вещественный состав обломочной фракции пород такой же, что и в отложениях временных озер при значительных колебаниях в содержании обломков кварца, полевых шпатов и пород (табл. 2, 17—18). Цемент и матрикс пород — глинисто-хлоритовый, часто с кальцитом.

Фиг. 3. Лучевые диаграммы распределения микроэлементов в отложениях различных фацональных типов

А — песчаники временных потоков сухой дельты: 1 — рудопоявление Пектас, таскудукская свита; 2 — месторождение Джезказган, рудопоявление Джезды, реки Кумола, Кокдомбаксай, нижняя часть таскудукской свиты; 3 — рудопоявления Пектас и Джартас, верхняя часть таскудукской свиты; 4 — месторождения Джезказган и Спасское, джезказганская свита; 5 — рудопоявления Джартас, Пектас, Джезды, Шилисай, таскудукская и джезказганская свиты; 6 — Джезказганская и Кумолинская синклинали, основание таскудукской свиты; 7 — месторождение Кипшакпай, таскудукская свита; 8 — гора Кельтыкара на юге Тенизской впадины, дарьинская толща верхнего девона (1—3, 8 — красно-бурые разности, 4—7 — зелено-серые разности). Б — красноцветные песчаники временных озер: 9 — р. Дюсембай, гора Коктюбе, верхи таскудукской и низы джезказганской свит; 10 — верховья р. Кумола, таскудукская и джезказганская свиты; 11 — рудопоявления Пектас, Джезды, Джартас, месторождение Джезказган, р. Кумола, Кокдомбаксай, таскудукская и джезказганская свиты. В — красноцветные алевролиты и аргиллиты временных озер: 12 — ручей Коптамасай, таскудукская свита; 13 — месторождения Джезказган, Спасское, Кипшакпай, низы джезказганской свиты; 14 — север Джезказганской впадины и Джезказганская синклиналь, жиделисайская свита; 15 — месторождения Джезказган и Спасское, джезказганская и жиделисайская свиты; 16 — р. Коктал, кызылканатская, каракырская и соркольская свиты. Г — сероцветные алевролиты и аргиллиты постоянных озер: 17 — юг Тенизской впадины, ацилинская свита; 18 — север Тенизской впадины, кайрактинская свита. Д — сероцветные морские песчаники (19—21), алевролиты и аргиллиты (22): 19 — р. Кыпшак, дальненский и низы белеутинского горизонта; 20 — юг Тенизской впадины, верхи дальненского и низы белеутинского горизонтов; 21 — Джезказганская и Кумолинская синклинали, низы белеутинского горизонта; 22 — р. Кыпшак, дальненский и низы белеутинского горизонта. Е — морские известняки юга Тенизской впадины: 23 — дальненский горизонт, кристаллические разности, 24 — яговкинский горизонт, то же; 25 — дальненский и низы белеутинского горизонта, пелитоморфные разности. Ж — озерные известняки: 26 — Джезказганская впадина, таскудукская, джезказганская, жиделисайская свиты, пелитоморфные разности; 27 — р. Коктал, кызылканатская, каракырская и соркольская свиты, пелитоморфные разности; юг и центр Тенизской впадины: 28 — ацилинская свита, «порфиroidные» разности; 29 — низы ацилинской свиты, массивные разности; 30 — верхи ацилинской свиты, узловатые разности; 31 — основание ацилинской свиты, строматолитовые разности; 32 — р. Коктал, кызылканатская свита, кристаллические разности; 33 — р. Коктал, кызылканатская свита, известняковые песчаники

Химический состав озерных известняков из среднего — верхнего палеозоя запада Центрального Казахстана, %

№ выборки	CaCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃	Н. о.
26	54—67	—	0,3—2,3	20—35
27	63—72	1,5—3,1	1,7—4,5	25—30
28	58—63	—	0,4—1,5	20—30
29	62—67	—	0,2—0,4	25—35
30	59—78	2,1—2,9	1,0—5,4	20—30
31	48—67	—	3,7—4,4	25—35
32	57—73	0,5—2,1	0,9—1,7	10—20

Известняки озерного происхождения представлены серыми и буровато-серыми массивными, комковатыми, иногда линзовидно- и волнисто-слоистыми разновидностями, образующими маломощные прослои и линзы (до 0,5 м) в красноцветных терригенно-глинистых пачках отложений мелководных временных озер. Границы пластов четкие, по простиранию они обычно резко выклиниваются или переходят в горизонты известняковых конкреций. Состав озерных известняков приведен в табл. 3; в нем преобладает кальцит. Нерастворимый остаток алевро-пелитового вещества достигает 35%. Нередко присутствуют раковины пресноводных ostracod. В отдельных разностях (выборки 27, 30, 32) обнаруживаются ромбовидные кристаллы доломита. Эти разности, возможно, имеют лагунно-озерное происхождение, поскольку они распространены в районе Малого Каратау, непосредственно прилегавшем к морскому бассейну среднего и позднего карбона [5, 8, 9]. Лагунно-озерное происхождение (зона плейсово́й равнины, периодически затоплявшаяся морскими водами), вероятно, имеют также ассоциирующиеся с ними красноцветные аргиллиты и алевролиты (выборка 16) и сероцветные известняковые песчаники (выборка 33). В составе их цемента присутствует некоторое количество доломита.

Песчаники, алевролиты и аргиллиты морского происхождения обычно содержат непосредственно или переслаиваются с горизонтами известняков, содержащих остатки морской фауны. Им свойствен серый, серовато-зеленый и зеленый цвет, массивная текстура, а обломочным породам — хорошая сортировка материала. Состав алевролитов и песчаников этого фациального типа приведен в табл. 2, 19—21. Аргиллиты сложены гидрослюдами и хлоритом, к которым примешиваются смешанослойные минералы: каолинит, кальцит. Нередко они имеют каолинит-гидрослюдистый состав. Морские известняки серого цвета содержат остатки морских организмов: мшанки, брахиоподы, кораллы, криноидеи, фораминиферы и др. В большинстве случаев им присуща массивная текстура, крипто- и кристаллическая или органогенно-обломочная структура. Состав пород кальцитовый с примесью алевритовой и пелитовой составляющих (до 15%).

Приведенная характеристика состава пород полностью согласуется с данными региональных исследований П. Т. Тажибаевой [15] и Т. П. Разиной [11]. Сравнительный анализ показал, что в каждом фациальном типе изменения значительны. Особенно существенно меняется обломочная фракция песчаников (см. табл. 2). Менее проявлены колебания минерального состава аргиллитов и химического состава известняков (см. табл. 3). Вместе с этим следует отметить, что в разных фациальных типах встречаются породы близкого вещественного состава. Например, обломочная фракция и цемент некоторых сероцветных песчаников временных потоков в выборках 4—7, постоянных озер в выборках 17, 18 и морского бассейна из выборок 19, 20 нередко сходны. Мало отличается химический состав морских и озерных известняков.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты изучения геохимических особенностей отдельных фациальных типов отложений приведены в табл. 4 и на фиг. 3. Для наглядности изображения использованы лучевые диаграммы, на которых средние выборочные содержания элементов отложены в логарифмическом масштабе относительно кларков [3], приравненных к радиусу окружности. Иначе говоря, на диаграммах отложены кларки концентраций. Основной результат заключается в том, что каждый фациальный тип отложений характеризуется качественно единообразной геохимической специализацией. При этом устанавливается, что геохимические различия не всегда совпадают с границами фациальных типов. В изученном регионе по геохимическим особенностям может быть проведено следующее разграничение литолого-фациальных комплексов.

1. Глинисто-терригенные отложения сухой дельты и временных озер (см. фиг. 3, 1—16), которые обнаруживают тождественную положительную специализацию на элементы группы железа, исключая марганец, и неустойчивую специализацию на халькофильные элементы. Заметных отличий между потенциально меденосными сероцветными и обычно безрудными красноцветными породами не установлено.

2. Озерные и лагунно-озерные известняки (см. фиг. 3, 26—33) обнаруживают дефицит элементов группы железа, кроме марганца, содержания которого повсеместно резко повышены. В этих отложениях также увеличены содержания меди и стронция (до двух порядков), но понижены содержания цинка (на порядок).

3. Морские песчаники, алевролиты и аргиллиты (см. фиг. 3, 19—22) обычно имеют устойчивые содержания сидеро- и халькофильных элементов и повышенные содержания меди и хрома.

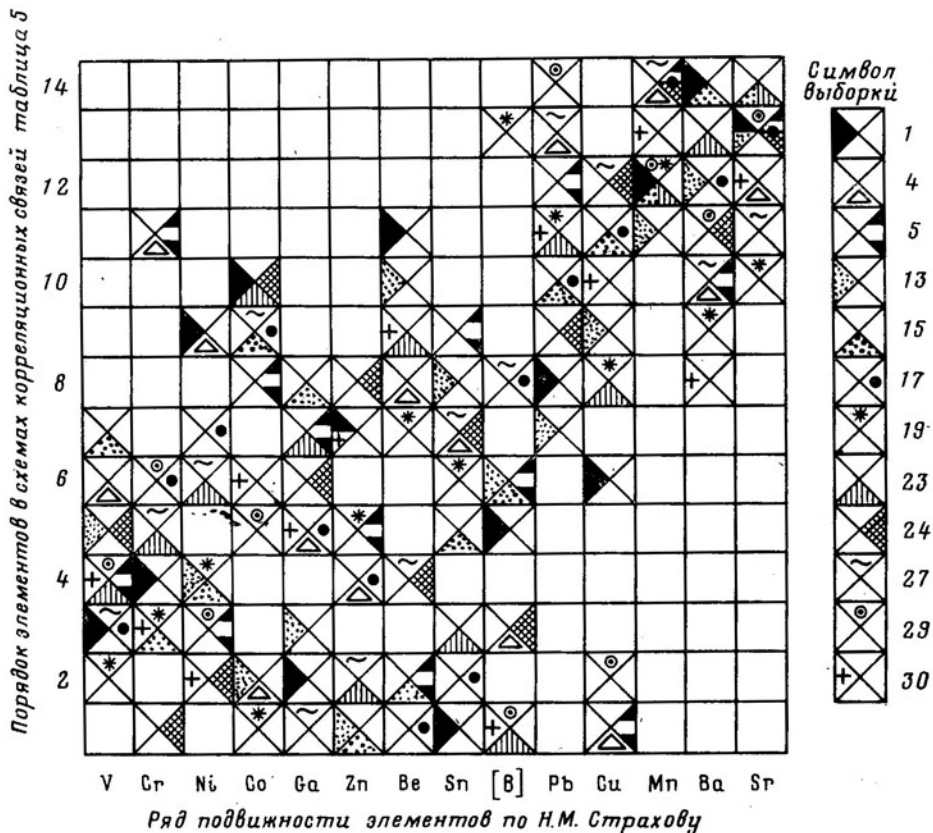
4. Песчаники и алевролиты крупных постоянных озер (см. фиг. 3, 17—18) по набору и соотношениям микроэлементов близки морским песчаникам, от которых их резко отличают только малые содержания фосфора.

5. Морские известняки (см. фиг. 3, 23—25) содержат повышенное количество титана, кобальта, марганца, стронция и фосфора при недостатке ванадия и хрома.

В целом отложениям морских и крупных озерных водоемов свойственно равномерное распределение микроэлементов. Исключение составляют карбонатные накопления озерных и лагунно-озерных водоемов, имеющие звездчатый тип лучевых диаграмм. Особенности связей микроэлементов в рассматриваемых фациальных типах отложений, установленные посредством корреляционного анализа, приведены в табл. 5 и показаны на фиг. 4.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Феномен подобия диаграмм одинаковых фациальных типов отложений, несмотря на значительные различия их вещественного состава, стратиграфической приуроченности и пространственной изоляции, на наш взгляд, отражает особенности условий формирования осадков. С этим, очевидно, связана индивидуальность лучевых диаграмм каждого фациального типа. Следовательно, подобие и отличие лучевых диаграмм может быть использовано при диагностике генезиса отложений. При этом, однако, следует учитывать ряд обстоятельств. Во-первых, по характеру лучевых диаграмм генетическая принадлежность устанавливается с разной степенью детальности: в одних случаях диагностика возможна до фациального типа (различия морских и озерных известняков), в других — только до фациального комплекса (сходство терригенных и глинистых накоплений временных озер и потоков). Во-вторых, границы



Фиг. 4. Схемы корреляционных связей микроэлементов в отложениях разных фациальных типов

геохимических групп не всегда совпадают с границами фациальных типов и комплексов: так, терригенные и глинистые накопления морских и крупных озерных водоемов характеризуются сходными лучевыми диаграммами, позволяющими отличать их от прочих изученных отложений, но не дифференцировать между собой. В третьих, в каждом регионе неизбежны свои конкретные особенности геохимии, а значит, и свои черты диаграмм, однако общая тенденция к единообразию в фациально однотипных отложениях должна быть выдержана.

Наблюдаемое более равномерное распределение микроэлементов в глинисто-терригенных отложениях крупных озерных и морских водоемов (см. фиг. 3, 17—25) является устойчивым признаком и надежным критерием их отличия от отложений «сугубо континентального типа» (см. фиг. 3, 1—16, 26—33). Обусловлено это, скорее всего, миграционными возможностями среды осадконакопления. По типу лучевых диаграмм возможно различать: 1) известняки морского и озерного происхождения (см. фиг. 3, 23—25 и 26—32), 2) терригенно-глинистые отложения крупных озерных и морских водоемов от терригенно-глинистых накоплений небольших озер и временных речных систем (см. фиг. 3, 17—22 и 1—16). Более дробная фациальная диагностика пока вряд ли возможна.

В проблеме особенностей геохимической спецификации фациальных типов древних отложений нами обозначены только самые наглядные и, вероятно, наиболее общие черты. Не исключено, что более пристальное рассмотрение фактического материала позволит подметить другие закономерности или дать иное толкование установленных явлений. Общий анализ корреляционных связей микроэлементов показал отсутствие

Таблица 4

Статистические оценки параметров распределения микроэлементов в отложениях различных фациальных типов

№ вы- борки	Число проб	Pb	Sn	Zn	Cu	Ni	Co	Mn	Cr	V	Ti	Sr	Y	Yb	Zr	Mo	Ba	P
1	24	6 0,23	1,3 0,26	30 0,41	34 0,13	29 0,21	4 0,27	690 0,42	30 0,36	35 0,2	2880 0,11	120 0,23	13 0,19	1,1 0,13	80 0,26	1,4 0,22	860 0,86	150 0,31
2	19	5 0,31	1,8 0,17	55 0,35	22 0,22	19 0,2	7 0,26	400 0,43	37 0,19	68 0,08	3580 0,12	106 0,27	11 0,1	1,1 0,12	110 0,2	1,4 0,19	440 0,49	240 0,29
3	21	6 0,13	1,6 0,3	43 0,2	23 0,21	13 0,22	5 0,28	680 0,45	21 0,2	57 0,12	2940 0,11	118 0,17	22 0,21	1,9 0,19	95 0,19	2 0,19	680 0,49	220 0,25
4	33	4 0,3	2,5 0,22	67 0,21	46 0,58	25 0,21	10 0,2	470 0,31	38 0,19	78 0,11	4180 0,09	130 0,26	12 0,17	1,3 0,15	96 0,22	1,5 0,25	470 0,43	260 0,22
5	36	4 0,27	1,8 0,18	54 0,31	51 0,64	21 0,21	8,5 0,32	440 0,28	37 0,25	62 0,22	3270 0,22	109 0,25	12 0,15	1,2 0,18	112 0,23	1,8 0,21	600 0,57	250 0,22
6	24	4 0,31	2 0,21	42 0,29	23 0,45	16 0,26	7,6 0,31	490 0,47	25 0,2	55 0,25	2940 0,15	123 0,27	12 0,16	1,1 0,11	104 0,21	1,6 0,2	960 0,66	220 0,26
7	18	7 0,17	2,9 0,12	57 0,14	38 0,26	23 0,18	7,8 0,21	340 0,23	40 0,15	86 0,08	3100 0,13	107 0,12	10,4 0,07	1 0,07	83 0,09	2 0,14	200 0,4	310 0,22
8	25	10 0,08	2 0,13	27 0,21	23 0,11	13 0,14	5 0,17	250 0,33	30 0,2	44 0,21	1200 0,29	219 0,13	23,4 0,15	1,9 0,18	96 0,27	1,3 0,18	2050 0,34	515 0,53
9	18	6 0,21	1,4 0,17	32 0,12	23,6 0,23	18 0,14	6 0,13	530 0,32	39 0,15	63 0,07	3330 0,1	87 0,16	10,7 0,16	1 0,06	124 0,21	1,4 0,17	600 0,27	206 0,23
10	21	7 0,13	3 0,18	45 0,21	17 0,21	23 0,29	8 0,29	540 0,38	50 0,24	57 0,14	3670 0,08	108 0,18	15,2 0,2	1,3 0,15	123 0,2	2,3 0,23	690 0,41	233 0,23
11	22	7 0,15	1,6 0,24	54 0,43	28 0,3	17 0,29	6 0,3	470 0,47	28 0,27	54 0,24	3080 0,15	126 0,29	13,4 0,18	1,4 0,16	86 0,43	1,6 0,19	630 0,6	256 0,27
12	24	6,5 0,17	2 0,17	60 0,24	38 0,36	11 0,29	5,3 0,45	235 0,59	24 0,23	64 0,26	3380 0,1	110 0,17	12,5 0,19	1,1 0,15	84 0,21	1,9 0,27	214 0,35	100 0,41

13	13	5,8	0,27	2,9	0,14	67	0,33	49	0,17	26	0,24	7,8	0,32	560	0,14	36	0,13	84	0,11	4220	0,24	104	12,2	1,2	0,14	93	0,2	2,2	0,19	408	0,39	364	0,16
14	15	5,3	0,18	1,9	0,22	25	0,32	18	0,23	15	0,25	5	0,45	860	0,25	27	0,24	53	0,25	3330	0,19	124	14,6	1,2	0,14	125	0,29	2,5	0,49	428	0,3	217	0,3
15	29	4,9	0,22	3,1	0,32	71,5	0,21	17	0,52	30	0,17	9,9	0,27	430	0,15	41,5	0,14	79	0,14	3970	0,21	115	12,5	1,3	0,15	87	0,24	1,6	0,4	410	0,17	290	0,17
16	23	7,8	0,39	0,7	0,43	15,6	0,4	11	0,26	6,7	0,35	1	0,34	550	0,42	14	0,49	22	0,38	2300	0,4	157	9,8	0,8	0,15	104	0,31	1,75	0,59	1600	0,31	85	0,29
17	39	5	0,21	0,9	0,11	43	0,29	51	0,37	22,3	0,25	8,7	0,34	3020	0,29	66,5	0,23	122	0,26	4710	0,24	162	25,8	2,7	0,17	103	0,28	0,75	0,2	645	0,85	320	0,2
18	23	8,3	0,26	1	0,05	43	0,18	46	0,31	33,5	0,28	9,3	0,21	1470	0,29	84	0,16	135	0,37	5990	0,22	146	28,6	3	0,09	125	0,2	0,9	0,75	1020	0,75	317	0,19
19	37	7,1	0,3	1,5	0,16	83	0,34	46	0,24	22	0,19	12,9	0,17	1320	0,17	35	0,22	149	0,13	5370	0,11	324	41	3,9	0,12	222	0,2	1,2	0,38	584	0,28	1113	0,28
20	22	8,4	0,28	1,4	0,2	51,5	0,35	38	0,3	13,5	0,3	8,9	0,22	2110	0,37	28	0,33	110	0,38	4630	0,15	263	36	3,3	0,16	231	0,28	1,3	0,35	584	0,35	950	0,36
21	24	10	0,32	1,3	0,16	90	0,34	50	0,31	20	0,19	10,9	0,15	1320	0,15	31	0,16	108	0,12	5580	0,14	292	39,7	4	0,08	246	0,15	1,25	0,15	1120	0,29	1500	0,43
22	26	16,3	0,33	2,2	0,18	126	0,28	77	0,22	21	0,16	12	0,17	850	0,47	194	0,16	108	0,12	5330	0,14	240	41	4,2	0,08	145	0,56	1,3	0,24	714	0,24	1290	0,26
23	36	10,4	0,49	0,8	0,2	21	0,19	20	0,26	6	0,24	6,7	0,29	4050	0,32	13	0,35	34	0,29	3060	0,19	355	40	3,6	0,22	155	0,26	0,95	0,29	980	0,42	310	0,37
24	38	7,1	0,35	1	0,23	21	0,52	11	0,36	6,4	0,28	5,6	0,27	910	0,29	11,6	0,32	30	0,26	3330	0,13	447	26	2,7	0,21	103	0,35	0,95	0,39	370	0,27	300	0,54
25	17	12	0,3	0,9	0,18	28	0,61	24	0,3	8,7	0,31	6,4	0,28	2670	0,33	15,6	0,36	30	0,28	2705	0,13	420	39,8	3,8	0,2	140	0,28	1,04	0,26	600	0,3	920	0,66
26	19	7,3	0,28	1,3	0,36	13	0,46	20	0,45	3,9	0,54	1,6	0,63	4035	0,58	8	0,58	12	0,49	1760	0,3	214	13,4	1,1	0,17	70	0,38	1	0,36	680	0,57	95	0,36

Таблица 4 (продолжение)

№ выбор- ки	Число проб	Pb	Sn	Zn	Cu	Ni	Co	Mn	Cr	V	Ti	Sr	Y	Yb	Zr	Mo	Ba	P
27	41	8,3 0,6	0,5 0,48	8 0,3	13 0,29	4 0,41	0,7 0,45	700 0,52	6 0,55	4 0,65	1070 0,65	220 0,35	8,8 0,12	0,6 0,15	50 0,62	0,6 0,5	570 0,58	55 0,15
28	47	7,3 0,2	—	—	52 0,37	4,1 0,39	1,5 0,26	9040 0,15	13 0,45	21 0,22	950 0,38	290 0,14	19,3 0,21	1,6 0,24	45 0,19	0,4 0,26	620 0,57	88 0,33
29	56	6,5 0,45	—	—	22 0,4	3,6 0,35	1,1 0,27	7230 0,46	2,5 0,61	13 0,31	590 0,49	330 0,4	12 0,26	1 0,2	—	0,4 0,28	420 0,42	—
30	52	18,5 0,56	—	31 0,29	41 0,37	8,1 0,29	3,4 0,46	8870 0,16	19 0,32	27 0,18	1910 0,44	295 0,16	14,6 0,26	1,3 0,23	32 0,26	0,8 0,25	180 0,59	110 0,44
31	24	33 0,3	—	10 0,08	13 0,22	4,6 0,22	3,2 0,24	3700 0,35	11 0,33	18,5 0,19	1880 0,24	720 0,18	11 0,21	1,05 0,19	144 0,18	0,6 0,25	800 0,55	—
32	14	2,4 0,49	0,4 0,77	7,7 0,38	16 0,5	1,7 0,53	2,2 0,8	6800 0,49	3 0,46	4,2 0,35	360 0,5	240 0,2	8,2 0,15	0,6 0,3	20 0,43	0,4 0,44	250 0,54	—
33	20	6,5 0,14	—	10 0,37	16,5 0,17	4,9 0,24	0,5 0,28	580 0,42	10 0,52	3 0,53	1200 0,28	140 0,21	9,5 0,08	0,7 0,15	87 0,44	0,5 0,34	720 0,51	—

Примечание. В числителе приведены оценки средних геометрических содержаний (г/г), в знаменателе—стандартные множители; прочерк означает, что в большинстве проб выбор-
ки содержание элемента ниже порога чувствительности анализа. Нумерация выборок дана в соответствии с номерами их на фиг. 3.

Корреляционные связи микроэлементов в отложениях различных фациальных типов средне-верхнепалеозойских отложений запада Центрального Казахстана

№ выборки	Фациальный тип	Распределение микроэлементов
1	Красноцветные песчаники временных потоков	Sn Ga V Cr B Cu Zn Pb Ni Co Be Mn Sr Ba
4	Зеленые песчаники временных потоков	Cu Co B Zn Ga V Sn Be Ni Ba Cr Sr Pb Mn
5		Cu Be Ni V Zn B Ga Co Sn Ba Cr Pb Sr Mn
13	Красноцветные алевролиты и аргиллиты временных озер	Zn Co Ga Ni V B Pb Sn Cu Be Mn Ba Sr
15		Zn Be Cr Ni Sn B V Ga Co Pb Cu Mn Ba Sr
17	Зеленые песчаники и алевролиты постоянных озер	Be Sn V Zn Ga Cr Ni B Co Pb Cu Ba Sr Mn
19	Сероцветные песчаники морские	Co V Cr Ni Zn Sn Be Cu Sr Pb Mn B
23	Сероцветные известняки морские	B Zn Sn V Cr Ni Ga Cu Be Co Pb Mn Ba Sr
24		Cr Ni B Be V Ga Sn Zn Pb Co Ba Cu Sr Mn
27	Сероцветные известняки озерные и озерно-лагунные	Ga Zn V Be Cr Ni Sn B Co Ba Sr Cu Pb Mn
29		B Cu Ni V Co Cr Ba Mn Sr Pb
30		B Ni Cr V Ga Co Zn Ba Be
Обобщенный ряд подвижности микроэлементов по Н. М. Страхову [14]		V Cr Ni Co Ga Zn Be Sn Pb Cu Mn Ba Sr

Примечание. Пропуски в рядах разделяют группы с положительной корреляционной связью микроэлементов, между группами связь отрицательная.

постоянной упорядоченности их расположения в схемах, относящихся к фациально однотипным отложениям (см. табл. 5, фиг. 4). Связано это главным образом с чрезвычайной многофакторностью систем осадочного происхождения. Установить степень влияния каждого фактора весьма трудно: требуется раздельное геохимическое исследование аллотигенных, аутигенно-диагенетических и эпигенетических составляющих, провести которое вряд ли возможно. Подавляющего влияния на показатель корреляционных связей какого-либо одного из них не сказывается. Поэтому, естественно, использовать особенности корреляционных связей микроэлементов для оценки условий происхождения отложений не представляется возможным. Сравнение корреляционных связей микроэлементов в различных фациальных типах отложений с рядом подвижности по Н. М. Страхову [14] показало, что во всех изученных случаях подобия и тем более тождества нет: отклонения значительны и резки (см. табл. 5, фиг. 4). Вместе с этим во всех схемах четко выдерживается общая полярность групп элементов, установленная Н. М. Страховым. Действительно, в одной ассоциации, как правило, сосредоточены подвижные элементы: марганец, стронций, барий, медь, реже свинец; в другой — мало-подвижные: ванадий, хром, никель, нередко цинк. Эти обстоятельства позволяют сделать заключение об универсальности общей тенденции группировки микроэлементов, которая в данном случае не зависит от литолого-петрографического и генетического факторов (в эксперименте находился весьма широкий спектр образований — от континентальных полимиктовых песчаников до морских известняков). Существующая устойчивость ассоциаций определяется, с одной стороны, собственными свойствами каждого элемента, а с другой — особенностями среды осад-

Обобщенный ряд связей микроэлементов в отложениях среднего — верхнего палеозоя запада Центрального Казахстана

Последовательность микроэлементов	1 V	2 Cr	3 Ni	4 Zn	5 Ga	6 B	7 Sn
Местоположение микроэлементов в схемах корреляционных связей	2—7	1—6	2—9	1—8	1—8	1—13	1—9
Местоположение 50% и более	3—5	3—6	2—4	1—8	5—8	5—8	5—9
Местоположение в обобщенном ряду подвижности	1	2	3	6	5	—	8
Н. М. Страхова							
Последовательность микроэлементов	8 Co	9 Be	10 Cu	11 Pb	12 Ba	13 Sr	14 Mn
Местоположение микроэлементов в схемах корреляционных связей	1—10	1—11	6—14	7—14	8—14	10—14	11—14
Местоположение 50% и более	8—10	7—11	8—12	10—13	10—13	10—14	10—14
Местоположение в обобщенном ряду подвижности	4	7	10	9	12	13	11
Н. М. Страхова							

копакпления [14]. При этом те или иные условия седиментации могут достигать экстремальных значений, при которых микроэлементы будут перемещаться на несвойственные им позиции. Следовательно, нахождение какого-либо элемента за пределами типовой ассоциации является индикатором аномальных ситуаций в истории формирования той или иной генетической системы, которые, кстати, могут оказаться причиной избыточных концентраций.

Корреляционные связи микроэлементов в осадочных комплексах палеозоя Центрального Казахстана позволяют предложить их обобщенную последовательность, которая несколько отличается от ряда подвижности микроэлементов Н. М. Страхова (табл. 6). В основном эти отличия касаются местоположения кобальта, занявшего в нашем случае восьмое место вместо четвертого в ряду Н. М. Страхова. Анализ корреляционных связей показывает существование двух устойчивых полярных ассоциаций, занимающих начало (V, Cr, Ni, Zn) и конец (Cu, Pb, Ba, Sn, Mn) ряда. Между ними располагается группа элементов (Ga, B, Sn, Co, Be), каждый из которых может занимать место от первого по одиннадцатое, хотя обычно они тяготеют к началу ряда. Значительные отклонения от этой общей картины проявляются в двух видах. Во-первых, наблюдается почти полное нарушение порядка распределения микроэлементов (см. табл. 5, выборка 1). Причины этого единичного среди проведенных опытов явления остаются не совсем ясными. Во-вторых, отмечается резкое перемещение микроэлементов из группы в группу, как, например, меди и хрома в выборках 4, 5, 29 (табл. 5). Такое полярное перемещение некоторых элементов, вероятно, является следствием существенных отклонений отдельных параметров в какие-то периоды формирования систем. Практически важно, что наличие таких отклонений в корреляционных связях может служить показателем аномальных ситуаций и критерием опознания системы в целом. Так, в большинстве рассмотренных случаев медь находится в конечной группе ряда, либо в противоположной (см. табл. 5, выборки 1, 19, 23), но и здесь она располагается на позициях,

приближающихся к концу ряда. Только в сероцветных песчаниках Джекказгана (выборки 4, 5) и массивных известняках Тенизской впадины (выборка 29) медь занимает несвойственное ей место в начальной группе среди малоподвижных элементов. Поскольку во всех случаях рассматриваются фоновые содержания элементов, по набору которых различий не наблюдается, единственным признаком, отличающим меденосные песчаники района Джекказгана и известняки, вмещающие рудопроявление Копказган в центре Тенизской впадины, от всех остальных отложений, будет специфика связей меди с остальными элементами. Таким образом, особенности корреляционных связей могут быть поисковым критерием: в конкретном случае меденосных толщ особый интерес представляют отложения, в которых медь теряет подвижность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования, их обсуждение и выводы позволяют высказать некоторые рекомендации и суждения. Установленные качественные тенденции распределения микроэлементов в генетически различных отложениях, выраженные подобием и различием лучевых диаграмм, могут быть предложены для общей фациальной диагностики. Особо полезными они могут оказаться при изучении скважин с неполным отбором керна, где возможности использования других фациальных признаков весьма ограничены. Вместе с этим требуются дальнейшие поиски геохимических закономерностей на объектах иного происхождения и других регионов. Однако уже сейчас на этом пути вырисовываются определенные ограничения: представляется, что детальная и универсальная дифференциация фациальных типов отложений на основе особенностей распределения микроэлементов вряд ли осуществима. Скорее всего здесь будут устанавливаться конкретные и неповторимые характеристики геохимической специализации, связанные с региональной принадлежностью. Более перспективны поиски геохимических отличий между крупными фациальными комплексами континентального и морского седиментогенеза разного возраста. Эти исследования, думается, позволят подойти к проблеме влияния на геохимию однопородных отложений эволюционного, эпигенетического и регионального факторов.

Изучение корреляционных связей микроэлементов показало, что при фациальной диагностике использование особенностей корреляционных связей на любом уровне детальности не дает положительных результатов: каких-либо устойчивых и одинаковых связей в генетически различных отложениях нет. Не пригодны для этих целей также широко используемые разного рода количественные соотношения микроэлементов, как, например, стронций-бариевое соотношение в качестве показателя морских и континентальных условий седиментации. Геохимические исследования в этом направлении представляют мало обнадеживающими. Вероятность создания эталонных характеристик фациальных типов и комплексов отложений на основе особенностей корреляционных связей микроэлементов незначительна. Однако изучение характера этих связей важно в поисковых целях, поскольку отклонения от общей группировки микроэлементов в ряду подвижности могут служить показателем существования аномальных концентраций.

Литература

1. Азукина З. В. Многократная корреляция.— В кн.: Программы для ЭВМ БЭСМ-4. Вып. 1—12. Л.: Недра, 1972.
2. Боровиков Л. И., Бурков Ю. К. Корреляционный анализ распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза.— В кн.: Доклады сов. ученых на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1967.
3. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

4. Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района. М.: Недра, 1975.
5. Голубовский В. А. Стратиграфия верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 5.
6. Голубовская Т. Н., Литвинович Н. В., Голубовский В. А. Фации, фациальные типы и условия накопления верхнепалеозойских отложений Джезказганской впадины.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1971.
7. Голубовский В. А., Фролов Д. К., Свальнов В. Н. Некоторые результаты изучения геохимии фациальных типов (на примере отложений карбона и перми западной части Центрального Казахстана).— Тез. докл. IV научн. конф. геол. ф-та МГУ. Изд-во МГУ, 1971.
8. Грум-Гржимайло О. С. Стратиграфия девонских и каменноугольных отложений хребта Б. Каратау.— В кн.: Труды совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Т. II. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960.
9. Кумпан А. С. Верхний палеозой Восточного Казахстана. Л.: Недра, 1966.
10. Литвинович Н. В. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1962.
11. Литвинович Н. В., Аксенова Г. Г., Разина Т. П. Стратиграфия и литология отложений нижнего карбона западной части Центрального Казахстана. М.: Недра, 1969.
12. Литвинович Н. В., Голубовская Т. Н., Голубовский В. А., Чумакова Н. Ф. Основные итоги изучения каменноугольных и пермских отложений Центрального Казахстана. В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977.
13. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана. (Коллектив авторов). М.: Недра, 1974.
14. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
15. Тажибаева П. Т. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1964.
16. Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациальном составе и некоторых вопросах эпигенетического преобразования пород Джезказгана.— В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

ВНИИГеофизика,
Москва

Поступила в редакцию
26.VI.1980

УДК 551.31/35 : 552.543 : 551.72 + 551.732 (574.5)

ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕНДА — НИЖНЕГО КЕМБРИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

ЗАЙКАНОВА В. С., ЗАЙЧКИНА А. В., ПУПЫШЕВ Н. А.

Приводится характеристика доломитовой формации верхнего докембрия — нижнего кембрия, широко распространенной в Северо-Западном Прибалхашье. Рассматриваются вещественный состав и строение формации, литолого-петрографические особенности слагающих ее пород, а также их химический состав. В результате анализа обнаруженных находок онколитов и строматолитов дается обоснование вендско-раннекембрийского возраста доломитовой формации; приводятся выводы о палеогеографических и палеотектонических условиях ее образования.

В Северо-Западном Прибалхашье широко развиты верхнедокембрийские — нижнекембрийские карбонатные отложения. Наиболее полно они представлены на территории Атасу-Моинтинского водораздела, где обнаружены в бассейнах рек Узень, Абыл-хаир, Чажагай, Былкылдак, Моинты, Караэспе, в урочище Кызыл-Агат. Эти отложения выделены в 1962 г. Н. А. Пупышевым под названием басагинской свиты. Органических остатков в породах этой свиты до самых последних лет не было обнаружено, и возраст ее различными исследователями рассматривался по-разному. А. Г. Гокоев в 1953 г. относил ее к силуру, Н. А. Пупышев в 1962 г. — к ордовику; В. И. Яговкин, а также А. В. Авдеев и др. [1] в 1974 г. — к кембрию. По составу все карбонатные породы басагинской свиты принадлежат к известнякам.

Авторами в последние годы проводилось изучение верхнедокембрийских и нижнепалеозойских осадочных формаций Северо-Западного Прибалхашья. В процессе этих исследований собран большой материал, позволивший охарактеризовать состав рассматриваемых карбонатных отложений, уточнить их возраст и сделать выводы о палеотектонических и палеогеографических условиях их образования. Было установлено, что карбонатные отложения, сходные по составу и стратиграфическому положению с отложениями басагинской свиты Атасу-Моинтинского водораздела, значительно развиты и юго-восточнее — на водоразделе рек Моинты и Жамши. В этом районе они прослеживаются от гор Бестау на севере до о-ва Тасарал (оз. Балхаш) на юге, обнажаясь в районе ст. Сарыкум, гор Жамантас, Киматас, Аккирек, месторождения Гульшад.

Детальное изучение строения, состава, литологических и геохимических особенностей описываемых карбонатных отложений позволяет рассматривать их как доломитовую формацию, образовавшуюся в определенных палеотектонических и палеогеографических условиях. Доломитовая формация залегает несогласно на сложно дислоцированных рифейских образованиях или же согласно на аркозовых песчаниках условно вендского возраста. Положение ее в общем стратиграфическом разрезе древних толщ Северо-Западного Прибалхашья показано в табл. 1, из которой видно, что эта формация соответствует былкылдак-

Схема сопоставления докембрийских и нижнепалеозойских отложений
Моинты-Жамшинского и Атасу-Моинтинского водоразделов

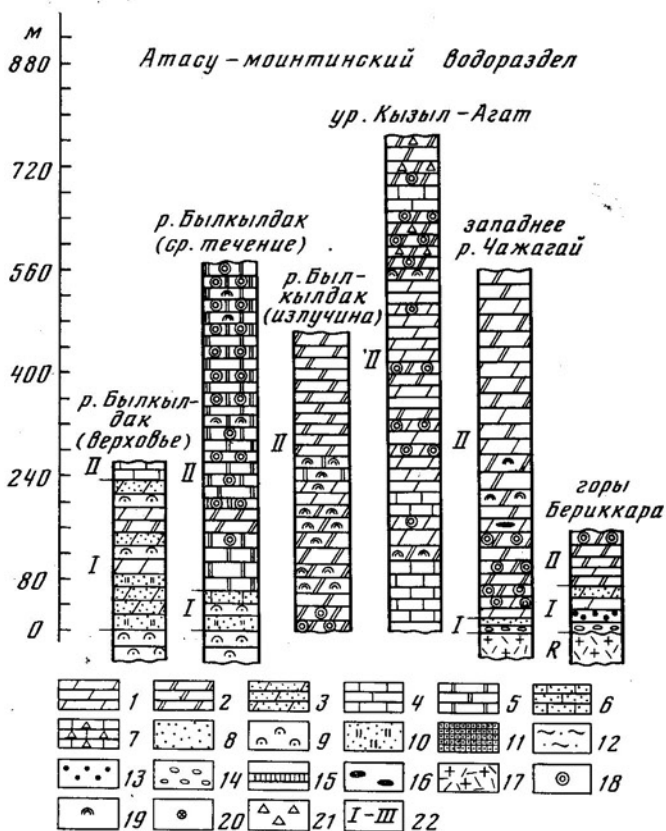
Стратиграфическая шкала		Моинты-Жамшинский водораздел (по А. В. Зайчкиной, В. С. Занкановой, Н. А. Пугышеву)	Атасу-Моинтинский водораздел, западная часть (по А. В. Адаеву, Е. В. Альперовичу, В. Д. Вознесенскому с дополнениями Н. А. Пугышева, В. С. Занкановой, А. В. Зайчкиной)
Ордовик	верхний		Когедейская свита Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы кислого состава, 400—700 м
	средний	Чажагайская свита Кремнистые сланцы, алевролиты с радиоляриями, 100—120 м	Несогласие Чажагайская свита Кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, кварцевые песчаники, известняки с брахио- подами, трилобитами, граптолита- ми, радиоляриями, 150—450 м
	нижний	Кызылжарская свита Известняки, в верхней части глини- стые, комковатые. В верхней ча- сти брахиоподы, гастроподы, кри- ноиды среднего ордовика, 350— 400 м	Кызылжарская свита Известняки, в основании трилобиты майского яруса, 460 м
Кембрий	верх- ний		
	средний	?	?
	нижний	Басагинская свита Доломиты, известняки, в нижней ча- сти местами графитовые сланцы, углистые мраморы, вверху — прослой кремнистых пород. Стро- матолиты и микрофитолиты, 650— 1800 м	Басагинская свита Доломиты, известняки, в нижней ча- сти местами графитовые сланцы, углистые мраморы вверху — прослой кремнистых пород. Стро- матолиты и микрофитолиты, 500— 1000 м
Верхний протерозой	венд	Капальская свита Кварцевые, полимиктовые, глауко- нитовые песчаники, доломиты, 100—500 м	Капальская свита Доломиты, песчаники, 10—140 м
	рифей	?	Бэйэпшинская свита Аркозовые и кварцевые песчаники, 400—800 м Несогласие, интрузии Алтынсыганская свита Липаритовые порфиры, 500 м
		Таскоралинская свита Кварциты, кварцитовидные кварце- вые песчаники, 550—1000 м	Таскоралинская свита Кварциты, кварцитовидные кварце- вые песчаники, серицито-кварце- вые сланцы, 500—1000 м
Даратская свита? Филлиты, кварцево-слюдяные слан- цы, 400 м		Даратская свита Филлиты, алевролиты, линзы извест- няков со строматолитами, 300— 600 м	
Нижний протерозой	?	Сулуманакская свита Филлиты, углисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки, 650—2200 м	
	Несогласие, интрузии Каракамьсская свита Кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, кварциты, мраморы, мигматиты, > 2500 м		

ской и басагинской свитам. В составе формации резко преобладают доломиты. Кроме того, развиты все разновидности пород ряда известняк — доломит. Подчиненное развитие имеют терригенные, кремнистые и углеродистые породы.

Строение формации неоднородно как в вертикальном разрезе, так и по латерали, в связи с чем в ее составе нами выделяются четыре подформации. В нижней части разреза наряду с карбонатными породами широко развиты кварцевые и аркозовые песчаники и гравелиты. Эта часть формации выделяется в доломитово-песчаниковую подформацию. Вверх по разрезу она постепенно сменяется известняково-доломитовой подформацией, наиболее характерной для доломитовой формации в целом. Она имеет наибольшее распространение и наибольшую мощность. Известняково-доломитовая подформация местами замещается по латерали графитисто-карбонатной подформацией, в составе которой в большом количестве содержатся графитистые, графитисто-кремнистые и графитисто-глинистые породы. Верхняя часть разреза доломитовой формации представлена кремнисто-доломитовой подформацией, для которой характерна насыщенность кремнистыми прослоями, стяжениями, линзами.

Наиболее полные разрезы формации в пределах Атасу-Моинтинского водораздела наблюдаются в бассейне р. Былкылдак, западнее р. Чажагай и в урочище Кызыл-Агат (фиг. 1). В первом районе формация залегает согласно на аркозовых песчаниках казансынганской свиты условно вендского возраста и представлена доломитово-песчаниковой и известняково-доломитовой подформациями. Доломитово-песчаниковая подформация сложена разнотельными (от мелко- до крупнотельными) аркозовыми и кварцевыми, часто известковистыми песчаниками, чередующимися с доломитами и песчанстыми доломитами. Мощности прослоев варьируют от нескольких миллиметров до нескольких метров. Для пород характерны светло-серая, розовая и палеваая окраски. В песчаниках иногда отмечается косая слоистость и волноприбойные знаки. Мощность подформации составляет от 5—10 до 140 м. Известняково-доломитовая подформация представлена в нижней части голубовато-серыми слоистыми и массивными известняками и доломитовыми известняками, реже известковыми доломитами, местами содержащими редкие онколиты. Средняя часть подформации сложена темно-серыми и голубовато-серыми массивными и слоистыми известковистыми доломитами, реже доломитовыми известняками. Породы содержат обильные онколиты и редкие строматолиты. Верхи разреза подформации представлены светло-серыми и белыми известковистыми доломитами, реже доломитовыми известняками и известняками. Характерно наличие биостромов и биогермов с многочисленными столбчатыми строматолитами. Размеры таких построек — от нескольких метров до 2 км при мощности 0,5—1 м, иногда до нескольких десятков метров. Мощность известняково-доломитовой подформации составляет от 350 до 500 м. Общая мощность доломитовой формации в районе р. Былкылдак 500—600 м.

Несколько иной разрез доломитово-песчаниковой подформации наблюдается в горах Бериккара. Здесь она резко несогласно залегает на размытой поверхности интрузивных липаритовых порфиров алтын-сынганского комплекса рифея. Базальные слои представлены средне- и крупногалечными конгломератами, состоящими из галек липаритовых порфиров. Выше залегают гравелиты и грубозернистые песчаники, переслаивающиеся с песчанстыми и алевроитными доломитами. Доломитово-песчаниковая подформация постепенно сменяется вверх по разрезу известняково-доломитовой. Западнее р. Чажагай доломитовая формация также залегает на размытой поверхности рифейских липаритовых порфиров. В этом районе значительно сокращена мощность доломитово-песчаниковой подформации (до 5—10 м), представленной

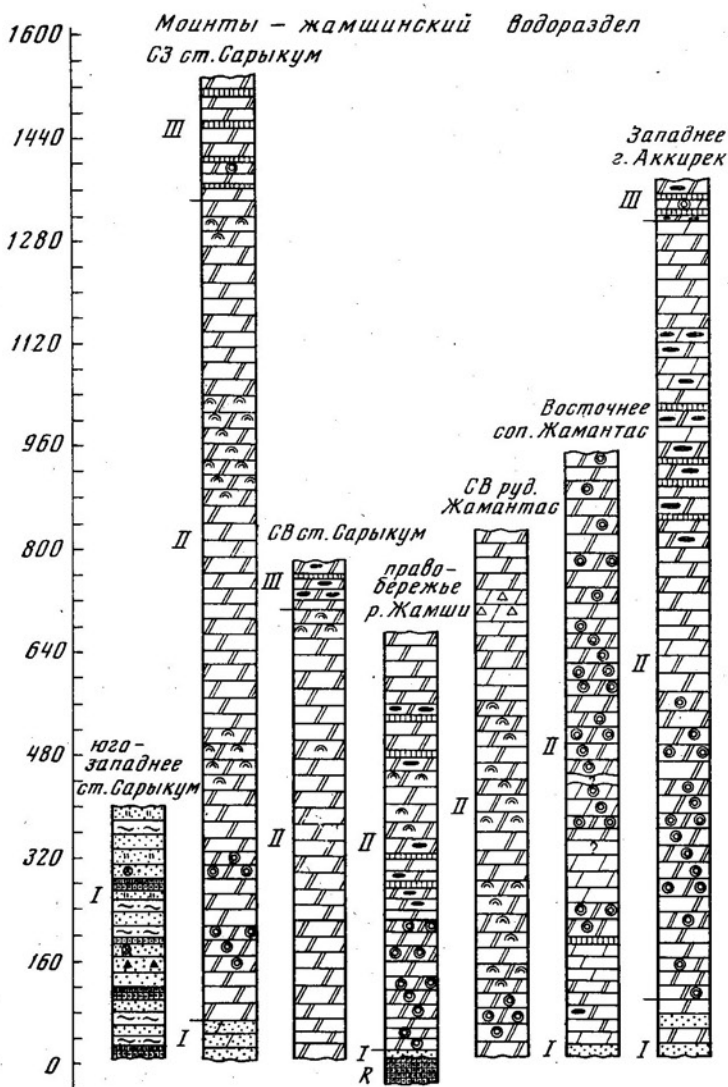


Фиг. 1. Разрезы доломитовой формации венда — нижнего кембрия Северо-Западного Прибалхашья

1 — доломиты; 2 — известковые и известковистые доломиты; 3 — песчанистые доломиты; 4 — известняки; 5 — доломитовые и доломитистые известняки; 6 — песчанистые известняки; 7 — брекчированные доломиты и известняки; 8 — кварцевые песчаники; 9 — аркозовые песчаники; 10 — песчаники с доломитовым цементом; 11 — кварцито-видные песчаники; 12 — алевролиты; 13 — гравелиты; 14 — конгломераты; 15 — горизонты кремнистых пород; 16 — стяжения и линзы кремней; 17 — гранит-порфиры и липаритовые порфиры; 18 — онколиты; 19 — строматолиты; 20 — глауконит; 21 — магнетит; 22 — подформации: I — доломитово-песчаниковая, II — известняково-доломитовая, III — кремнисто-доломитовая

здесь лишь кварцевыми песчаниками и гравелитами. Залегающая выше известняково-доломитовая подформация сложена в нижней части черными и темно-серыми массивными и слоистыми известковистыми доломитами, нередко с обильными онколитами, в верхней — светло-серыми и голубовато-серыми массивными известковистыми доломитами, иногда со строматолитами. В разрезе подформации нередко встречаются прослой брекчиевых доломитов, мощность ее 520 м.

В урочище Кызыл-Агат отложения, отвечающие доломитово-песчаниковой подформации, отсутствуют. Здесь в отличие от других разрезов Атасу-Моимтинского водораздела в составе доломитовой формации выделяются известняково-доломитовая и кремнисто-доломитовая подформации. Первая сходна по строению, составу и облику пород с известняково-доломитовой подформацией района р. Былкылдак; мощность ее составляет от 600 до 850 м. Кремнисто-доломитовая подформация представлена черными, серыми и светло-серыми массивными и слоистыми доломитами, известковистыми доломитами и известняками с прослоями глинисто-кремнистых алевролитов. Доломиты нередко заключают онко-



Фиг. 1 (продолжение)

литы. Некоторые горизонты сложены брекчиевидными породами. Мощность кремнисто-доломитовой подформации составляет около 120 м. Общая мощность доломитовой формации 720—790 м.

Графитисто-карбонатная подформация в пределах Атасу-Моинтинского водораздела выделяется лишь в районе гор Каратастау, к северо-востоку от г. Кудаша. Соотношения ее с другими отложениями неясны. Положение подформации в общем разрезе доломитовой формации хорошо устанавливается в пределах Моинты-Жамшинского района. Общая мощность доломитовой формации на Атасу-Моинтинском водоразделе составляет от 500 до 1100 м. На территории Моинты-Жамшинского водораздела доломитовая формация широко развита, однако плохая обнаженность этого региона, большое количество разрывных нарушений и обилие интрузивных пород далеко не всегда позволяют уверенно сопоставлять отдельные части разреза формации.

Наиболее полные разрезы наблюдаются в районе ст. Сарыкум и г. Аккирек (см. фиг. 1), где обнажены все выделенные выше подформации доломитовой формации, за исключением графитисто-карбонатной.

К юго-западу от ст. Сарыкум наиболее полно представлена доломитово-песчанниковая подформация, сложенная здесь исключительно терригенными породами. Среди них преобладают песчаники — мелко- и среднезернистые, кварцевые, полевошпато-кварцевые, реже полимиктовые, местами с глауконитом, иногда с карбонатным и железистым цементом. Подчиненное развитие имеют кварцитовидные песчаники, алевролиты, алевроито-глинистые сланцы. К северо-востоку от ст. Сарыкум в верхней части отмечаются прослой мощностью до 0,5 м известковистых и песчаных доломитов. Максимальная мощность доломитово-песчанниковой подформации около 400 м. Она согласно перекрывается известняково-доломитовой подформацией, представленной в нижней части серыми известковистыми доломитами, нередко с онколитами и катаграфиями, в верхней — белыми и светло-серыми известковистыми доломитами, заключающими строматолиты. Мощность известняково-доломитовой подформации составляет около 1300 м. Она согласно перекрывается кремнисто-доломитовой подформацией, сложенной доломитами и известковистыми доломитами, содержащими различные по мощности и протяженности прослой и линзы черных кремнистых пород. На отдельных участках мощности последних превышают мощности доломитов. Местами наблюдается тонкое переслаивание пород с мощностями от 1 до 10—20 см. На некоторых участках отмечаются многочисленные микрофитолиты, а также прослой с обилием строматолитов мощностью до 1—1,5 м. Мощность подформации 100—170 м. Общая мощность доломитовой формации в районе ст. Сарыкум достигает 1800—1850 м.

В районе г. Аккирек доломитово-песчанниковая подформация представлена лишь своей верхней частью. Здесь развиты наряду с терригенными породами (мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками с известково-доломитовым и доломитовым цементом) также карбонатные породы — доломиты и известковистые доломиты, местами с примесью песчаного и глинистого материала. Мощность подформации около 90 м. Она согласно перекрывается известняково-доломитовой подформацией, представленной в нижней части серыми и темно-серыми известковистыми доломитами, в верхней — серыми, голубовато-серыми и белыми доломитами и известковистыми доломитами. Породы местами содержат онколиты. На отдельных участках наблюдаются прослой кремнистых и углито-кремнистых сланцев, микрокварцитов, брекчированных доломитов, иногда линзы и желваки кремнистых пород. Нередко встречаются строматолиты. Мощность подформации 1270 м. Выше согласно залегает кремнисто-доломитовая подформация мощностью не более 100 м, разрез которой сходен с разрезом в районе ст. Сарыкум.

На других участках распространения доломитовой формации в пределах Моинты-Жамшинского водораздела ее разрезы представлены лишь известняково-доломитовой подформацией. Довольно полные разрезы наблюдаются на правом берегу р. Жамши и восточнее г. Жамантас. В первом районе нижняя часть подформации сложена серыми, темно-серыми и черными известковистыми доломитами и доломитами, часто с онколитами и катаграфиями. В верхней части развиты более светлоокрашенные (светло-серые, голубовато-серые, желтые и белые) известковистые доломиты, иногда с прослоями, линзами, стяжениями и конкрециями кремнистых пород. Для верхней части подформации характерны горизонты строматолитов. Мощность ее около 670 м. Восточнее г. Жамантас нижняя часть подформации представлена серыми и темно-серыми доломитами и известковистыми доломитами с редкими тонкими прослоями кремнистых пород, местами с онколитами и катаграфиями. Верхняя часть сложена белыми и светло-серыми известковистыми доломитами с тонкими прослойками кремнистых пород, с горизонтами строматолитовых доломитов. Мощность ее около 1100 м. В урочище Каракамыс и на о-ве Тасарал известняково-доломитовая подформация со-

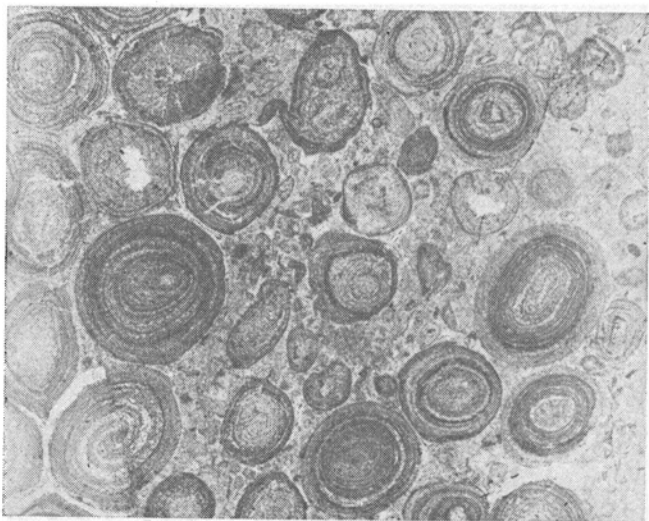
держит доломиты и известняки с маломощными прослоями и линзами кварцитов, кварцевых песчаников и серицито-кремнистых сланцев. Мощность ее около 1800 м.

Графитисто-карбонатная подформация на территории Моинты-Жамшинского водораздела распространена ограничено. Она выделяется в районе месторождения Гульшад, где фациально замещает нижнюю часть известняково-доломитовой подформации. В составе подформации присутствуют известняки, известковые доломиты, графитистые известняки, графитистые известковые доломиты, графитистые, графитисто-кремнистые и известково-графитистые сланцы. Мощность 170 м. Общая мощность доломитовой формации в пределах Моинты-Жамшинского водораздела достигает 1800—1850 м. Породы доломитовой формации образуют брахисинклинальные и брахиантиклинальные складки различного размера и формы. Длина складок от 3 до 7 км, ширина от 0,5 до 4 км. Углы падения пород на крыльях 30—40°, местами 10—15°. Значительно реже встречаются узкие линейные складки, наследующие простирание рифейских пород; длина их 10—12 км, ширина 1—2 км, наклон крыльев 30—50°. Вблизи зон разрывных нарушений наблюдается более интенсивная дислоцированность подформации с образованием узких, большей частью вертикальных или опрокинутых складок.

Нижняя граница доломитовой формации определяется согласным залеганием ее (с постепенными переходами) на толще аркозовых песчаников условно вендского возраста. Такие соотношения наблюдаются на территории Атасу-Моинтинского водораздела в районе урочища Алтынсынган, в окрестностях г. Казансынган, в бассейне р. Былкылдак, в урочище Кызыл-Агат. В тех местах, где толща аркозовых песчаников отсутствует, доломитовая формация залегает резко несогласно, с базальными конгломератами в основании, на размытой поверхности рифейских липаритовых порфиров (северо-западная часть гор Берриккара, правобережье р. Чажашай). На территории Моинты-Жамшинского водораздела, где липаритовые порфиры и аркозовые песчаники не обнажаются, доломитовая формация залегает несогласно на кварцитах таскоралинской свиты рифея (правобережье р. Жамши). Верхняя граница формации четко не устанавливается, с кызылжарской известняковой свитой среднекембрийско-раннеордовикского возраста она имеет тектонические соотношения.

Карбонатные породы доломитовой формации содержат органические остатки, представленные микрофитолитами и строматолитами, выявленными впервые Н. А. Пупышевым [3]. Микрофитоциты — онколиты, реже катаграфии, — широко распространены. Ранее большинство геологов рассматривали эти образования как оолиты. Они встречаются чаще в черных и темно-серых известковистых доломитах, главным образом в нижней части известняково-доломитовой подформации. Мощность горизонтов органогенных доломитов — от первых метров до 10—50 м. Размер онколитов 3—7 мм. Среди онколитов и катаграфий, по данным Б. Ш. Клиnger и Н. С. Крылова, наиболее часто встречаются: *Osa-gia sp.*, *O. ukka* N. Kryl., *O. donatella* Korol., *O. gigantea* Korol., *O. monolamellosa* Z. Zhur., *O. corticosa* Nar., *O. balchashensis* N. Kryl., *Ambigolamellatus sp.*, *Vesicularites sp.*, *V. šubinensis* Zabr., *V. bothrydiformis* (Krasnop.), *Volvatella sp.*, *V. vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar., *Confer-ta sp.*, *Nubecularites sp.*, *Medullarites sp.*, *M. lineolatus* Nar. (фиг. 2, 3). Строматолиты обычно приурочены к светло-серым или белым известковым доломитам средней части известняково-доломитовой подформации. Они образуют вытянутые тела — биостромы длиной до 200 м при мощности 5—25 м или биогермы небольшого размера (1,5×1 м, 2×2 м). Среди форм построек строматолитов отмечаются пластовые, столбчатые и желваковые. К. Н. Конюшков указывает наличие *Linella sp.*, *L. ex gr. ukka* Kryl., *Jurusania sp.*, *Boxonia sp.*, *Stratifera sp.*, *Paniscollenia sp.*,

P. emergens Комар. (фиг. 4). Большинство перечисленных форм онколитов и строматолитов характерно для вендских отложений. Подобные комплексы органических остатков встречаются в юдомской свите Сибирской платформы и в укской свите Южного Урала. Подчиненное развитие среди микрофитолитов, по данным Б. Ш. Клиnger и Н. С. Крылова, имеют формы, встречающиеся в нижнекембрийских толщах. Находки органических остатков, а также положение доломитовой формации в общем стратиграфическом разрезе Северо-Западного Прибалхашья позволяют отнести ее к вендско-раннекембрийскому возрасту.

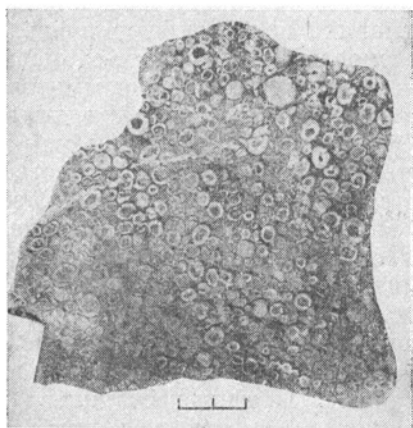


Фиг. 2. Онколиты *Osagia balchashensis* N. Krgl. из доломитов басагинской свиты; урочище Кызыл-Агат, шлиф 186/3, без анализатора, увел. 25

Петрографическая характеристика пород. В составе доломитовой формации преобладающе распространены карбонатные отложения с резко подчиненным развитием терригенных, кремнистых и углистых пород. Многочисленные химические и термические анализы карбонатных пород показывают, что среди них присутствуют все члены ряда известняк — доломит, по классификации С. Г. Вишнякова. Здесь выделяются породы с содержанием доломита более 95%, известковые и известковистые доломиты (доломита от 95 до 50%), доломитовые и доломитистые известняки (доломита от 50 до 10%) и известняки, содержащие менее 10% доломита. Преобладающее распространение имеют известковые и известковистые доломиты, реже встречаются доломиты и известняки. Последние наиболее характерны для графитисто-карбонатной подформации. Карбонатные породы окрашены в светло- и темно-серый, черный, реже белый цвет; для доломитово-песчаниковой подформации характерны розовые и палевые доломиты. Текстура — массивная, слоистая, полосчатая, местами брекчиевая. Структура — гранобластовая, гетеробластовая, реже пелитоморфная, в породах известняково-доломитовой и кремнисто-доломитовой подформаций часто органогенная (онколитовая и строматолитовая).

Онколитовые разновидности карбонатных пород сложены преимущественно онколитами, составляющими от 45 до 90% общего объема пород. Форма их округлая, овальная, в слоистых доломитах удлиненная параллельно слоистости; размер их от 0,3—0,4 до 5—6 мм в диаметре. Онколиты обычно имеют концентрически-зональное строение, обуслов-

ленное чередованием колец, различающихся по зернистости и степени загрязненности доломита. Наряду с онколитами иногда встречаются катаграфии, отличающиеся неправильной узорчатой формой. Связующая масса состоит из более светлоокрашенного, менее загрязненного доломита. В некоторых породах онколиты сложены преимущественно доломитом, а связующая масса — кальцитом или смесью кальцита и доломита. Строматолитовые доломиты состоят из чередующихся между собой дугообразных прослоев карбоната, различающегося по зернистости и окраске, отдельные прослойки иногда подвергаются более позднему окремнению.



Фиг. 3. Онколиты *Osagia donatella* Kogol. из доломитовых известняков басагинской свиты; р. Былкылдак, обр. 118/12, уменьшено в 2 раза



Фиг. 4. Строматолиты *Linella* sp. (продольное сечение); басагинская свита, р. Былкылдак, обр. 102, натуральная величина

Карбонатные породы, не содержащие органических остатков, характеризуются микро-, реже средне- и крупнозернистой гранобластовой, местами гетеробластовой структурой. В существенно доломитовых разностях нередко наблюдаются мозаичная и идиобластовая, а в известняках — криптокристаллическая структуры. Породы сложены доломитом и кальцитом в различных количественных соотношениях, чаще с преобладанием доломита, который нередко характеризуется более идиоморфной, ромбоэдрической формой зерен. Однако различать эти минералы в шлифах далеко не всегда удается, и выделение различных по составу карбонатных пород основывается главным образом на данных химического и термического анализов.

Карбонатные породы иногда содержат примесь обломочного материала, особенно характерного для доломитово-песчаниковой подформации. В таких породах чередуются различные по мощности существенно карбонатные прослои и прослои, обогащенные псаммитовыми и алевроитовыми зернами кварца. Местами в карбонатных породах наблюдается примесь глинистого и углеродистого вещества. Для описываемой формации характерно значительное развитие брекчиевидных карбонатных пород. Они состоят из угловатых, реже полуокатанных обломков доломита, связанных тем же материалом, иногда более крупнозернистым, местами с примесью кремнистого вещества и гидроокислов железа. Эти породы, по-видимому, представляют собой сингенетичные брек-

чи. Они образовались, вероятно, в мелководной части бассейна, когда отдельные участки его испытывали поднятия и карбонатный осадок выводился из-под уровня воды, подвергаясь процессам взламывания, подводным оползням и обрушениям. По химическому составу большинство карбонатных пород доломитовой формации относится к известковистым и известковым доломитам (табл. 2). Первые содержат 15,7—20,5% MgO и 22,0—28,7% CaO, или 75—95% доломита и 3—20% кальцита, вторые — 13—16% MgO, 17—22% CaO, или 50—74% доломита, 20—50% кальцита. Содержание нерастворимого остатка в тех и других породах от 0,2 до 4—5%, в породах, обогащенных обломочным материалом, до 18—27%, в кремнистых доломитах от 9—10 до 40—44%. Известняки состоят из 50,5—52,6% CaO и не содержат или почти не содержат MgO, нерастворимый остаток равен 1,8—5,4%.

Терригенные породы характерны лишь для доломитово-песчаниковой подформации и сложены в основном песчаниками, реже гравелитами, алевролитами. В Атасу-Моинтинском районе в основании формации отмечаются базальные конгломераты. Песчаники представляют собой белые, светло-серые, розоватые, реже зеленовато- и буровато-серые породы с крупно-, грубо-, реже средне- и мелкозернистой псаммитовой структурой. Нередко они характеризуются горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием слоев с различной зернистостью или же частым ритмичным чередованием существенно обломочных и существенно карбонатных пород. Иногда отмечается косая слоистость перекрестного типа и волноприбойные знаки. В составе обломочного материала преобладают кварцевые и аркозовые песчаники, в последних в значительном количестве содержатся обломки калиевого полевого шпата, плагиоклаза и липаритовой основной массы. В Моинты-Жамшинском районе встречаются также глауконитовые песчаники, содержащие до 8—10% обломков глауконита, обычно замещающегося гидрослюдой. Обломки окатанные или угловато-окатанные. Цемент песчаников базальный или поровый, сложен микрзернистым агрегатом чешуек серицита, хлорита, глинистых и кварцевых частиц, иногда с примесью гидроокислов железа. Нередко состав цемента известково-доломитовый. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и турмалином. Конгломераты состоят из галек подстилающих рифейских пород (липаритовых порфиров, алевролитов). Связующая масса сложена доломитом, серицитом и гидроокислами железа.

Кремнистые породы характерны для кремнисто-доломитовой подформации. Они образуют прослой, линзы и конкреции среди карбонатных пород. Мощность прослоев варьирует от 1—2 мм до нескольких сантиметров. На отдельных участках наблюдается очень тонкое переслаивание доломитов с кремнистыми породами. Последние состоят из криптористаллического кремнезема, в той или иной степени раскристаллизованного в микрзернистый кварц. Нередко кремнистые породы имеют брекчиевую структуру. Углистые породы представлены графитистыми, графитисто-кремнистыми и известково-графитистыми сланцами. Это черные или темно-серые породы с крипто- и микрористаллической структурой и полосчатой текстурой. Углистое вещество в них пылевидное, оно равномерно распределено или же концентрируется в тонких прослойках. По данным термического анализа, углеродистое вещество содержит средне- и мелкочешуйчатый графит.

Условия образования. Доломитовая формация образовалась в связи с крупной морской трансгрессией, охватившей в венде — нижнем палеозое значительную часть Северо-Западного Прибалхашья. В это время территория Атасу-Моинтинского и Моинты-Жамшинского водоразделов входила в состав единой каледонской складчатой области, выступая в ней в виде устойчивого жесткого участка земной коры — Атасу-Джунгарского срединного массива [2]. В отличие от обрамлявших его струк-

Таблица 2

Химический состав карбонатных пород доломитовой формации

№ пробы	Место взятия	Порода	Содержание, %						Сумма на породу
			CO ₂	MgO	CaO	доло-мита	каль-цига	н. о.	
Доломитово-песчаниковая подформация									
90/4	Атасу-Моинтин-ский район р. Тшхак	Песчанистый доломит	35,2	16,6	23,2	76,4	—	20,8	97,2
132/5	р. Былкылдак	То же	39,3	15,7	27,5	72,2	10,7	13,8	96,7
351/11	Горы Бериккара	»	37,8	12,3	30,2	56,6	24,3	17,6	98,5
90/3	р. Тшхак	Известковистый доломит	41,3	18,0	27,1	82,8	3,6	10,9	97,3
351/12	Горы Бериккара Моинты-Жамшинский район	То же	40,9	17,8	26,8	81,9	3,6	11,8	97,3
503/10	г. Аккирек	»	43,4	15,7	22,0	72,2	20,0	5,3	97,5
503/55	»	Песчанистый известковистый доломит	38,8	14,1	19,7	64,9	17,5	14,7	97,4
503/1	»	Глинисто-известковистый доломит	41,6	16,6	23,2	76,4	11,3	11,0	98,7
Известняково-доломитовая подформация									
88/5	Атасу-Моинтин-ский район р. Тшхак	Известковистый доломит	44,5	17,8	31,2	81,9	11,8	4,3	98,0
101	р. Былкылдак	То же	43,8	17,5	30,6	80,5	11,8	7,7	100,0
105/1	»	»	42,9	17,1	30,2	78,7	11,8	8,3	98,8
105/6	»	»	44,9	16,3	33,7	75,0	20,2	3,6	98,8
117/7	»	»	46,3	18,5	32,5	85,1	12,5	2,2	99,8
200/16	Урочище Кызыл-Агат	»	45,6	19,8	30,0	91,1	4,3	2,7	98,1
200/18	»	»	44,9	17,9	31,6	82,3	12,3	2,5	97,1
200/22	»	»	45,4	16,5	34,1	75,9	20,4	1,0	97,3
708/4	»	»	46,0	18,4	32,3	84,6	12,2	1,3	98,1
708/14	»	»	46,7	18,6	32,9	85,4	12,9	1,6	99,9
708/21	»	»	46,7	16,9	35,1	77,7	21,3	0,6	99,6
278/2	р. Чажгагай	»	46,0	20,0	30,2	92,2	4,3	3,2	99,5
278/2а	»	»	45,0	18,0	31,6	82,8	12,0	2,2	97,0
278/6	»	»	45,4	16,5	34,1	75,9	20,4	1,2	97,5
352/3	Горы Бериккара	»	44,6	17,8	31,3	81,9	12,0	6,0	99,9
117/2	р. Былкылдак	Известковистый доломит	44,7	16,2	33,5	74,5	20,4	2,5	97,4
118/11	»	То же	44,9	11,4	40,0	52,4	44,7	0,8	97,9
708/2	Урочище Кызыл-Агат	То же	46,3	15,1	36,9	69,4	29,5	0,8	99,7
708/17	»	»	43,7	11,1	38,9	51,0	43,6	2,8	97,4
747/14	р. Чажгагай	»	45,7	14,9	36,4	68,5	29,1	1,6	99,2
200/12	Урочище Кызыл-Агат	Доломит	45,0	21,2	29,7	97,5	—	1,7	99,2
111	р. Былкылдак	Доломитовый известняк	43,3	1,6	50,7	7,4	90,4	2,0	99,8
708/12	Урочище Кызыл-Агат	То же	43,7	7,9	43,0	36,3	59,7	2,4	98,4
118/10	р. Былкылдак	Доломитовый известняк	42,9	3,1	48,9	14,3	82,0	3,1	99,4
117/1	»	Известняк	42,4	—	51,7	—	96,3	3,2	99,5
200/15	Урочище Кызыл-Агат Моинты-Жамшинский район	»	42,2	—	51,4	—	95,9	2,9	98,8

Таблица 2 (продолжение)

№ пробы	Место взятия	Порода	Содержание, %						Сумма на породу
			CO ₂	MgO	SO ₃	Доло- Мита	Каль- цига	н. о.	
26/4	Р-н ст. Сарыкум	Известковистый доломит	46,2	16,8	23,5	77,3	20,7	1,0	99,0
26/6	»	То же	46,7	18,6	26,1	85,5	13,0	0,9	99,4
27/4	»	»	47,6	17,3	24,2	79,6	20,0	0,4	97,0
27/5	»	»	46,0	18,4	23,4	84,6	12,3	1,9	98,8
27/11	»	»	46,7	16,9	23,7	77,7	21,3	0,6	99,6
503/17	Р-н г. Аккирек	»	45,0	16,3	22,9	75,0	20,4	2,1	97,5
503/18	»	»	46,4	17,5	24,5	80,5	17,7	0,9	99,1
503/20	»	»	46,2	16,8	23,5	77,3	20,7	0,9	98,9
503/27	»	»	46,7	18,6	26,1	85,5	12,7	0,8	99,0
503/30	»	»	47,4	19,6	27,5	90,2	9,3	0,5	100,0
109/1	Правобережье р. Жамши	»	46,7	17,6	24,6	81,2	17,4	1,4	100,0
109/3	То же	»	46,4	16,9	23,5	77,6	20,7	0,8	99,1
111/3	»	»	46,0	17,7	24,7	81,6	15,6	0,8	98,0
111/5	»	»	46,9	16,4	22,9	75,4	24,4	0,2	100,0
111/6	»	»	46,6	16,9	23,6	77,9	20,9	0,2	99,0
518	Р-н г. Жамантас	»	46,4	18,5	25,9	85,1	12,7	2,1	99,8
518/6	»	»	46,0	19,1	26,6	87,8	8,9	1,7	98,4
519/3	»	»	47,1	20,5	28,7	94,3	4,3	0,7	99,3
519/5	»	»	46,2	20,1	28,2	92,5	4,1	2,2	98,8
519/10	»	»	45,5	19,8	27,7	91,1	4,1	3,0	98,2
111/8	Правобережье р. Жамши	Известковый доломит	45,8	12,7	17,6	58,3	40,5	0,2	99,0
503/23	Р-н г. Аккирек	То же	46,4	15,2	21,2	69,9	27,0	1,5	98,4
518/12	Р-н г. Жамантас	Доломит	46,4	21,2	29,7	97,5	—	1,8	99,3
Кремнисто-доломитовая									
7	Р-н ст. Сарыкум	Кремнистый доломит	42,1	13,8	19,3	65,5	26,5	9,8	99,8
27/13	»	То же	21,1	9,1	12,7	41,9	11,3	44,0	97,2
27/14	»	Известковистый доломит	46,2	16,8	23,5	77,3	20,7	1,3	99,3

Примечание. Анализы выполнены Т. А. Акимовой по методу А. А. Резникова в литологической лаборатории Центральной экспедиции ВСЕГЕИ.

тур (в частности, Ерементау-Заилийской), представляющих собой в венде и раннем палеозое эвгеосинклинальные прогибы с накоплением мощных обломочных толщ и интенсивным подводным вулканизмом, в рассматриваемом регионе в это время в обширных пологих впадинах накапливались преимущественно карбонатные осадки. Последние по своему типу близки к платформенным образованиям, слагающим чехол Атасу-Джунгарского срединного массива. Состав пород, их литологические и геохимические особенности свидетельствуют о том, что накопление осадков происходило в мелководном эпиконтинентальном бассейне в условиях сухого жаркого климата.

В начале трансгрессии в краевых частях морского бассейна накапливались обломочные и карбонатные осадки доломитово-песчаниковой подформации. Особенности состава и строения разрезов, наличие косой слоистости и волноприбойных знаков позволяют относить осадки подформации к группе прибрежно-морских фаций. Кварцевые пески в этой группе фаций отлагаются в условиях обширных низких пляжей, дюн, береговых валов, прибрежных участков морского дна и подводных частей дельт. Для песков характерна хорошая сортировка обломков. Накопление доломитовых илов, обогащенных обломочным материалом, происходило в более удаленных от берега частях мелкого моря. Значительные массы песчаного материала, возможно, приносились с суши речны-

ми потоками. Морской бассейн был мелководным и располагался в континентальной области с сухим жарким климатом и слабо развитой речной сетью. Мелководность бассейна способствовала хорошей прогреваемости воды, а жаркий климат — ее испарению. Все это, а также малое поступление пресной воды с суши обусловили высокую соленость морской воды и отложение преимущественно доломитовых осадков. На образование осадков в теплой, хорошо прогреваемой воде указывает и наличие глауконита и иллита в некоторых кварцевых песчаниках. Отсутствие в составе доломитовой формации грубообломочных отложений свидетельствует о пологом, слабо расчлененном рельефе размывающейся суши. Лишь на отдельных участках Атасу-Моинтинского района (горы Бериккара) в это время, по-видимому, существовали возвышенности и низкие горы, вблизи которых отлагались грубообломочные породы (конгломераты и гравелиты) с гальками подстилающих рифейских лавитовых порфиров.

В более позднее время в связи с дальнейшим прогибанием территории и расширением трансгрессии произошла постепенная смена карбонатно-терригенных отложений карбонатными. Среди них выделяются фации прибрежных частей внутриконтинентального моря, реже — фации открытого моря. Первые представлены доломитовыми, известково-доломитовыми и известковыми осадками с примесью песчаного или глинистого материала, с большим количеством неприкрепленных синезеленых водорослей. Обилие последних обусловило формирование органогенных (онколитовых и катаграфиевых) карбонатных толщ. Меньше были распространены прикрепленные водоросли, образовавшие строматолитовые постройки. Обычно такие постройки характерны для приливно-отливной зоны. Глубина бассейна для них не превышает нескольких десятков метров. Фации открытого мелкого моря тесно связаны с прибрежными фациями и по латерали сменяют их. Они представлены карбонатными породами со значительным содержанием магния, часто с небольшой примесью песчаного и глинистого материала, не содержащими органических остатков. Большая часть таких пород, вероятно, возникла в результате диагенеза известковых илов в условиях повышенной солености вод морского бассейна. Для таких пород характерно крупнозернистое и неравномерно-зернистое порфириновидное строение и частая смена пород с различным содержанием магния по простиранию и в разрезах.

Одновременно с отложением существенно доломитовых осадков в опресненных лагунах, заливах, бухтах накапливались угленосные фации. Опреснению этих бассейнов, по-видимому, способствовал принос пресных вод реками. Анализ углеродистого вещества показал, что оно имеет органическое происхождение. Возможно, накопление его осуществлялось за счет отмирания и разложения синезеленых водорослей. Лагуны, заливы и бухты были связаны с открытым морем, что подтверждается обилием карбонатных пород, главным образом известняков, в составе графитисто-карбонатной подформации. После накопления осадков известняково-доломитовой подформации происходит общее поднятие суши, обмеление и сокращение площади морского бассейна. Речные воды приносят в него значительное количество кремнезема, источником которого могли являться подстилающие рифейские кварциты, обнажающиеся на соседней размываемой суше. Вероятно, кремнезем частично поступал в морской бассейн в результате вулканической деятельности соседних складчатых систем (Ерементау-Зайлийской, Чингиз-Тарбагатайской и др.). Поступление обогащенных кремнеземом пресных речных вод, однако, не приводило к опреснению бассейна, о чем свидетельствует продолжающееся накопление доломитов. В это время наряду с карбонатными осадками, заключающими прикрепленные водоросли (строматолиты), накапливаются кремнистые отложения. Состав пород,

слагающих кремнисто-доломитовую подформацию, и комплекс содержащихся в них органических остатков подтверждают, что преобладающее распространение в это время имели фации прибрежных участков моря, близких к размываемым областям суши.

Доломиты описываемой формации по своему химическому составу, литологическим особенностям, характеру залегания могут рассматриваться в качестве полезного ископаемого, используемого в металлургической, химической, стекольной, керамической, строительной и других отраслях промышленности. Наибольшие площади таких доломитов выделяются в пределах Атасу-Моинтинского водораздела в бассейнах рек Былкылдак, Узень, Чажагай, в урочище Кызыл-Агат, в пределах Моинты-Жамшинского водораздела — в районе ст. Сарыкум, гор Аккирек, Жамантас, Киматас. В графитистых породах графитисто-карбонатной подформации в районе месторождения Гульшада (вблизи оз. Балхаш) и к северо-востоку от г. Кудаша (Атасу-Моинтинский водораздел) наблюдаются повышенные содержания ванадия (до 0,01—0,1%). Там необходимо проведение более детальных поисковых работ.

Литература

1. Авдеев А. В., Альперович Е. В., Вознесенский В. Д., Кореньков Б. Г. Докембрийские отложения Атасу-Моинтинского водораздела.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1974.
2. Карта геологических формаций Восточного Казахстана масштаба 1:1 500 000. М., 1971.
3. Пупышев Н. А. Новые данные по стратиграфии вендских и кембрийских отложений Атасу-Моинтинского водораздела.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1974.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
4.VIII.1980

УДК 552.5 : 553.64 (574.5)

ЛИТОЛОГИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АКСУ-БАЙЛЮСТИНСКОЙ ЗОНЫ НА СЕВЕРЕ КАЗАХСТАНА

АЛАДЖИЕВ В. С.

На основе фациально-циклического анализа рассмотрены условия формирования вулканогенно-осадочной фосфоритоносной толщи одной из структурно-формационных зон Северного Казахстана. Обосновывается связь фосфатонакопления с определенными фациями. Основным поставщиком фосфора были вулканы. На основе палеофациальных построений выделены перспективные площади для поисков фосфатных руд.

Аксу-Байлюстинская зона расположена на восточном крыле Восточно-Кокчетавского синклинория. В плане она представляет собой меридионально-вытянутую узкую грабен-синклинали вдоль глубинного Целиноградского разлома. Осевая часть грабен-синклинали выполнена вулканогенно-осадочным комплексом средне-верхнеордовикского возраста, крылья — вулканогенными образованиями среднего ордовика. Разрезы строились по многочисленным поисково-разведочным и картировочным скважинам, расположенным вкрест простирания слоев. Приуроченность концентраций фосфата к вулканогенно-осадочной толще и особенно к ее карбонатно-терригенной части, отмеченной по всему региону, указывает на литологический контроль в их локализации.

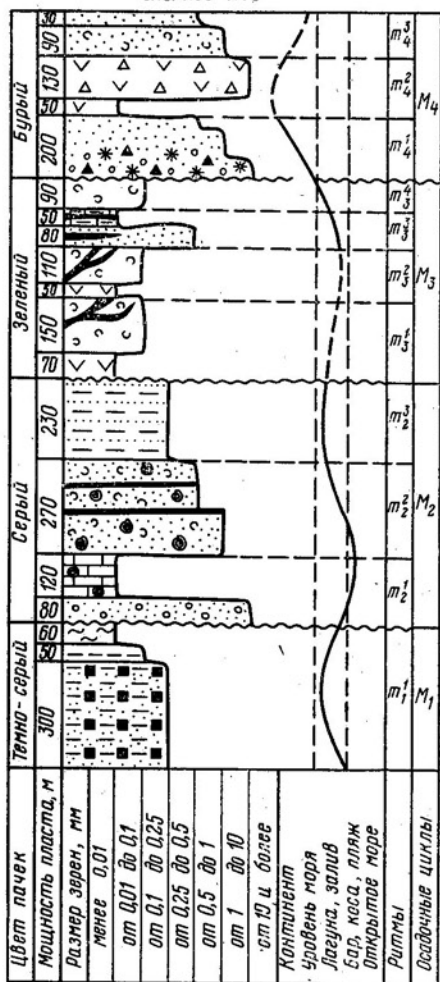
ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В расчленении средне-верхнеордовиковых вулканогенно-осадочных отложений восточной части Северного Казахстана нет достаточной ясности, так как стратиграфические схемы разных авторов существенно различны, что весьма затрудняет решение вопросов прогнозирования и поисков фосфатных руд. Четких критериев для разделения вулканогенно-осадочной толщи нет. Выделенные свиты [1, 2, 11, 12, 15] различаются в основном названиями, объемом и местом в разрезе толщи. Что касается фаунистической характеристики выделяемых свит, то однозначно в изученном районе можно говорить лишь о комплексе фауны ландейло-карадокского возраста.

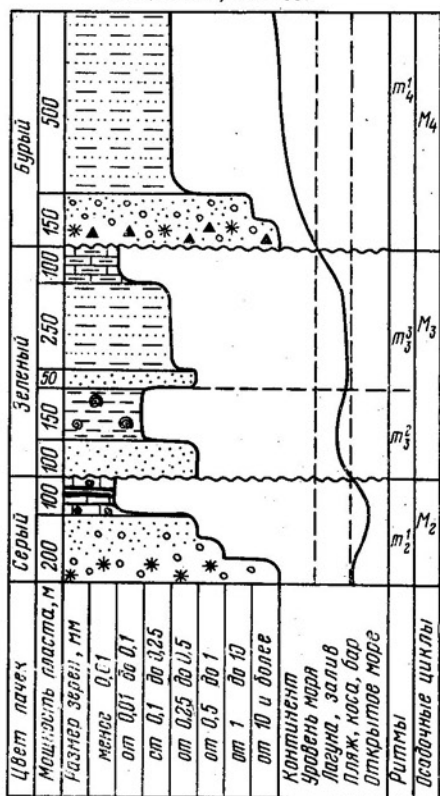
В строении толщи принимают участие осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (фиг. 1). Осадочные породы представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми, афанитовыми и рифовыми известняками; вулканогенные — лавовыми покровами андезитовых порфиритов, их туфов, лавобрекчий, порфиритами андезит-дацитового состава в субвулканическом и экструзивном залегании; вулканогенно-осадочные — перемытыми туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами — продуктами островного вулканизма, переотложенными течениями.

Комплекс осадочных пород преимущественно развит в нижней половине толщи. Конгломераты присутствуют на различных уровнях разре-

I
скв. 1159-1173

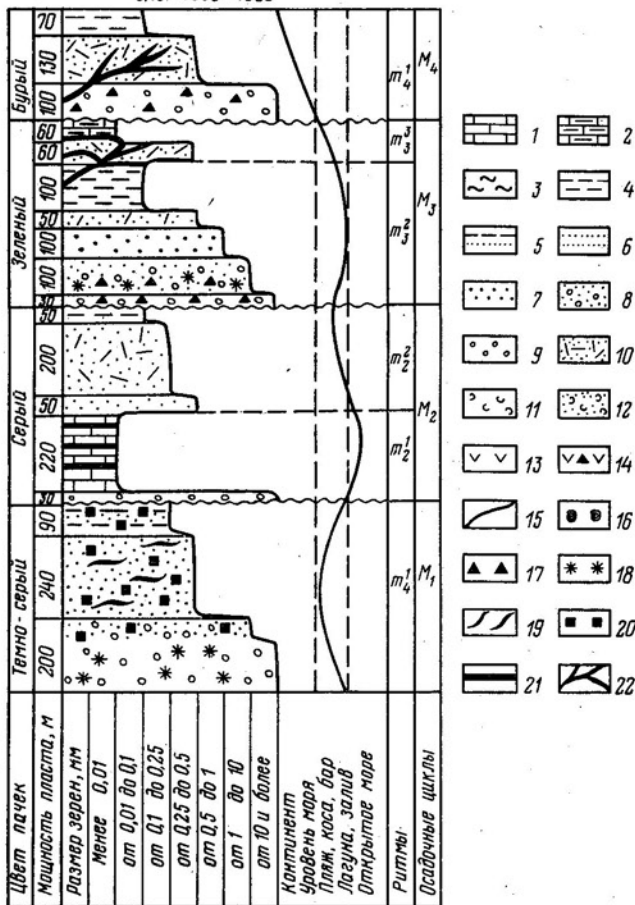


II
скв. 221-238, 494-501



Фиг. 1 (I и II)

за и содержат крупно-среднегалечные (до гравелитов) разности серого, зелено-серого, зеленого и бурого цветов. Гальки размером 0,5—15 см хорошо окатаны. Состав варьирует от базальтового до андезитового, андезито-дацитового, встречаются яшмо-кварциты и известняки. Разнозернистые полимиктовые темно-серые, серые, серо-зеленые и бурые песчаники часто переслаиваются с алевритами того же цвета. Те и другие представлены двумя петрографическими разновидностями: 1) без видимой примеси вулканогенного материала и 2) со значительной добавкой последнего; распространены на разных уровнях разреза. Вверх по разрезу окраска пород меняется от черной до зеленовато-серой, зеленой и бурой. Текстуры массивные, тонкослоистые с волнистой, косой и горизонтальной слоистостью. Угlistое вещество присутствует в виде тонкорассеянной пыли либо тончайших пленок по слоистости. Местами отмечается тонкая пиритизация — идиоморфная вкрапленность и неправильные выделения. Известняки встречаются трех разновидностей: органогенные, хемогенные и глинистые. Первые слагают остатки рифовых построек. Это детритовые и водорослевые (гирванелловые) известняки светло-серого цвета, с обильной фауной, комковатые, трещиноватые. Включают многочисленные линзы терригенных и туфогенных пород, в



Фиг. 1. Сводные литологические колонки вулканогенно-осадочных отложений Аксу-Байлюстинской зоны

I—III — разведочные профили. 1 — массивные известняки; 2 — слоистые глинистые известняки; 3 — углисто-глинистые аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — переслаивание алевролитов — песчаников; 6 — мелкозернистые песчаники; 7 — крупнозернистые песчаники; 8 — гравелиты; 9 — конгломераты; 10 — вулканомиктовые песчаники (вулканогенный материал перетолоченный); 11 — пелловые туфы; 12 — грубозернистые туфы; 13 — лавы; 14 — лавобрекчии; 15 — кривая фациальных обстановок осадконакопления; 16 — морская фауна; 17 — галька известняков; 18 — галька вулканогенных пород; 19 — линзы; 20 — тонкорассеянный пирит; 21 — межпластовые фосфаты ($P_2O_5 > 10\%$); 22 — жильные фосфаты ($P_2O_5 < 10\%$)

настоящее время полностью замещенных кальцитом и распознаваемых микроскопически по реликтам первичной структуры. Хемогенные и глинистые известняки — мелкокристаллические темно-серые до черных, тонкослоистые и брекчиевые. Для некоторых участков известняков обычна примесь туфогенного материала (до 15%). В известняковых брекчиях обломки мелкокристаллического известняка размером до 1,5 см сцементированы псаммитовым и алевролитовым материалом со значительной примесью туфогенного. Иногда в основной массе в виде сыпи развиты идиоморфные микрокристаллики доломита.

Вулканогенно-осадочные породы в основном слагают верхние части толщи. Общими особенностями для них являются: 1) преимущественно вулканогенный состав обломков; 2) слабая окатанность обломков — полуугловатые, редко окатанные; 3) плохая сортировка материала —

структуры, как правило, смешано-псаммопсефитовые, псаммоалевритовые и т. д.; 4) преобладающий цвет серо-зеленый, редко бурый; 5) текстуры массивные и неяснослоистые в псаммитовых и слоистые (косослоистые) в тонкообломочных породах. Вулканогенные породы представлены эффузивами среднего — кислого состава покровной и жерловой фаций, их лавобрекчиями, туфами. Пирокластические породы явно преобладают над лавами, что свидетельствует о высоком коэффициенте explosивности извержений. Как правило, вверх по разрезу основность вулканогенных пород убывает с возрастанием щелочности. Венчают разрез бурые андезит-трахидациты и их туфы — продукты наземного вулканизма. Осадконакопление происходило на фоне активной вулканической деятельности, продукты которой накапливались с неизмеримо большей скоростью, чем при «нормальном» осадконакоплении и независимо от фациальных обстановок. Такая афациальность вулканогенного материала значительно усложняет проведение фациального анализа в подобных районах, классифицируемых как области активного вулканизма [3]. В этой работе подчеркивается, что значение фациальной обстановки весьма различно для разных составляющих вулканогенно-осадочных формаций и применение термина «фация» в его общепринятом понимании теряет свой смысл для вулканогенных и ряда вулканогенно-осадочных образований. В связи с этим рядом авторов [3, 4, 9, 16, 18] для фациально-циклического анализа вулканогенно-осадочных образований предложена таксономическая единица «генетический тип отложений». В данной работе вслед за указанными выше авторами под генетическим типом понимаются: отложения (одна или несколько пород), комплекс генетических признаков которых обусловлен общностью их происхождения, единством процесса их формирования. Этот вопрос рассмотрен Л. Н. Ботвинкиной [4], классификация которой использована в настоящей работе.

При литолого-фациальном изучении средне-верхнеордовикских вулканогенно-осадочных отложений Аксу-Байлюстинской зоны построено три сводных литологических разреза по разведочным профилям колонкового бурения с выделением отложений по гранулометрическому составу (см. фиг. 1). За реперный горизонт приняты серые массивные известняки. Нижняя граница толщи определяется ее несогласным наложением на вулканиты среднего ордовика. Толща несогласно перекрывается девонскими отложениями и прорвана гранитоидами верхнеордовикского — нижнесилурийского возраста, чем и определяется ее верхняя возрастная граница.

В северной части прогиба (см. фиг. 1, I) разрез начинают темно-серые тонкослоистые алевропесчаники с косой, косоволнистой, горизонтальной слоистостью. На них залегают черные пиритизированные аргиллиты с неясной слоистостью. Нижняя пачка перекрывается прослоем серо-зеленых гравелитов с включением неопределимых обломков фауны. На гравелитах залегают массивные серые органогенные известняки с фауной трилобитов, брахиопод, кораллов. Выше расположены серо-зеленые крупнозернистые тонкослоистые туфы. Далее по разрезу следует мощный пласт алевропесчаников того же цвета, тонкослоистых с обломками раковин брахиопод. Сероцветную пачку перекрывают зеленые грубозернистые туфы, постепенно переходящие в агломератовые туфы и миндалекаменные порфириды. Разрез завершает пласт переотложенных туфов с косой слоистостью. Вся пачка имеет преимущественно зеленый цвет. На вулканогенной пачке с размывом залегает пласт грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты) бурого цвета с обильной галькой нижележащих известняков и эффузивов. Разрез завершается туфами того же цвета.

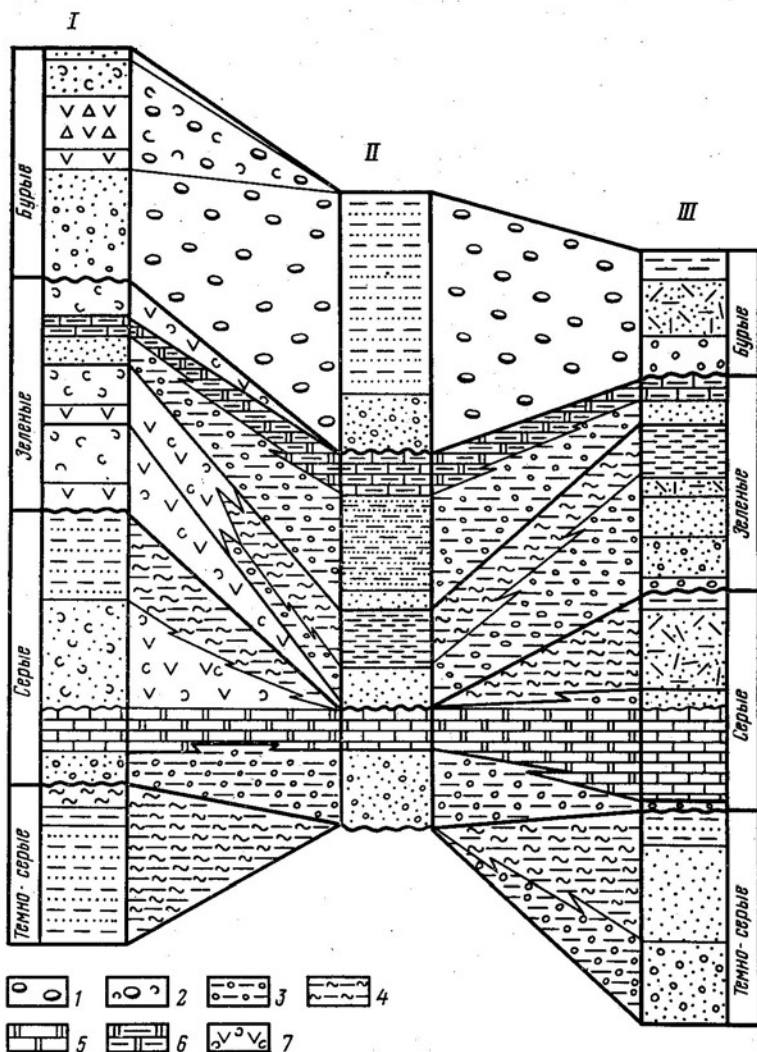
При анализе литологических колонок с учетом гранулометрии, состава включений, текстурных признаков, цвета пород и последователь-

ной смены отложений обнаружены цикличность в формировании толщи, смена трансгрессий регрессиями моря, вплоть до полного отступления бассейна.

Первый (нижний цикл ¹ M_1) представлен тонкообломочными осадками лагун, сформированных в условиях регрессии бассейна (цикл завершается углистыми алевролитами прибрежно-континентальной фации). Цикл M_2 трансгрессивный, его отложения с размывом залегают на осадках цикла M_1 . Он начинается отложениями продвигающегося в сторону берега бара, на которых залегают карбонатные осадки открытого моря. В то же время в районе активизируется вулканическая деятельность в основном эксплозивного типа. На отложениях цикла с небольшим размывом залегают зеленоцветные вулканиты цикла M_3 , представленные тремя вулканическими ритмами. Третий ритм незавершенный. Формирование данного цикла, видимо, связано с лагунами условиями при погепенной регрессии бассейна. В южном направлении вулканогенные отложения замещаются осадочными фациями (фиг. 2, II и III). Четвертый цикл (M_4) представлен грубообломочными осадками и продуктами эксплозивного вулканизма. Отсутствие фаунистических остатков, плохая сортировка, бурый цвет пород дают основание отнести их к континентальным образованиям. Описанная последовательность осадкообразования отмечается по всей зоне (см. фиг. 1, 2) с некоторыми вариациями мощности циклов или выпадением отдельных ритмов.

В строении вулканогенно-осадочной толщи O_{2-3} участвуют три генетические группы отложений — это отложения открытого моря, прибрежно-морские (лагунно-заливные) и континентальные, включающие более 20 генетических типов по классификации Л. Н. Ботвинкиной. Осадки открытого моря представлены четырьмя генетическими типами: 1) терригенный аккумулятивных форм береговой зоны (косы, бары, отмели); 2) шельфовый (хемобиогенные известняки с незначительной примесью пирокластического материала); 3) органогенный рифовых построек (водорослевые известняки); 4) карбонатный грубообломочный рифового склона (известняковые конглобрекции). Эти отложения характерны для второго седиментационного цикла (фиг. 3, а). Лагунно-заливные отложения широко представлены в первом и третьем циклах (см. фиг. 2, 3). В них выделяется четыре генетических типа: 1) прибрежно-лагунный тонкозернистый, глинистый и глинисто-карбонатный; 2) терригенный открытых заливов и бухт, постепенно переходящий в отложения открытого моря; 3) карбонатный органогенный межрифовых и внутририфовых лагун (глинистые известняки, детритовые известняки); 4) углисто-глинистый иловых впадин в центральных частях заливов, лагун, отделенных от моря. Континентальные осадки аллювиально-пролювиальные включают четыре генетических типа: 1) аллювий равнинных рек; 2) аллювий горных рек; 3) аллювий временных водотоков; 4) отложения дельт. Образования континентального типа составляют единую группу бурых грубо-мелкозернистых пролювиально-аллювиальных пород. Выделение в них генетических типов сложно. Присутствие в континентальных отложениях вышеназванных генетических типов выявляется по отдельным признакам (гранулометрия, степень окатанности, текстурно-структурные особенности, состав включений и т. д.). В силу этого на фиг. 2 данные отложения показаны как единый фациальный комплекс.

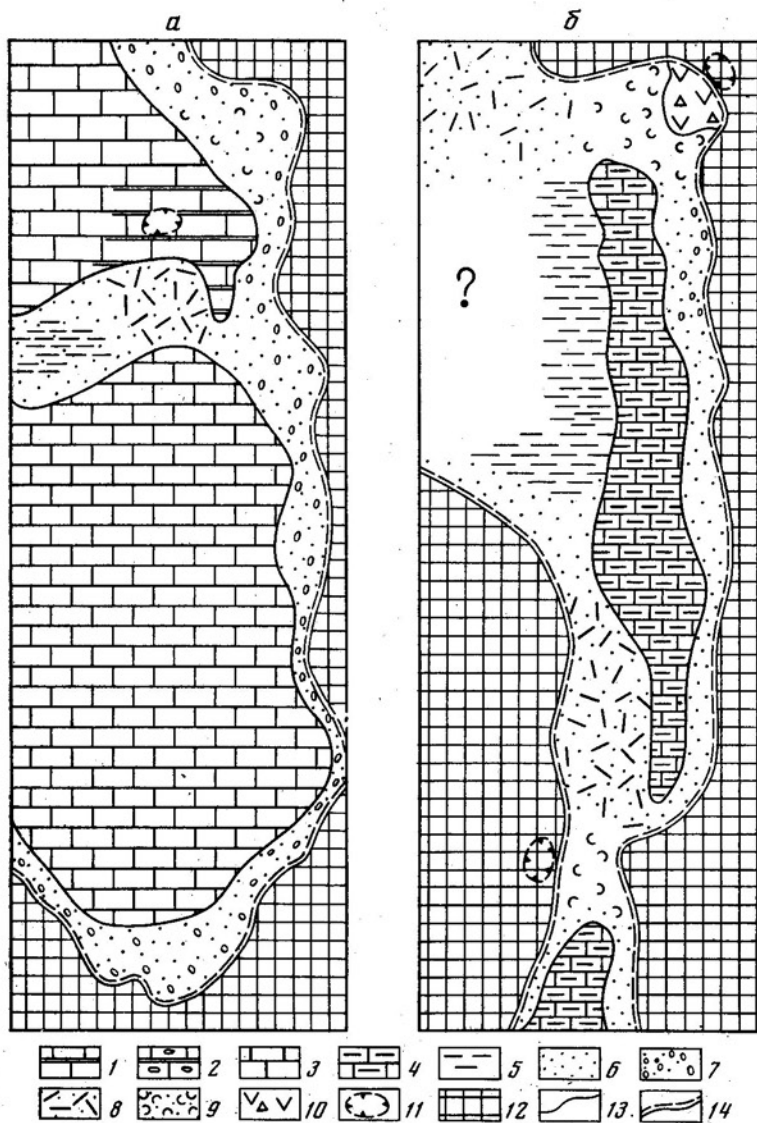
¹ Под циклом (по Л. Н. Ботвинкиной) в работе понимается комплекс отложений, связанных определенной направленностью их изменения в зависимости от смены фациальных условий осадконакопления. Каждый седиментационный цикл соответствует определенному этапу осадконакопления. Седиментационные циклы состоят из ритмов — стратификационных единиц более низкого порядка.



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов вулканогенно-осадочных отложений Аксу-Бай-люстинской зоны

I—III — сводные разрезы по разведочным профилям. 1 — континентальные аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — континентальные вулканогенные отложения; 3 — прибрежно-морские отложения; 4 — глинистые отложения лагун; 5 — карбонатные отложения открытого моря; 6 — карбонатные отложения лагун; 7 — вулканогенный материал подводных извержений. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

Вулканогенные отложения присутствуют в различных частях разреза. В большинстве своем это пирокласты с незначительной долей лав, представленные подводными и континентальными разностями. Обстановка их формирования определялась, в первую очередь, выше- и нижележащими осадочными фациями, и поэтому палеогеографические кривые в колонках (см. фиг. 1) вулканических ритмов показаны пунктиром. Помимо этого об обстановке накопления вулканического материала свидетельствуют текстурно-структурные признаки, состав включений, цвет. Продукты подводных извержений имеют зеленовато-серый или зеленый цвет, нередко содержат остатки фауны, лавы миндалекаменные — шаровые, в пирокластах часто отмечается косая слоистость и линзы тонкозернистых осадков. Континентальные вулканиды, как правило, бурые, с резкими фаціальными переходами, с изменчивой мощностью. Всего в



Фиг. 3. Фациальные карты нижнего ритма второго цикла (а) и верхнего ритма третьего цикла (б)

1 — рифовые фации; 2 — фации рифового шлейфа; 3 — карбонатные фации мелководного шельфа; 4 — карбонатные лагунные фации; 5 — терригенные лагунные фации; 6 — прибрежно-морские мелкозернистые фации; 7 — прибрежно-морские грубозернистые фации; 8 — переотложенный вулканогенный материал; 9 — пирокластические морские отложения; 10 — подводные лавовые потоки; 11 — предполагаемые центры вулканизма; 12 — области сноса; 13 — границы взаимоперекрывающих фаций; 14 — границы областей седиментации и сноса

вулканогенных образований выделяется семь генетических типов, сформированных в континентальных и подводных условиях: 1) жерловый (в основном континентальный) (см. фиг. 3); 2) подушечные лавы (морские, наземные); 3) гиаокластиты; 4) лавы, несущие обломки литифицированных пород; 5) пеплопады с примесью грубой тефры; 6) собственно пеплопады; 7) вулканогенный, переотложенный течениями. На фиг. 2 генетические типы вулканитов объединены в три комплекса: континентальный, подводный, переотложенный, что обусловлено мелким масштабом рисунков, а также детальностью проведенных исследований.

Таким образом, средне-верхнеордовикская толща Аксу-Байлюстинской зоны представлена 19 генетическими типами отложений, сформированных в четыре цикла осадконакопления.

ФОСФОРИТЫ

Фосфориты выявлены в карбонатных отложениях открытого моря (цикл M_2), а также в лагунно-заливных отложениях цикла M_3 . В последнем это мелкие непромышленные тела с низкими (не более 8%) содержаниями P_2O_5 , являющиеся скорее всего индикаторами оруденения (что подтверждается бурением глубоких скважин на одном из проявлений, вскрывших промышленные руды в отложениях второго цикла на глубинах 480—600 м). Связь фосфоритов Северного Казахстана с карбонатными фациями мелководного шельфа, а также заливов — лагун очевидна. Наиболее богатые фосфориты тяготеют к хемогенно-биогенным известнякам шельфовой зоны. Такая же связь отмечается для подавляющего большинства крупных фосфоритоносных бассейнов мира. По мнению Э. А. Еганова [8], фосфориты неплатформенного или полуплатформенного облика связаны с карбонатными отложениями, хотя их формирование происходило независимо, параллельно и было вызвано некоторым набором общих условий осадкообразования. Видимо, в этом проявлена зависимость карбонато- и фосфатонакопления от pH среды и парциального давления углекислого газа. По данным различных исследователей, среда фосфатообразования характеризуется pH 7,5—8,0, а карбонато- и доломитообразование происходило при более высоких значениях pH (до 10), в связи с чем благоприятным моментом для осаждения фосфата является момент перехода к отложению карбонатных осадков. При высоком парциальном давлении CO_2 концентрация фосфора в щелочных водах может достигать 5—10 мг/л, создавая огромный резерв растворенного фосфора даже в небольших бассейнах типа северо-казахстанских [14]. Понижение парциального давления CO_2 способствует формированию карбонатных и карбонатно-фосфатных осадков.

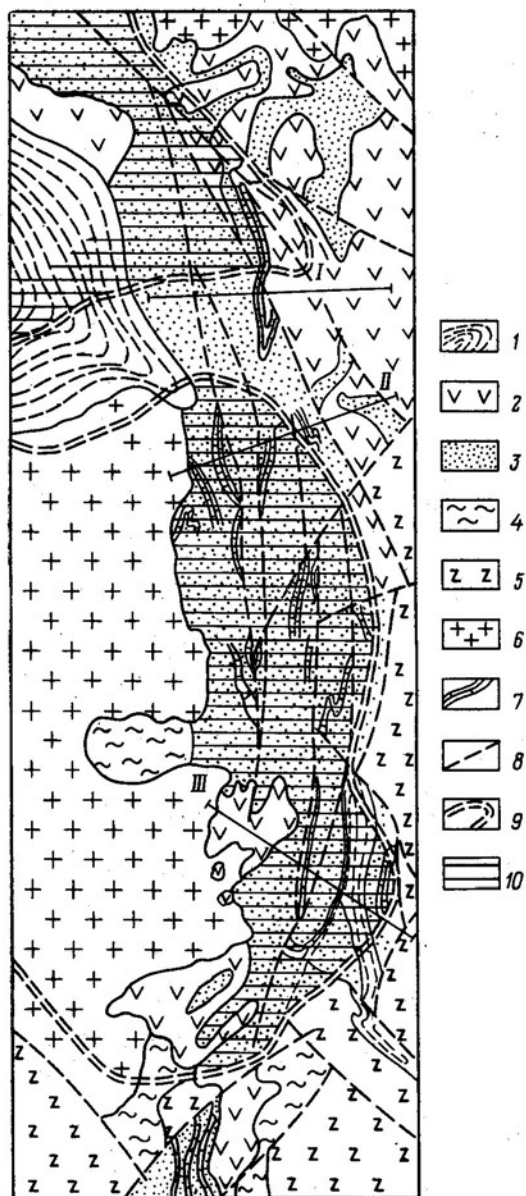
Имеющийся материал по фосфатопроявлениям Северного Казахстана в ордовикских формациях дает основание считать источником фосфора как сами воды геосинклинального бассейна, из которых образовались межпластовые фосфатные тела на шельфовом мелководье, так и поступление эндогенного фосфора в результате интенсивной вулканической и поствулканической деятельности (жильные проявления фосфора в вулканогенных образованиях), широко проявленной в данном районе в это время. Последняя, видимо, была не только поставщиком фосфора, но и стимулятором фосфатонакопления, влияя на окислительно-восстановительный режим бассейна. О роли вулканизма в рудообразовании и связи фосфатонакопления с вулканическими процессами имеется обширная литература. Впервые на эту связь указал Н. С. Шатский [18] на примере фосфоритоносных формаций Скалистых гор и хребта Каратау. Влияние вулканического процесса на формирование осадочных фосфоритов рассматривалось в работах [5—8, 10].

Однако до сих пор нет единой точки зрения о формах выноса фосфора в этом процессе. Вулканическая деятельность оценивается с различных сторон. Основные мнения сводятся к следующему: вынос фосфора в зону седиментации на различных этапах поствулканической деятельности, вынос фтора, необходимого для образования карбонатфторопатита; поступление кислых термальных вод, способствующих осаждению фосфатов в морском бассейне [5]; поступление азотнощелочных гидротерм, повышающих pH морской воды и способствующих выпадению фосфатов; перенос фосфора в составе пирокластического материала и дальнейшее его перераспределение в процессе диагенеза в

осадках. По мнению К. К. Зеленова [10], фосфор выносится в составе сорбционной пленки плагноклазов пеплов на завершающем этапе деятельности вулкана и затем перемещается водами, промывающими отложения пепловых толщ. В активную стадию извержений вынос фосфора происходит в составе твердых продуктов (лав, пирокластов). В поствулканическую стадию (фумарольная деятельность) фосфор выносится как в газовой фазе, так и в растворе термальных вод. Н. Г. Бродская [5] считает, что фосфатопоявления в зонах активной вулканической деятельности сопровождаются проявлением вулканитов повышенной щелочности, а главная роль в концентрации фосфора принадлежит активным летучим соединениям. Она выделяет три этапа формирования фосфатоносных вулканогенно-осадочных комплексов: вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистый, вулканогенно-терригенно-карбонатный, с каждым из которых ассоциирует определенный тип фосфоритов.

В описываемом районе все фосфорные месторождения связаны с вулканогенно-терригенно-карбонатным комплексом, формирование которого включает четыре этапа осадконакопления. Предшественницей этого комплекса была вулканогенная андезитовая формация, в формировании которой основную роль играл подводный вулканизм. По данным Е. Л. Петровой [17] и С. Д. Левиной [13], среднее содержание P_2O_5 в породах андезитовой формации колеблется от 0,17 до 0,28%, что соответствует нормальным содержаниям в образованиях такого типа. По-видимому, фосфор, выносимый вулканическими продуктами, поступал в воды морского бассейна, обогащая их до значительных концентраций, но отсутствие благоприятных физико-химических условий (низкие значения рН среды, высокое содержание растворенной CO_2) препятствовало его осаждению и концентрации. Формирование комплекса происходило на фоне сокращения вулканической деятельности вообще и подводной особенно. Отложения первого седиментационного цикла (M_1) накапливались в условиях архипелагового бассейна и представлены фациями лагунного и прибрежно-морского типов. Обилие тонкорассеянного пирита и темный цвет осадков свидетельствует о застойных водах с обилием органического вещества. Низкие содержания в этих осадках P_2O_5 (не более 0,17%) и отсутствие карбонатных илов подтверждают низкие рН среды и высокую концентрацию растворенной CO_2 .

Наиболее продуктивными в отношении фосфорных руд являются второй и третий осадочные циклы. Для них характерно оживление вулканической деятельности, преимущественно островного типа, с высоким коэффициентом эксплозивности. Второй цикл (M_2) трансгрессивный. В теплом климате на шельфовом мелководье создаются условия для садки фосфора и хемобиогенных известняков. Постепенная регрессия бассейна, начавшаяся к концу второго цикла, охватывает весь третий цикл (M_3). Но в отдельных местах еще сохраняются благоприятные обстановки для карбонато- и фосфатонакопления. Для третьего цикла характерны маломощные пласты известняков с бедными фосфоритами. Фосфориты второго и третьего циклов представляют собой мелкозернистые породы серого, серо-желтого цветов и мало отличаются от вмещающих известняков. Они образуют небольшие линзы и пластообразные тела небольшой мощности (от 0,2 до 1,8 м), распределенные согласно напластованию вмещающих пород, и являются участниками концентраций фосфата в процессе седиментации и диагенеза. Для циклов M_2 и M_3 осадкообразование в виде переотложенных продуктов вулканизма происходит в узких реликтовых заливах. Основная масса вулканогенного материала накапливается в континентальных условиях. По составу это трахиандезиты, дациты, трахидациты. Содержание P_2O_5 в них в среднем 0,48%. Для этих циклов характерны жильные проявления карбонатфторапатита, образованные в результате поствулканической деятельности. Практического значения такие проявления не имеют, но



Фиг. 4. Прогнозная карта для поиска фосфатных руд в пределах Аксу-Байлюстинской зоны

1 — средне-верхнепалеозойские отложения; 2 — вулканогенные отложения среднего ордовика; 3 — вулканогенно-осадочные отложения среднего — верхнего ордовика; 4 — терригенные отложения нижнего — среднего ордовика; 5 — отложения кембрийской системы; 6 — гранитоиды верхнего ордовика — нижнего силура; 7 — выходы известняков на дневную поверхность; 8 — тектонические нарушения; 9 — границы первичного развития морских карбонатных фаций; 10 — площади, перспективные на поиски фосфатных руд. I—III — линии разведочных профилей колонкового бурения

могут служить индикатором при поисках промышленных фосфоритов на более глубоких уровнях разреза толщи.

Имеющийся материал позволяет говорить о сингенетичном фосфатонакоплении в Аксу-Байлюстинской зоне. Зараженность бассейна фосфором — результат широкого проявления подводного вулканизма, предшествующего формированию осадочно-вулканогенного комплекса сред-

не-верхнеордовикского возраста. Фосфатоосаждение происходило в относительно спокойной тектонической обстановке в трансгрессивный цикл. В условиях интенсивной регрессии бассейна, до его полного отступления, фосфатообразование проявлено слабо и в основном за счет термальных вод и поствулканической деятельности. Палеофациальные карты (см. фиг. 3), построенные для трех временных интервалов, воссоздают обстановку осадконакопления по времени формирования нижнего ритма второго цикла, а также верхнего ритма третьего цикла, в которых выявлены фосфатные руды. Как уже отмечалось, промышленные концентрации фосфатных руд приурочены к морским карбонатным фациям нижнего ритма цикла M_2 ; формирование их связано с наибольшей трансгрессией бассейна (см. фиг. 3, а). На основе палеофациальных схем на геолого-прогнозной карте (фиг. 4) вынесены границы распространения морских карбонатных фаций трансгрессивного цикла M_2 и с учетом современного геологического строения района выделены перспективные площади для поиска фосфатных руд.

Литература

1. Бабичев Е. А., Борисенок В. И., Спиридонов Э. М. и др. Геологическое строение и история развития Степнякского синклиория. Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977.
2. Борукбаев Р. А. История геологического развития Восточного Казахстана в допалеозое и нижнем палеозое.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960.
3. Ботвинкина Л. Н. Генетическая классификация отложений вулканогенно-осадочных формаций и особенности их фациального анализа.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
4. Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974.
5. Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974.
6. Дзюценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969.
7. Еганов Э. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968.
8. Еганов Э. А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1974.
9. Жемчужников Ю. А. К вопросу о понимании и номенклатуре фации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 2.
10. Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972.
11. Копяткевич Р. А., Фрид Н. М., Шлыгин Е. Д., Бакиров С. Б., Жуков М. А. Ордовик Восточно-Кокчетавского прогиба.— В кн.: Геология. Алма-Ата: Наука, 1967.
12. Королева М. Н. Ордовикские отложения Пристепняк-Сталинского района Северного Казахстана.— Сов. геология, 1959, № 9.
13. Левина С. Д. Формационный и палеогеографический контроль размещения ордовикских фосфоритов Северного Казахстана.— В кн.: Минеральное сырье. М.: Недра, 1964, вып. 10.
14. Михайлов А. С. Геохимия процессов формирования фосфоритов кремнисто-карбонатных месторождений горно-химического сырья СССР. М.: Недра, 1971.
15. Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972.
16. Павлов А. П. Дополнения редактора.— В кн.: Ог. Э. Геология. М.: Госиздат, 1924.
17. Петрова Е. Л. Петрографический состав и геохимические особенности эффузивных пород фосфоритоносных формаций ордовика Селеты-Степнякского района Северного Казахстана.— В кн.: Минеральное сырье. М.: Недра, 1964, вып. 10.
18. Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5.

Поступила в редакцию
11.IX.1979

УДК 553.74 : 546.221 (575.1)

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И ГЕНЕЗИС СЕРОВОДОРОДА
В ПРИРОДНЫХ ГАЗАХ АМУДАРЬИНСКОГО БАССЕЙНА**

БЕЛЕНИЦКАЯ Г. А., ГОЛУБЧИНА М. Н., ГУРЕВИЧ М. С., МИШНИНА Т. А.

Дается критический анализ особенностей распространения изотопов серы в различных ее соединениях в сероводородоносной карбонатной формации Амударьинского бассейна. На основании сопоставления изотопных данных с результатами детальных литологических исследований делается вывод, что в природных газах бассейна имеют место два главных способа образования сероводорода: 1) сульфатредукция, протекающая в породах карбонатной формации *in situ* с использованием местного источника серы — включений ангидрита; 2) деструкция или превращение сернистых соединений рассеянного органического вещества пород и нефтей биохимическим путем на ранних этапах литогенеза и термокаталитическим — на более поздних.

Генезис сероводорода в природных углеводородных газах относится к числу сравнительно мало изученных сторон важнейшей проблемы геохимического круговорота серы в земной коре. По этому вопросу существует ряд гипотез, которые можно свести к трем основным группам в зависимости от высказанных в них предположений об образовании H_2S в результате: 1) восстановления сульфатов пород и (или) вод органическим веществом — биохимическим [14, 16, 18, 20, 23, 24, 27] и абиогенным путем [8, 9, 26]; 2) термического (термокаталитического) разложения и преобразования сернистых соединений нефтей и (или) рассеянного органического вещества пород [1, 12, 15, 19, 28, 30]; 3) взаимодействия нефтяных углеводородов с самородной серой, образовавшейся в ходе древних процессов гипергенного преобразования сульфатно-карбонатных пород [6].

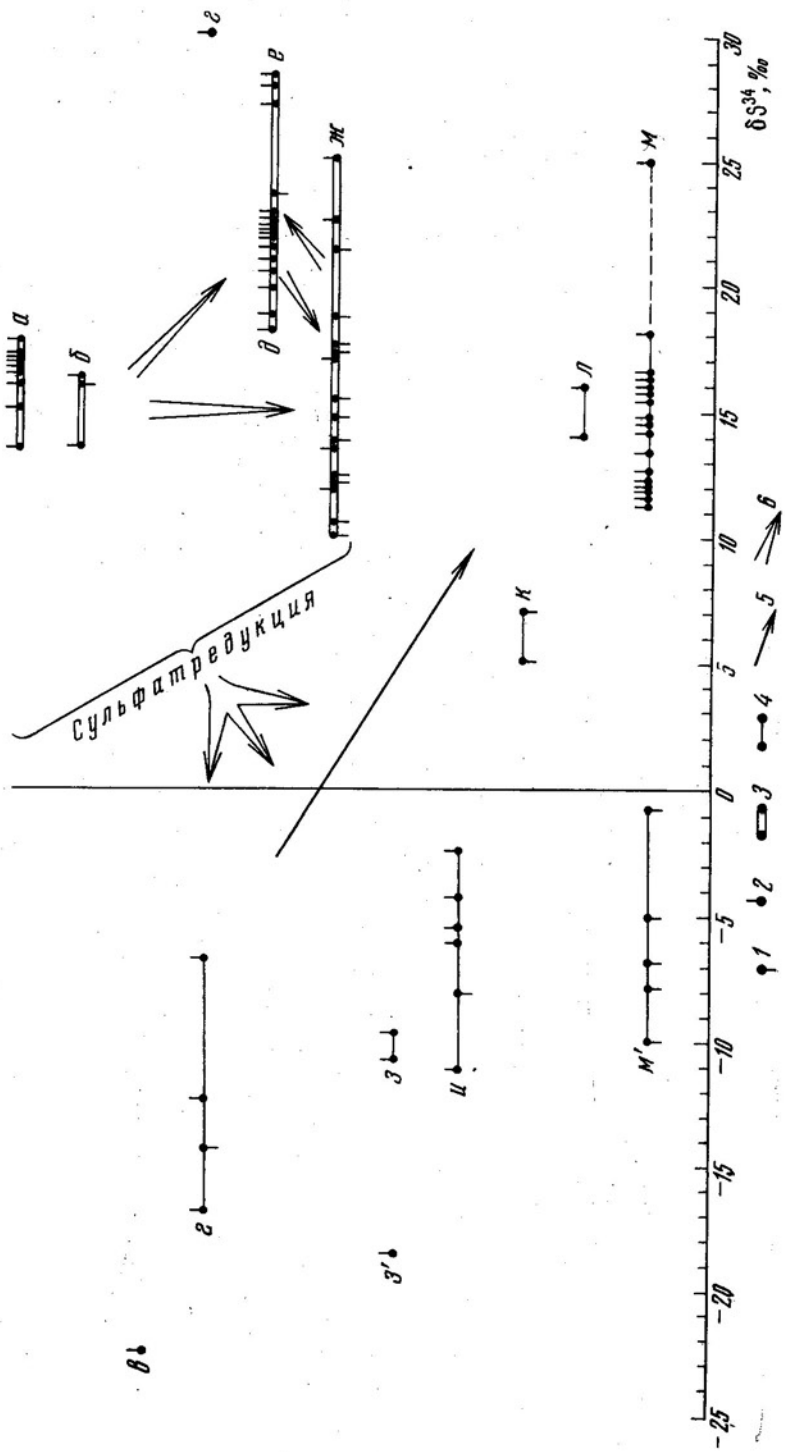
Все перечисленные представления основаны на общей предпосылке о том, что источник серы находится в самих осадочных толщах. Противостоящая им гипотеза о глубинно-миграционном происхождении H_2S в настоящее время имеет весьма ограниченное распространение, хотя рядом исследователей допускается присутствие некоторого количества ювенильного H_2S наряду с другими его генетическими типами в составе газов осадочной оболочке (В. И. Вернадский, В. А. Соколов и др.). В предыдущих работах [3, 19], касаясь вопросов генезиса H_2S в связи с анализом закономерностей его распространения в осадочных толщах и результатами литологического изучения вторичной измененности карбонатных пород, мы пришли к заключению, что в образовании H_2S ведущими являлись два процесса: сульфатредукция и деструкция сероорганических соединений. На начальных стадиях литогенеза эти процессы осуществлялись биохимическим путем, а по мере погружения пород в более глубокие зоны катагенеза все большее значение приобретала термокаталитическая деструкция и, возможно, абиогенная сульфатредукция.

Что касается представления об образовании H_2S в ходе взаимодействия углеводородов с элементарной серой, то мы полагаем, что, хотя эти процессы химически вполне обоснованы, вопрос о их значимой роли в накоплении H_2S в газах Амударьинского бассейна проблематичен прежде всего из-за отсутствия в сероводородоносных породах элементарной серы. Как в настоящее время, так и на протяжении геологической истории включения ее в породах не обнаружены, не отмечено и каких-либо литологических следов их бывшего присутствия. Анализ палеотектонической и сопряженной палеогидрогеологической истории бассейна свидетельствует об отсутствии предпосылок для образования скоплений элементарной серы после накопления покрывающих сульфатно-соляных отложений: в течение всей последующей геологической истории не было инверсий тектонического режима, которые могли бы привести к выводу этих отложений в зону гипергенеза, их частичному размытию и инфильтрации кислородсодержащих поверхностных вод, т. е. отсутствовали обязательные условия накопления самородной серы (А. С. Соколов, А. С. Уклонский, М. В. Иванов, Н. П. Юшкин и др.). Таким образом, для признания существенной роли данного способа образования H_2S в применении к Амударьинскому бассейну необходимо предварительно решить вопрос об источнике элементарной серы в сероводородоносных породах.

Перейдем теперь к генезису H_2S с позиций данных по изотопным вариациям серы. Для Амударьинского бассейна по этому вопросу к настоящему времени накоплен довольно значительный фактический материал, анализу которого посвящен ряд интересных работ [4, 18, 23]. Наши исследования также сопровождалась определениями изотопного состава серы в ее сульфидных и сульфатных соединениях в составе свободных газов, нефтей, пластовых вод и вмещающих пород. Результаты этих определений содержатся в табл. 1 и 2. В табл. 3 и на фиг. 1 дано, кроме того, обобщение фактических данных с учетом приведенных в опубликованных работах. Анализ имеющегося материала позволяет проследить следующие особенности в распределении изотопов серы.

Сероводород свободных газов большинства газоконденсатных залежей характеризуется тяжелым изотопным составом серы и сравнительно однородными значениями SS^{34} от +11,3 до 18,2%, в среднем +14,3%. С. П. Максимов и соавторы [23] приводят отдельные более высокие величины SS^{34} — до +25%. Указанные значения характерны для залежей Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба. Резко отличается от них в сторону облегчения залежь Северный Мубарек (SS^{34} от -6,8 до -10,0%). По данным работ [18, 23], облегченный состав H_2S (SS^{34} от 5,0 до 0,7%) характерен и для других залежей Бухарской ступени, что позволило авторам названных работ выделить эту ступень в качестве самостоятельной изотопной зоны. Анализ зависимости между количественным распределением в газовых залежах Амударьинского бассейна и термобарическими условиями их залегания дал нам основание для выделения в разрезе бассейна трех термобарических зон, в пределах которых залежи существенно различаются как по концентрации H_2S , так и по его запасам. Эти зоны характеризуются следующими показателями температур, давлений, концентраций H_2S и относительных размеров залежей по запасам серы (сверху вниз): I — 45—75°, от 6,8—7,8 до 15,7 МПа, не более 0,1%, очень мелкие; II — от 75 до 90—95°, от 15,7 до 22,5—23,5 МПа, преимущественно не более 0,5%, в основном мелкие, единичные аномальной величины; III — выше 90—95°, более 22,5—23,5 МПа, здесь сосредоточены все высокосернистые газы и все крупные их скопления. Пластовые условия Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба отвечают наиболее глубокой III термобарической зоне, распо-

¹ Залежи бессернистого газа и с незначительной примесью присутствующие повсеместно, не учитывались.



Фиг. 1

ложенной в контуре распространения соляной толщи, а условия Бухарской ступени — II и I зонам, охватывающим участки преимущественно в полосе выклинивания этой толщи (II зона) и ее отсутствия (I зона).

Таким образом, отмеченные зональные различия в изотопном составе серы H_2S увязываются с зональностью термобарических условий (и подчиненных им масштабов сероводородоносности). Это позволяет полагать, что изотопные значения, которыми охарактеризована пока лишь часть залежей каждой из зон, типичны для зон в целом. Поскольку основная масса сероводорода бассейна связана с нижней термобарической зоной, собственно и определяющей его серную специфику, можно считать, что изотопно тяжелый H_2S характерен для всего бассейна. Это тем более справедливо, что аналогичные факты устанавливаются и в других бассейнах земного шара. Для других соединений серы имеющийся фактический материал не выявляет сколько-нибудь отчетливых межзональных изотопных различий, а для большинства из них (сера нефти, сульфаты пород и вод, пирит) позволяет довольно определенно говорить об их отсутствии, как это видно, в частности, на фиг. 1, где намечено положение объектов в пределах термобарических зон. Тем не менее все сопоставления мы проводили по возможности внутризонально, при этом преимущественно для объектов III термобарической зоны. Отдельно приведены сопоставления для расположенного в пределах этой зоны Денгизкульского вала (табл. 3, фиг. 2), в контурах которого сосредоточены основные выявленные концентрации H_2S бассейна.

Сероводород, растворенный в пластовых водах, по изотопному составу (δS^{34} от +14,1 до +16,0%), судя по единичным определениям, близок H_2S газоконденсатных залежей. Такое изотопное равенство говорит в пользу единства источника H_2S в водах и свободных газах. Правда, оно могло бы быть результатом установления равновесия в ходе изотопного обмена между этими двумя контактирующими фазами в течение длительного геологического времени. Однако против такого предположения свидетельствует отсутствие между ними фазового равновесия (по данным выполненных Т. А. Машниной расчетов равновесных концентраций H_2S на контакте свободные газы залежей — подстилающие пластовые воды).

Сера нефтей по изотопному составу (δS^{34} от -11,0 до -2,4%, среднее -5,8%) значительно легче, чем H_2S свободных и водорастворенных газов, а также сульфаты пород и вод. Для серы H_2S , растворенного в нефти нефтяной залежи, характерен также облегченный изотопный состав, довольно близкий значениям δS^{34} серы нефтей (от -10,7 до -9,7% в газе сепарации и еще более легкий -18,6% в газе, полученном при лабораторной дегазации пластовой нефти). Несколько более тяжелая сера установлена в H_2S газонефтяной залежи (от +5,1 до +7,1%), правда, изотопно охарактеризованной лишь в пределах II термобарической зоны. Поэтому, хотя данные по этой залежи хорошо укла-

Фиг. 1. Изотопный состав серы различных серосодержащих соединений в газах, нефтях, пластовых водах и породах верхнеюрских отложений Амударьинского бассейна. Используемые материалы указаны в табл. 3

1 — Пробы из термобарических зон: 1 — II, 2 — III; 3 — окисленные (сульфатные) соединения серы; 4 — восстановленные соединения серы; 5 — общая направленность изотопного утяжеления серы в ряду восстановленных соединений III термобарической зоны; 6 — направленность химических взаимопереходов между соединениями серы; а — пластовые ангидриты галогенной формации; серосодержащие соединения в карбонатной формации: б — ангидрит включений, не затронутый замещением, в — раннедиагенетический пирит I; г — пирит II, замещающий ангидрит; д — ангидрит включений, в разной степени замещенный кальцитом и пиритом, и реликты ангидрита в этих минералах, е — кальциобаритоцелестин, ж — сульфаты пластовых вод; сероводород газов, растворенных в нефти нефтяной залежи: з — из сепаратора, з' — лабораторной принудительной дегазации; и — сера нефти; к — сероводород газов газонефтяной залежи; л — сероводород пластовых вод; сероводород газов газоконденсатных залежей из термобарических зон: м — III, м' — II

Таблица 1

**Изотопный состав серы сероводорода в газах, нефтях и подземных водах
верхнеюрской карбонатной формации Амударьинского бассейна**

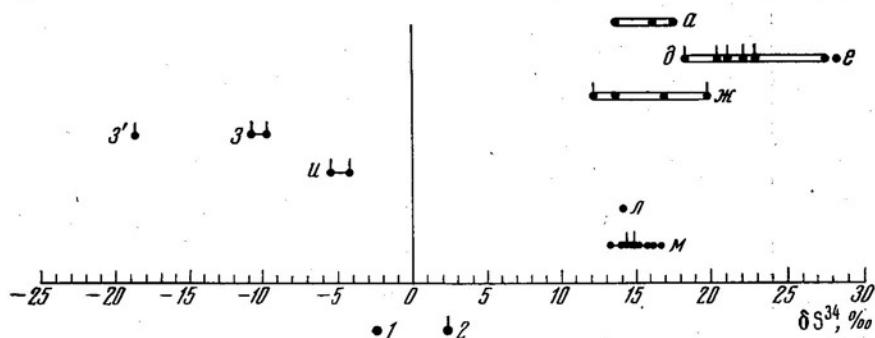
Проба	Месторождение, скважина, интервал опробования в м	Термобарическая зона	Тип газа	Объемная доля H ₂ S, %	δS ³⁴ , ‰
<i>Газоконденсатные залежи</i>					
1	Алат, 5; 2212—2233	III	Свободный на устье скв.	3,00	+15,7
2	Денгизкуль, 21; 2506—2524	III	То же	4,30	+14,8
3	Северный Денгизкуль, 1, 2508—2515	III	»	4,00—4,30	+16,3
4	Метеджан, 5; 2604—2702	III	»	2,80	+16,4
5	Щады, 1; 2485—2492	III	»	4,50	+14,1
6	Шуртан, 2; 2976—2988	III	Дегазации конденсата	0,31	+11,6
<i>Газоконденсатные залежи с нефтяными оторочками</i>					
7	Зеварды, 24; 2656—2847	III	Свободный на устье скв.	0,06	+12,0
8	Зеварды, 24; 2656—2847	III	Дегазации конденсата	0,34	+12,2
9	Памук, 24; 2718—2750	III	Свободный на устье скв.	0,06	+11,3
10	Памук, 24; 2718—2750	III	Дегазации конденсата	0,13	+12,7
11	Уртабулак, 31; 2296—2470	III	Свободный на устье скв.	5,40	+14,3
12	Уртабулак, 56; 2350—2554	III	То же	5,40	+14,6
13	Хаузак, 7; 2514—2520	III	»	4,00	+16,0
14	Северный Мубарак, 28; 1775—2180	II	Свободный на сборном пункте	0,33	От 6,8 до -7,8
15	Северный Мубарак, группа скв.	II	То же	0,33	-10,0
<i>Газонефтяные залежи</i>					
16	Карактай, 27; 800—955	II	На устье скв.	5,53	+7,0
17	Карактай, группа скв.	III	Сепарации газонефтяной смеси	5,42	+5,1
<i>Нефтяные залежи</i>					
18	Северный Уртабулак, 1, 3; 2549—2480 (скв. 1)	III	Сепарации нефти	3,80	От 9,7 до 10,8
19	Северный Уртабулак, 1; 2459—2480	III	Лабораторной дегазации нефти	Нет данных	-18,6
<i>Пластовые воды</i>					
20	Байрамали, 12; 4069—4144	III	Водорастворенный	61,00	+16,0
21	Хаузак, 1; 2520—2560	III	»	6,00	+14,1
22	Гаурдакское месторождение серы	—	Спонтанный	4,2	+4,3
23	То же	—	То же	—	+5,1 +10,7

Примечание. Анализ проб 21, 22 выполнен под руководством В. И. Виноградова (Геологический институт АН СССР), остальные—в отделе изотопной геохимии и геохронометрии ВСЕГЕИ под руководством М. Н. Голубчиной. Образец 20 представлен В. Е. Нарижной (СредАзНИИГаз).

дываются в намечающуюся последовательность изменения изотопного состава серы (см. фиг. 1), для более уверенных сопоставлений требуются дополнительные факты.

Особое внимание в ходе исследований было уделено изотопной характеристике серы в тех минеральных соединениях пород, которые, судя по результатам литологических исследований, связаны с образованием, привнесом или уничтожением H₂S. К таковым относятся ангидрит и пирит. Ангидрит присутствует в породах карбонатной формации по-

всеместно в виде разнообразных по форме включений (чаще микровключений) и прожилков; содержание CaSO_4 изменяется от десятых долей до 1—2%, локально — более, в среднем — 0,65%. Среди выделений пирита отчетливо различаются две морфологические разновидности, соответствующие двум генерациям: раннедиагенетический пирит I и более поздний — постранидиагенетический (в том числе и постдиагенетический) пирит II. Пирит I представлен тонкодисперсными микровключениями (отдельные кристаллы и их скопления, микростяжения), более или менее равномерно рассеянными по всей массе пород, с повышенным содержанием в отдельных слоях, обычно обогащенных детритивным



Фиг. 2. Изотопный состав серы различных серосодержащих соединений в газах, нефтях, пластовых водах и породах верхнеюрских отложений Денгизкульского вала Амударьинского бассейна

Пробы, отобранные: 1 — в пределах залежей Денгизкульского вала; 2 — на Уртабулакском месторождении. Остальные обозначения см. на фиг. 1

материалом; характерна подчиненность напластованию или другим седиментационным текстурам, либо структурным элементам пород без какого-либо видимого несогласия с ними. Размер кристаллов от тысячных до десятых долей миллиметра, редко больше, скоплений — от сотых до десятых долей миллиметра, иногда до 1—2 мм или немного больше. Обычное содержание такого пирита довольно устойчиво — доли процента, чаще порядка 0,1—0,5% (в среднем 0,35%), иногда до 1,0—3,0%.

Для пирита II характерно: более четкое обособление выделений от вмещающей карбонатной массы; преобладание более крупного их размера (до нескольких миллиметров, иногда до 3—5 см) при этом закономерно колеблющегося и с относительно более крупной величиной слагающих зерен; очень неравномерное распределение в породе — отсутствие на значительных интервалах и концентрирование на локальных участках неправильной формы до нескольких, иногда до нескольких десятков процентов; незакономерная ориентировка по отношению к напластованию пород, вместе с тем нередко отчетливая подчиненность трещинам, микротрещинам и другим вторичным текстурно-структурным элементам; связь с эпигенетическими новообразованиями и, что особенно существенно, ассоциация с вторичным кальцитом, в паргенезисе с которым пирит II замещает включение ангидрита (фиг. 3). Замещение ангидрита пиритом и кальцитом, вероятнее всего, может рассматриваться как отражение процессов образования H_2S в ходе сульфатредукции с частичной его фиксацией в виде пирита. Такое заключение подтверждается наличием зависимости между интенсивностью замещения и содержанием H_2S в газе залежей: прямой для кальцита и обратной для пирита II. Существенно, что аналогичные преобразования мы наблюдали и в другом сероводородоносном бассейне — на Оренбургском газоконденсатном месторождении.

В связи с важностью пиритизации как процесса, лимитирующего накопление H_2S , весьма существенны сведения о распространении в по-

Изотопный состав серы ангидрита и пирита в породах верхнеюрской карбонатной формации Амударьинского бассейна

Проба	Образец	Структура, скважина	Интервал опробования (в скобках — глубина от кровли формации), м	Характеристика образца	Массовая доля минерала, %	δS^{34} , ‰
<i>Ангидрит из включений и прослоев, не затронутых замещением</i>						
1	T-177	Багдажа, 4	3142—3149 (>20)	Ангидрит тонковолокнистый из прослоя в известняке	98,8	+13,5
2	У-392	Хаузак, 16	2462—2465	Ангидрит пелитоморфный с прожилками карбонатно-глинистого вещества	82,0	+13,5
3	У-282а	Чукуркуль, 1	1564—1567 (85)	Ангидрит неравномерно-зернистый из включения в ангидрито-известняковой породе, образующей прослой в известняке	49,2	+16,0
4	У-720	Барааран, 3	3092—3103 (40)	Ангидрит микрозернистый из микровключения в известняково-доломитовой породе	6,3	+16,2
<i>Ангидрит из включений и прожилков, слабо затронутых процессами замещения кальцитом и пиритом II</i>						
5	У-413	Хаузак, 16	2507—2510 (30)	Идиоморфные призматические кристаллы ангидрита длиной до 1—2 мм, прорастающие известняк	5,7	+18,2
6	У-43	Уртабулак, 27	2407—2412 (160)	Ангидрит разнотельный из включения диаметром около 1,5 см в доломитово-известняковой породе	18,8	+18,8
<i>Ангидрит из участков включений и прожилков, подвергавшихся значительному (до 20—30% и более) замещению кальцитом и пиритом II, и из реликтов ангидрита в них</i>						
7	T-254	Багдажа, 4	3326—3332 (200)	Ангидрит спутанно-тонковолокнистый из тонких (до 1 мм) прожилков в известняке замещено кальцитом около 20—30% ангидрита	0,6	+19,9
8	У-70а	Уртабулак, 27	2434—2438 (180)	Ангидрит спутанно-тонковолокнистый из включения в известняково-доломитовой породе; замещено кальцитом и пиритом II около 50% ангидрита	3,7	+20,5
9	У-70в	То же	2434—2438 (180)	Реликты ангидрита тонковолокнистого среди вторичного кальцита в небольших (до 2—3 мм) включениях в известняково-доломитовой породе	3,7	+21,0
10	У-70б	»	2434—2438 (180)	Крупнокристаллический перекристаллизованный остаточный ангидрит из прожилка в известняково-доломитовой породе; кальцитом и пиритом II замещено 40—50% ангидрита	3,7	+22,9

41	У-331а	Закры, 9	2347—2351 (100)	Реликты ангидрита тонкозернистого среди новообразований пирита II и кальцита из тонких секущих прожилков и микровключений в известняке	1,8	+21,6	
42	У-331б	Закры, 9	2347—2351 (100)	То же	1,8	+27,3	
43	У-750а	Тангикудук, 1	3310—3317 (100)	Реликты ангидрита разнозернистого среди новообразований пирита II и кальцита из прожилков и микровключений в известняке	0,7	+21,9	
44	У-750б	То же	3310—3317 (100)	То же	0,7	+22,6	
45	У-755	Багалджа, 6	3317—3326 (107)	»	1,0	+22,2	
46	Т-5	Самантеле, 12	3130—3137 (40)	»	2,6	+22,2	
47	Т-73		2544—2550 (150)	Ангидрит тонкозернистый из включения в известняке; замещено кальцитом и пиритом II около 30—40% ангидрита	4,8	+22,3	
48	У-2826	Чукуркуль, 1	1564—1567 (85)	Реликты ангидрита неравномерно-зернистого из включения в известняке; замещено пиритом II и частично кальцитом 40—50% ангидрита	2,7	+23,7	
19	У-422	Хаузак, 16	2646—2654 (170)	Крупнокристаллический перекристаллизованный остаточный ангидрит из цемента ангидрито-известняковой брекчи; замещено пиритом II и частично кальцитом до 40—50% ангидрита	20,9	+28,0	
Кальциобаритоцелестин							
20	У-341	Денгизкуль, 13	2349—2361 (220)	Крупнокристаллический кальциобаритоцелестин с обломками известняка из секущего прожилка в известняке мощностью до 1 см	80,0	+23,3	
Пирит I							
21	У-137	Уртабулак, 29	2640—2643 (50)	Рассеянные точечные и микролинзовидные скопления раннедиагенетического пирита I в тонколистоватом известняке	0,65	-22,5	
Пирит II							
22	У-557	Култак, 26	3077—3091 (60)	Идиоморфные кристаллы пирита II, их скопления и гнезда диаметром до 2—3 мм в известняке	20,20	16,8	
23	У-2826	Чукуркуль, 1	1564—1567 (85)	Кристаллы пирита II, замещающие включения ангидрита в известняке	0,75	-14,3	
24	У-331	Зекры, 9	2347—2351 (100)	Кристаллы пирита II и их скопления (до 0,5—1,0 см), замещающие включения ангидрита в известняке	1,35	-12,3	
25	У-750	Тангикудук, 1	3310—3317 (100)	Кристаллы пирита II и их желваковидные скопления (до 2—3 мм), заместившие микровключения ангидрита в известняке	1,55	-6,7	
26	У-422	Хаузак, 16	2646—2654 (170)	Изоморфные кристаллы пирита II (до 4—5 мм), заместившие ангидрит в цементе известняково-ангидритовой брекчи	11,6	+30,0	

Примечание. Анализы выполнены в отделе изотопной геохимии и геохронометрии ВСЕГЕИ под руководством М. Н. Голубчиной. Проба № 2 (У-392) из ангидритовой толщи галогеновой формации J₂ (кп - т) на 15 м выше кровли карбонатной формации. По образцам проб 3, 11—14, 18, 19, 23—26 имеются анализы ангидрита и пирита из одного и того же или из смежных участков.

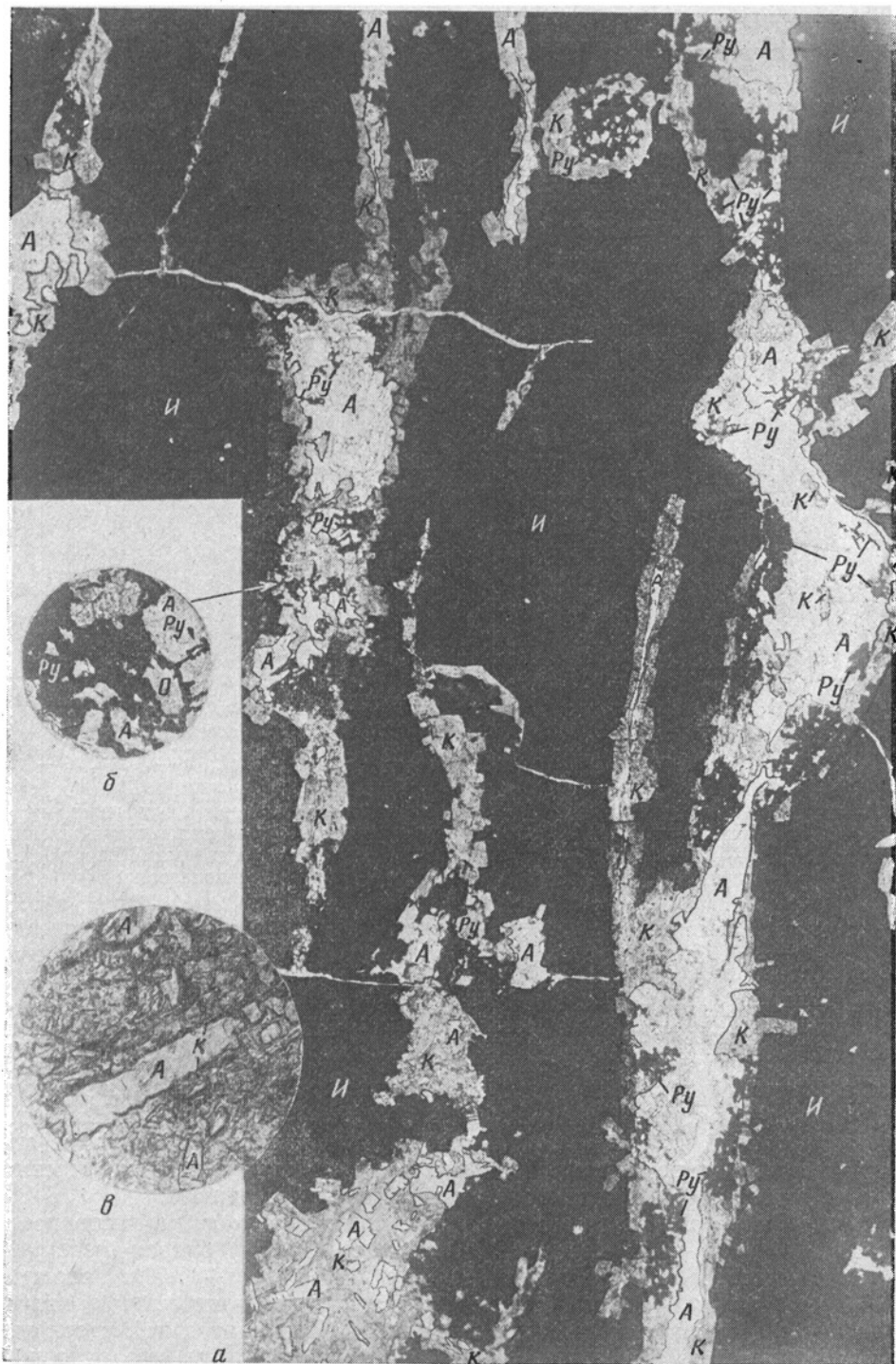
Таблица 3

Изотопный состав серы различных серосодержащих соединений в газах, нефтях, подземных водах и породах верхнеюрских отложений Амударьинского бассейна

Соединение серы		Термобарическая зона		Месторождения Денгизкульского вала
		II	III	
Сероводород газов	газоконденсатных залежей	-10,0 ÷ -6,8 -5,0 ÷ -0,7 *	+11,3 ÷ +16,4 +13,4 ÷ +18,2** +12,0 ÷ +25,0*	+14,1 ÷ +16,4 +13,4 **
	газовой шапки газо- нефтяной залежи	+5,1 ÷ +7,1	—	—
	растворенных в нефти нефтяной залежи	—	-18,6; -10,7 ÷ -9,7	-18,6; -10,7 ÷ -9,7
	растворенных в пласто- вых водах	—	+14,1 ÷ +16,0	+14,1
Сера нефти		-8,0 ÷ -6,0 *	-11,0 ÷ -2,4 *	-5,4 ÷ -4,3 *
Сульфаты пластовых вод		+10,1 ÷ +21,4**	+12,0 ÷ +22,6 * +17,1; +25,1**	+12,0 ÷ +20,0**
Пластовые ангидриты галогенной формации		—	+13,5 +15,0 ÷ 17,7 **	+13,5 +16,4 ÷ 17,7 **
Ангидрит включений в породах карбонат- ной форма- ции	не затронутый замеще- нием	+16,0	+13,5 ÷ +16,2	—
	в разной степени замещенный пиритом и кальцитом	+23,7	+18,2 ÷ +28,0	+18,2 ÷ +28,0
Пирит в по- родах кар- бонатной формации	раннедиагенетический пирит I пирит II, замещающий ангидрит	— -14,3	-22,5 -16,8 ÷ -6,7 (+30,0)	-22,5 +30,0
Новообразования кальциобаритоцелестина в породах карбонатной формации		—	+28,3	+28,3

Примечание. Данные взяты из работ [23, 18] * и [4] **, остальные из табл. 1 и 2.

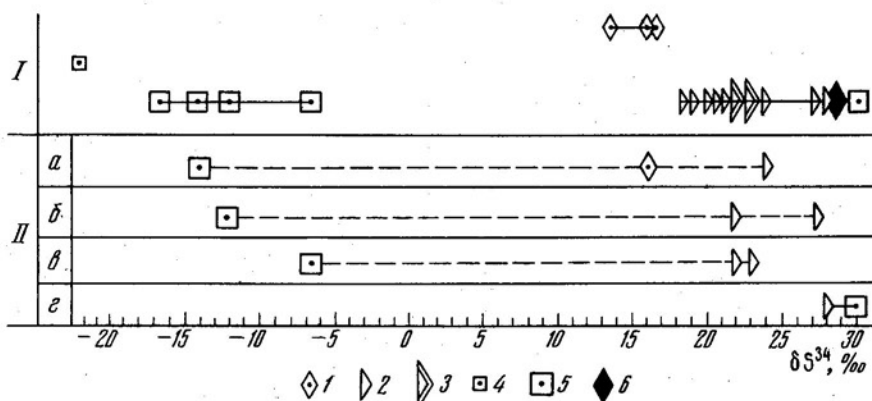
родах карбонатной формации различных форм железа. По данным химических анализов (80 определений, выполнены в химической лаборатории ВСЕГЕИ), общее содержание железа неустойчиво, колеблется преимущественно от 0,1—0,2% до 1%, редко меньше, иногда больше — до 2—2,5%, а в единичных образцах на коротких интервалах обычно не более нескольких сантиметров — до 15—16%. Практически все железо представлено лишь пиритным и сидерит-лептохлоритовым. На участках с небольшим общим содержанием железа в пирите сосредоточено от 10—20 до 50—60% от суммы. Резко повышенные содержания железа обычно связаны с аномально высокими концентрациями пирита II, доля пиритного железа при этом возрастает до 90% и более. Минеральные формы нахождения в породах сидерит-лептохлоритового железа специально не изучались. По данным пересчета химических и спектральных анализов и наблюдениям в шлифах, наиболее вероятно преобладание минералов глин, прежде всего гидрослюда. Вероятна также некоторая примесь железистых карбонатов, скорее всего железистого доломита.



Фиг. 3. Секущие прожилки метасоматического ангидрита (светло-серое, А) в известняке (темно-серое и черное, И), шлиф, без анализатора, *a*×25, *б*, *в* (детали *a*) ×250. Вдоль зальбандов прослеживаются идиоморфные призматические кристаллы ангидрита, замещающие известняк. Ангидрит в значительной мере замещен тонкозернистым кальцитом (серое, К) и пиритом (черное, Р_у), развивающимися между зернами ангидрита. Для пирита характерны скелетные и дендритовидные формы с многочисленными реликтами изъеденных зерен ангидрита. На фиг. 3, *б* показан принцип отбора проб ангидрита и пирита на изотопный анализ серы (кружки — участки взятия проб)

а возможно, и сидерита. Окисные формы железа в большинстве проб не обнаруживаются или устанавливаются от следовых количеств до 0,1%, редко до 0,2—0,3% и в единичных пробах до 0,7%. При этом наличие значимых количеств Fe^{3+} , как и повышенных концентраций сидерит-лептохлоритового железа, обычно сопряжено с присутствием глинистого вещества, что может указывать на вхождение Fe^{3+} в его состав.

Из приведенных данных выявляются две важные особенности пород карбонатной формации: 1) относительно небольшое общее фоновое содержание железа, а значит, и ограниченный исходный резерв его реакционноспособных форм; 2) практическая исчерпанность к настоящему



Фиг. 4. Изотопный состав серы серосодержащих минералов в породах верхнеюрской карбонатной формации Амударьинского бассейна

I — обобщенные данные, II — данные по отдельным образцам: а — У-282, б — У-331, в — У-750, г — У-422

1 — ангидрит включений, не затронутый замещением; ангидрит включений, в разной степени замещенный кальцитом и пиритом, и реликты ангидрита в этих минералах; 2 — одна проба, 3 — группа проб; 4 — раннедиагенетический пирит I; 5 — пирит II, замещающий ангидрит; 6 — кальциобаритоцелестин

времени запаса окисного железа — основной, а возможно, и единственной его формы, активно связывающей H_2S в породах [13]. Именно эти черты карбонатных пород в значительной мере предопределяют возможность сохранения и накопления H_2S , обуславливая важнейшую планетарную закономерность его распространения — избирательную приуроченность к карбонатным формациям. Для изотопного анализа серы (табл. 2, фиг. 4) пробы ангидрита отбирались отдельно из его исходных включений, не затронутых процессами замещения, и из реликтов среди новообразований пирита II и кальцита. Пробы пирита II и реликтов ангидрита в нем по возможности отбирались из одного и того же участка породы (см. фиг. 3), а исходного ангидрита — из смежного.

Ангидрит из включений, не затронутых замещением, по изотопному составу (δS^{34} от +13,5 до +16,2‰, среднее +14,9‰) близок *перекрывающим пластовым ангидритам* (δS^{34} от +13,5 до +17,7‰, среднее +16,3‰), будучи лишь немного легче. Судя по литологическим данным, включения ангидрита в карбонатных породах в значительной части являются образованиями эпигенетическими. Мы полагаем, что основной источник серы в них связан с инфильтрацией в карбонатную толщу высокоминерализованных сульфатных вод из формирующейся над ней эвапоритовой толщи: сначала из бассейна эвапоритонакопления (в результате гравитационного опускания — [22], а затем — в ходе отжатия из осадков межкристалльной рапы [10]. В таком случае изотопный состав серы включений ангидрита, отражая состав сульфатов вод эвапоритового бассейна, характеризует его как несколько более легкий по сравнению с пластовыми ангидритами. Незначительное облегчение серы

в сульфатах жидкой фазы по сравнению с осаждающейся твердой согласуется с данными [29] о возникновении небольшого изотопного эффекта в ходе кристаллизации сульфатов. Существует также второй вероятный источник серы — сульфаты, захороняемые при накоплении карбонатных осадков, — их часть, которая остается не использованной в ходе осуществляющейся в осадках сульфатредукции и позже подвергается перераспределению и перекристаллизации. Однако для этих остаточных сульфатов более вероятен изотопный эффект обратного знака — некоторое утяжеление серы по сравнению с сульфатами наддонных вод (как следствие сульфатредукции). Таким образом, изотопные данные подтверждают ведущую роль в образовании включений ангидрита сульфатов, привнесенных рассолами, связанными с формированием эвапоритовой толщи.

Ангидрит, оставшийся после замещения пиритом и кальцитом, характеризуется отчетливым изотопным утяжелением (δS^{34} от 18,9 до 28%, среднее 29%) по сравнению с ангидритом исходным. Намечается прямая зависимость величины утяжеления от степени замещения, достигающей максимальных значений (10—12%, возможно, более) в микрокристаллах ангидрита. Сульфаты пластовых вод по изотопному составу (δS^{34} от +12,0 до +25,1%, среднее +18,1%) весьма близки к сульфатам карбонатных пород. При этом нижний предел колебаний δS^{34} сульфат-ионов примерно соответствует нижнему пределу значений δS^{34} исходных ангидритов, а верхний превышает верхний предел последних и приближается к наиболее высоким значениям (+28%) в утяжеленных остаточных их разновидностях. Этот факт подтверждает данные литологических наблюдений, свидетельствующие, что пополнение запасов сульфатов в водах осуществляется за счет включений в породы, в том числе и за счет остаточного ангидрита, в то время как пластовые сульфаты перекрывающих толщ в рассматриваемых преобразованиях не участвуют. По-видимому, локально в подземных водах имеет место несколько большее утяжеление сульфатов. На это косвенно указывает наличие наиболее значительного утяжеления (до 28—30%) в сульфатных минералах поздних генераций: в перекристаллизованных разностях остаточного ангидрита (+28,0%) и в новообразованиях крупнокристаллического сульфата смешанного состава — кальциобаритоцелестина² (+28,3%), а также в поздних выделениях пирита II (+30,0%).

Раннедиагенетический пирит I по изотопному составу серы (δS^{34} — 22,5%) резко облегчен (на 35—40%) по сравнению с верхнеюрскими сульфатами, что свидетельствует о бактериальной природе сульфатредукции на этой стадии. Пирит II, замещающий ангидрит, также характеризуется изотопно легкой серой (δS^{34} от —6,7 до —16,8%) и значительной величиной ее облегчения по отношению к исходному ангидриту (на 25—35%). Последнее обстоятельство говорит в пользу большей вероятности бактериального пути осуществления сульфатредукции при накоплении основной массы пирита II. Таким образом, при замещении ангидрита пиритом II налицо отчетливое изотопное фракционирование серы: резкое облегчение в пирите II и одновременное утяжеление в остаточном ангидрите. Эти данные вполне однозначно подтверждают сопряженность и взаимосвязь двух процессов, выявленных литологическими методами: использования сульфатов и образования пирита II в парагенезисе с кальцитом, т. е. такую сопряженность, которую дает именно сульфатредукция. Значит, пирит II действительно фиксирует H_2S не привнесенный, а образующийся непосредственно в исследуемых породах в процессе восстановления сульфатов включений. Этот вывод важен, так как H_2S как миграционноспособный газовый компонент может быть при-

² Визуально различимые выделения сульфатов стронция и бария крайне редки, несколько чаще их микровключения обнаруживаются в шлифах.

внесен извне, т. е. присутствие H_2S само по себе еще не показатель его образования ни в данном участке пород, ни даже вообще в пределах толщи.

Различия в изотопном составе серы пирита II и свободного H_2S (значительно более тяжелый — на 25—30‰ — у H_2S) при близости последнего к исходным сульфатам можно рассматривать как следствие связывания в составе пирита II и H_2S разных (по времени выделения в ходе единого редукционного процесса) порций восстановленной серы: в пирите II ранних, облегченных, в H_2S поздних, утяжеленных. Однако закономерное изотопное утяжеление серы в ходе сульфатредукции с постепенным приближением к значениям, близким к исходным сульфатам, характерно лишь для вполне определенных условий ее осуществления — при ограниченности резерва сульфатов, когда используется все их количество, включая остаточные тяжелые порции. Между тем для верхнеюрской карбонатной формации такая ограниченность не характерна: подземные воды повсеместно содержат сульфат-ион (0,3—3,5 г/л), насыщенные по отношению к $CaSO_4$ [19] и находятся в условиях наличия его источника во вмещающих породах. При этом сульфатные минералы пород, судя по приведенным выше показателям, доступны для взаимодействия с водами и действительно в нем участвуют.

Иногда в качестве причины тяжелого изотопного состава серы H_2S предполагается высокая скорость сульфатредукции, что в данном случае также мало вероятно по следующим соображениям. В настоящее время при термобарических и гидрохимических показателях, характерных для глубоких сероводородоносных зон разреза, практически исключается возможность бактериального процесса, а абиогенный, если и осуществляется, то лишь с крайне ограниченной интенсивностью, при которой как раз и достигается максимальный изотопный эффект. Если же связывать накопление H_2S с древним протеканием бактериальной сульфатредукции, то здесь следует учитывать, что наиболее высокие ее скорости могли характеризовать те ранние этапы литогенеза, которые сопровождались преимущественным накоплением пирита, а не свободного H_2S . Однако и на этих этапах скорости процесса не были достаточными, чтобы сколько-нибудь заметно снивелировать результаты изотопного фракционирования: пирит этих этапов значительно обогащен легким изотопом. Таким образом, обе указанные причины в рассматриваемых условиях вряд ли имели место.

Мы полагаем, что в данном случае на характер изотопного фракционирования мог оказывать аналогичное влияние иной фактор — особенности распространения в породах процессов замещения ангидрита. В каждом небольшом их участке эти процессы, как правило, идут до конца, до полного использования сульфатного включения (или микровключения), лишь затем захватывая соседние зоны. Обусловлено это в значительной мере тем, что в сульфатизированных участках пород ангидрит часто довольно густо пропитывает карбонатную массу, делая ее слабопроницаемой. Поэтому лишь после замещения всего (или большей части) включения для растворов благодаря возросшей пористости и проницаемости открывается более свободный доступ к смежным участкам. В результате обнаруживается тенденция к использованию в каждой точке всей массы сульфата, включая его остаточную утяжеленную часть. При таком течении процесса последовательное утяжеление серы в ходе сульфатредукции не является следствием и показателем утяжеления во времени всех неиспользованных сульфатов карбонатной толщи. Действительно, изотопный состав включений ангидрита, еще не затронутых сульфатредукцией, не обнаруживает никакого утяжеления, а установленное утяжеление остаточных сульфатов носит сугубо локальный, точечный характер. Поэтому естественно ожидать, что соединения, образующиеся на ранних стадиях процесса в пределах каждого микровключения, обогатятся легкой серой, а возникающие за счет остаточных ко-

личество сульфата — более тяжелой. Логическим завершением этого процесса должно быть образование в каждом участке на конечных этапах восстановленной серы резко утяжеленной, более тяжелой, чем сера исходных сульфатов, близкой сере реликтов ангидрита. Видимо, это явление может быть установлено лишь в тех случаях, когда последние порции серы зафиксированы в составе твердой фазы, например пирита, что для рассматриваемых условий как раз не характерно: новообразования пирита тяготеют к начальным этапам, а к завершающим — резерв железа в основном бывает исчерпан. Тем более показательно, что в одном из образцов обнаружен пирит II с резко утяжеленным изотопным составом (δS^{34} в среднем около $+30,0\%$), при этом близким изотопному составу серы остаточного ангидрита того же образца ($\delta S^{34} +28,0\%$). Данный факт представляется нам не случайным. По-видимому, в ходе дальнейших исследований будут обнаружены образцы пирита II с изотопным составом серы, соответствующим различным стадиям процесса, с величинами δS^{34} , промежуточными между крайними установленными его значениями (от -20% до $+30\%$), а возможно, и несколько выходящими за пределы этого интервала. Однако преобладать должен изотопно легкий пирит.

Изотопный состав H_2S — более обычного продукта поздних и конечных этапов процесса — благодаря гомогенизации отражает усредненную величину из всех входящих в него изотопно различных порций редуцированного H_2S , к которым может присоединиться и H_2S иного происхождения. Тем не менее наблюдаемые величины δS^{34} H_2S уже самим фактом своей близости с исходными сульфатами говорят об участии в его составе наряду с облегченной серой также и более тяжелой — тяжелее серы исходных сульфатов. Кроме того, имеются отдельные определения H_2S [23], изотопно более тяжелого, чем исходные сульфаты, приближающегося к сульфатам остаточным. Теоретически на ранних стадиях литогенеза при наиболее значительном общем резерве в породах реакционноспособного железа, связывающего легкие порции восстановленной серы, средний изотопный состав редуцированного H_2S должен быть даже тяжелее исходных сульфатов. На более поздних стадиях, когда по мере регионального обеднения пород железом все меньшая часть серы сульфатного включения будет связываться в виде пирита и соответственно большая переходить в H_2S , его изотопный состав должен все больше приближаться к исходному составу сульфатов, вплоть до равного ему. В последнем случае изотопный эффект в ходе реакции по существу будет отсутствовать.

В целом, если исходить из положения о преобладании в составе H_2S поздних продуктов редуцированного процесса в пределах каждого участка при общем относительном смещении процессов его накопления по сравнению с пиритообразованием к поздним стадиям литогенеза, то наблюдаемый изотопный состав H_2S , близкий составу сульфатов, как нельзя лучше соответствует рассмотренным представлениям. Показательно, что принципиально аналогичное явление отсутствия кинетического изотопного эффекта отмечалось [7] при абиогенном восстановлении сульфатов водородом, когда условиями эксперимента определялось точечное использование всего количества твердой фазы сульфатов вокруг центров восстановления, в результате чего обнаружилось соответствие изотопного состава H_2S и исходных сульфатов. Итак, установленный изотопный эффект может быть достигнут благодаря высокому проценту использования сульфатного вещества в каждой точке. Этот фактор, действуя в породах хотя и узко локально, но повсеместно, приводит к соответствующему эффекту и в более крупных масштабах — в объеме залежей, тектонических зон, сероводородоносной формации в целом. Значит, наблюдаемое утяжеление серы действительно может отражать последовательность образования пирита II и H_2S в ходе единого процес-

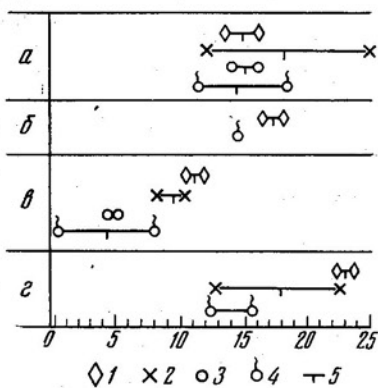
Изотопный состав серы различных серосодержащих соединений в газах, нефтях,

Бассейн, месторождение, возраст сероводородоносных пород	Сульфаты пород	Сульфаты подземных пород
Амударьинский, обобщение для III термобарической зоны, J ₃ *	$\frac{+13,5 \div +16,2}{+14,9}$	$\frac{+12,0 \div +25,1}{+18,1}$
Аквитанский, Лак, J ₃ [17, 21, 29]	$\frac{+16,5 \div +18,0}{+17,2}$	—
Волго-Уральский, Оренбургское, C ₂ -P ₁ [4, 20, 21]	$\frac{+10,2 \div +11,6}{+10,8}$	$\frac{+8,1 \div +10,1}{+9,3}$
Западно-Канадский, месторождения провинции Альберта D ₃ [4, 31]	$\frac{+22,4 \div +23,5}{+23,0}$	$\frac{+12,6 \div +22,6}{+17,8}$

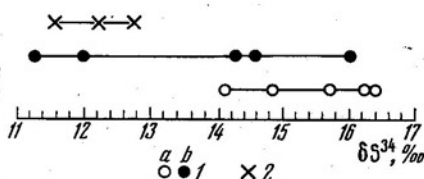
Примечание. В числителе указаны пределы колебания значений δS^{34} , в знаменателе — средние, в скобках ра, полученная при очистке сероводородсодержащего газа (***).

са сульфатредукции как в каждом участке породы, так в значительной степени и в толще в целом в ходе геологического времени.

Поскольку значительное утяжеление серы H₂S и почти полное отсутствие различий в изотопном составе с исходными сульфатами характерны и для других бассейнов земного шара (табл. 4, фиг. 5), данный факт



Фиг. 5



Фиг. 6

Фиг. 5. Изотопный состав серы сероводорода (свободных газов, подземных вод) и сульфатов (пород, вод) крупнейших сероводородоносных бассейнов земного шара (использованные материалы см. в табл. 4)

Сероводородоносные бассейны: а — Амударьинский, месторождения III термобарической зоны, б — Аквитанский, месторождение Лак, в — Волго-Уральский, Оренбургское месторождение, г — Западно-Канадский, месторождение провинции Альберта. Сульфаты: 1 — пород; 2 — подземных вод; сероводород: 3 — подземных вод, 4 — свободных газов; 5 — средние значения

Фиг. 6. Изотопный состав серы сероводорода в газоконденсатных залежах III термобарической зоны Амударьинского бассейна

1 — газ свободный на устье скважин из залежей: а — газоконденсатных, б — газоконденсатных с нефтяными оторочками; 2 — газ дегазации конденсата

приобретает особо важное значение. В различных бассейнах изотопный состав серы H₂S сопряженно следует за его изменениями у разновозрастных сульфатов вмещающих толщ, тем самым подтверждая литологические и другие доводы в пользу генетического родства между этими

Таблица 4

подземных водах и породах крупнейших сероводородоносных бассейнов земного шара

H ₂ S подземных вод	H ₂ S свободных газов	Сера нефтей	H ₂ S нефтей	Пирит
$\frac{+14,1 \div +16,0}{+15,0}$	$\frac{+11,3 \div +18,2}{+14,3}$ (25,0)	$\frac{-11,0 \div -2,4}{-5,8}$	$\frac{-10,7 \div -9,7}{-10,2}$	$\frac{-16,8 \div -6,7}{-11,9}$ (+30,0)
—	+14,5	—	—	—
$\frac{+4,4 \div +5,0}{+4,7}$	$\frac{0 \div +7,8}{+4,1}$	$\frac{0 \div +4,7}{+2,7}$	$\frac{+7,0 \div +7,6}{+7,2}$	—
—	$\frac{+12,2 \div +15,5^{**}}{+13,4}$ +14,5 ^{***}	$\frac{+10,1 \div +15,5}{+12,5}$	—	+16,5

единичные. Звездочками обозначены: данные табл. 3 (*), H₂S из газа газонефтяных месторождений (**), се-

соединениями, а значит, между H₂S и вмещающими породами. Этот факт служит важным аргументом прежде всего против предположения о ювенильном генезисе H₂S. Против последнего предположения свидетельствует, как показано в работе [23], и сама величина значений δS^{34} H₂S, поскольку для ювенильного H₂S наиболее вероятны величины δS^{34} , близкие к нулю, либо незначительное обогащение легким изотопом. Итак, изотопные данные не противоречат предположению об участии редукционного H₂S в составе газовых залежей, а в сопоставлении с литологическими показателями подтверждают большую вероятность такого участия. Вопрос о способе осуществления сульфатредукции (бактериальном или абиогенном) эти данные однозначно не решают, они лишь свидетельствуют, что в пирите II вероятно преобладание продуктов бактериального процесса.

Что касается вопроса о возможности значительного участия в составе газа сероводорода деструктивного, образующегося при разложении сероорганических соединений рассеянного органического вещества и нефтей, то его решение на основании анализа изотопных данных менее однозначно. Изотопный состав серы H₂S, выделяющегося при деструкции, не известен. Наиболее вероятно его обогащение легким изотопом по следующим косвенным данным. Сера нефтей, как отмечалось, обычно изотопно гораздо легче свободного H₂S и сульфатов. Аналогична ей и сера рассеянного органического вещества пород [23]. Характер изотопного фракционирования при деструкции сероорганических соединений не изучен, однако, вероятность утяжеления (тем более значительного) серы в составе образующегося H₂S сомнительна даже с учетом длительности процесса. Значит деструктивный H₂S действительно скорее всего обогащен легким изотопом, что согласуется с представлениями С. П. Максимова с соавторами [23]. Поэтому участие значительных его количеств в составе изотопно тяжелого H₂S свободных газов можно предполагать, лишь допустив возможность изотопного утяжеления H₂S в ходе разнообразных превращений углеводородов, сопровождающих процессы их генерации, миграции и аккумуляции. К сожалению, данные такого рода также практически отсутствуют. Попытки решения этих вопросов на материале природных объектов, в частности на основании совместного анализа сопряженных изменений изотопного состава и концентраций серы в нефтях и H₂S в газах в некоторых бассейнах США и Канады, не дали однозначного ответа [23, 31, 32]. Вместе с тем есть основания ожидать, что для серосодержащих углеводородных смесей мо-

гут дать значительный эффект различные типы изотопного фракционирования серы, сопровождающие фазовые превращения углеводородов их диффузию, адсорбцию и десорбцию, дегазацию, гравитационное разделение и другие процессы, аналогично тому, как это прослежено для изотопов углерода — диффузионный, адсорбционно-хроматографический, дифференциальный, сепарационный и другие типы фракционирования [11]. Особо важными представляются возможные следствия таких превращений в связи с их спецификой в газоконденсатных смесях с характерными для них ретроградными процессами, поскольку основная часть залежей Амударьинского бассейна относится именно к газоконденсатному типу.

Прежде всего весьма существенной может оказаться в этом плане роль фазовых превращений. Как известно, ретроградным процессам в настоящее время отводится все большая роль в осуществлении самого механизма первичной и вторичной миграции углеводородов и формирования их залежей. В частности, для Амударьинского бассейна предполагается [11], что формирование газоконденсатных залежей происходит многостадийно, сопряженно с многократным ретроградным испарением и конденсацией. Да и само накопление H_2S в залежах связывается с ретроградными явлениями [19]. Фактические данные склоняют к предположению о существовании зависимости изотопного состава H_2S от фазового состояния залежей и о концентрировании тяжелой серы в залежах газоконденсатного типа. Отражением этой зависимости является последовательное изотопное утяжеление серы в ряду: H_2S растворенного газа нефтей нефтяных залежей — H_2S попутного газа газонефтяных залежей — H_2S газоконденсатных залежей с нефтяными оторочками, то же, без нефтяных оторочек (фиг. 1, 6). Наличие такой последовательности подтверждает безусловное влияние фазовых превращений и сопряженного разделения различных типов углеводородов на конечное распределение изотопов серы, а также тенденцию к сосредоточению в ходе этих процессов изотопно наиболее тяжелого H_2S в газе газоконденсатных залежей. С данной закономерностью согласуется и более легкий изотопный состав H_2S в газах II термобарической зоны по сравнению с III. Это соответствует общему снижению в пределах II зоны относительной роли углеводородов газоконденсатного типа и повышению роли нефтяных.

Показательно, что аналогичный намеченному ряд прослежен в Амударьинском бассейне и для изотопов углерода: максимально обогащены C^{13} залежи газоконденсатного типа, в несколько меньшей степени — газонефтяные и еще меньше — нефтяные [11]. При этом главную причину приуроченности тяжелых изотопов к газоконденсатным залежам авторы также видят в ретроградных явлениях. Планетарно выраженная связь свободного H_2S с залежами газоконденсатного типа и еще более отчетливая — с зонами накопления газоконденсата свидетельствует, что ретроградные процессы — фактор, действующий повсеместно, во всех бассейнах, а значит, могущий служить и одной из общих причин одинакового изотопного эффекта. Для суждения о вкладе в итоговый изотопный эффект других типов фракционирования данных еще меньше. Однако весьма возможно, что и их вклад значителен. Так, вероятная направленность изотопного фракционирования в результате диффузионного разделения, предполагающая относительное отставание тяжелых изотопов в ходе миграции и их накопление в глубоких зонах разреза за счет ухода легких, хорошо согласуется с реально наблюдаемым распределением изотопов серы H_2S . Поскольку этот процесс мог проявляться на протяжении практически всей геологической истории, не исключено, что ему принадлежит весьма существенная роль.

Сходный изотопный эффект по аналогии с наблюдаемым для углерода, возможно, следует ожидать и в связи с адсорбционно-хроматографическим фракционированием, когда на ранних стадиях миграции угле-

водородов осуществляется предпочтительная десорбция и уход легких изотопов, что обуславливает обогащение тяжелым изотопом поздних и наиболее поздних стадий десорбции. То же относится и к дифференциальному разделению газоконденсатного флюида, при котором устанавливается последовательное утяжеление поздних порций отделяющейся газовой фазы. Общим в направленности всех этих типов разделения изотопов, в разной степени прослеженных для углерода и предполагаемых для серы, является предпочтительный уход легких изотопов на ранних стадиях миграции и отставание тяжелых, которые в результате концентрируются в глубоких зонах разреза.

Можно полагать, что процессы направленного вторичного утяжеления серы касаются H_2S разного генезиса, в том числе редуционного, а не только деструктивного. Однако для последнего, по-видимому, они играют относительно большую роль, поскольку сама генерация такого H_2S более тесно сопряжена с осуществлением процессов генерации, миграции и аккумуляции газоконденсатной системы. Приведенные данные позволяют считать, что в рассматриваемых условиях имеются предпосылки для достижения наблюдаемого относительно тяжелого изотопного состава серы H_2S свободных газов двумя способами: а) непосредственно в ходе сульфатредукции благодаря специфике ее распространения в породах; б) в результате направленного фракционирования в ходе процессов генерации, миграции и аккумуляции углеводородов и сопряженных процессов генерации и накопления H_2S . Второй способ может объяснить общее утяжеление серы H_2S в его гомогенизированной смеси, где находится H_2S разного генезиса, и вместе с тем позволяет допустить значительную долю деструктивного H_2S в общем его балансе.

Итак, изотопные данные способствуют решению следующих генетических положений.

1. Подтверждают генетическую связь H_2S газовых залежей с породами вмещающих их галогенно-карбонатных комплексов как для Амударьинского, так и для других сероводородоносных бассейнов земного шара.

2. В сумме с литологическими показателями уверенно свидетельствуют об осуществлении в породах карбонатной формации на разных этапах литогенеза процессов сульфатредукции и образования восстановленной серы с использованием при этом сульфатной серы самих пород.

3. Подтверждают вероятность присутствия в составе газовых залежей H_2S , образующегося в ходе сульфатредукции, не противореча при этом возможности ее осуществления ни бактериальным, ни абиогенным путем.

4. Допускают участие в газовых залежах деструктивного H_2S .

Таким образом, изотопные данные позволяют предполагать наличие в составе свободных газов H_2S разных генетических типов (бактериальной и абиогенной сульфатредукции и деструктивного), не давая ответа на вопрос о их количественном соотношении в общем балансе. Учитывая изложенное, можно более уверенно сформулировать ряд положений, касающихся генезиса сероводорода.

Важным источником серы H_2S служат сульфаты вмещающей карбонатной формации, являющейся не только сероводородоносной, но и регионально сероводородпроизводящей. Обогащение самой формации сульфатным веществом. обязано высокосульфатным рассолам (бассейновым, иловым, элизионным), поступившим из смежной в разрезе эвапоритовой толщи в период ее формирования, преимущественно на самых ранних стадиях литогенеза карбонатных отложений (диагенез — ранний катагенез). В этом одна из причин характерного для всех бассейнов совместного нахождения сероводородоносных карбонатных формаций с сульфатно-соляными.

Имеют место два главных способа образования H_2S .

1. Сульфатредукция, протекающая в породах карбонатной формации *in situ* с использованием местного источника серы. Процесс осуществляется с различной, в целом убывающей интенсивностью на разных стадиях литогенеза. В диагенезе и в раннем катагенезе — биогенным путем, а на более поздних этапах катагенеза (поздние этапы умеренного и сильный мезокатагенез) в наиболее глубоких зонах бассейна при температурах, приближающихся к 150°, возможно, абиогенным (но лишь с очень незначительной интенсивностью).

2. Деструкция или превращения сернистых соединений рассеянного органического вещества пород и нефтей биохимическим путем на ранних этапах литогенеза и термокаталитическим — на более поздних.

Сера, восстановленная в ходе биогенной сульфатредукции ранних этапов литогенеза, а также H_2S , образующийся в это же время в составе летучих в ходе биохимического разложения органического вещества, в значительной своей части связываются реакционноактивными формами железа в виде пирита (в раннем диагенезе — пирита I, в позднем диагенезе — раннем катагенезе — значительной части пирита II), но в небольших количествах сохраняются в виде H_2S в составе растворенных и сорбированных газов. Генерация H_2S на более поздних этапах катагенеза в ходе термокаталитических процессов деструкции и превращения сероорганических соединений пород и нефтей осуществляется на фоне значительного обеднения среды реакционноспособным железом и все большего сокращения его остаточного резерва в результате продолжающегося образования пирита II, хотя и с все меньшей интенсивностью³. Поэтому H_2S , образующийся в это время, в гораздо большей степени участвует в пополнении его запасов в породах, водах и газах. Сероводород, возможно, продуцируемый в ходе абиогенной сульфатредукции в наиболее глубоких зонах бассейна на относительно наиболее поздних этапах литогенеза, попадает в среду с практически исчерпанным резервом реакционноактивного железа и в своей преобладающей части остается несвязанным.

Итак, формирование залежей газовой серы мы связываем с накоплением H_2S не какого-либо одного генетического типа, а разных, и при этом разных по времени образования. Такое заключение при кажущейся компромиссности по существу наиболее правдоподобно. Действительно, верхнеюрская карбонатная толща, как и другие сероводородоносные формации, представляет собой природную систему с двумя термодинамически неравновесными соединениями, одно из которых (ангидрит) содержит серу в резко окисленном состоянии, а другое (органическое вещество) является сильным восстановителем. Причем эти соединения, находясь в теснейшем контакте, последовательно проходят через зону активного воздействия биогенных факторов, погружаются в зону все более жестких термобарических условий, где также, находясь в течение геологически длительного времени, перемещаются в широком диапазоне изменения термобарических показателей. В такой системе, представляющей собой по существу долгодействующий реактор сероводорода, просто не могли в той или иной степени не проявиться все вероятные для рассматриваемых условий процессы, связанные как с взаимодействием указанных соединений в ходе сульфатредукции, так и с их превращениями. В тех бассейнах, где в карбонатных формациях имелись скопления элементарной серы, процессы ее превращения, несомненно, принимали участие в генезисе сероводорода, причем роль этих процессов при соответствующих количествах такой серы могла, вероятно, стать

³ В глубоких зонах бассейна резерв реакционноактивного железа, возможно, локально пополняется за счет термокаталитического разложения алюмосиликатов железа. Подтверждением служит наблюдаемое иногда в этих зонах тяготение резко повышенных концентраций наиболее поздних выделений пирита II к участкам пород, обогащенным глинистым веществом.

ведущей. Геохимическая нейтральность среды по отношению к H_2S (точнее, ее нейтрализация на какой-то из стадий за счет связывания всего реакционноактивного железа) способствовала реализации в карбонатных формациях сероводородного потенциала в виде свободного H_2S .

Все сказанное характеризует прежде всего H_2S , распространенный на значительных глубинах. В направлении к периферическим частям бассейна вероятно последовательное изменение набора генетических типов H_2S и их соотношения: снижается роль термокаталитической деструкции и полностью исключается абиогенная сульфатредукция. Правда, доля H_2S этих типов может повышаться в результате восходящей миграции из более глубоких зон. Вместе с тем в периферических частях бассейна в пределах глубин влияния инфильтрационных вод возможно развитие современной бактериальной сульфатредукции и соответственно присутствие ее продуктов. Этот процесс затухает в обратном направлении — с ростом глубины.

В целом в разрезе бассейна в зависимости от преобладающего генетического типа H_2S можно предполагать наличие трех зон: нижней — с H_2S сложного генезиса, охарактеризованного выше (деструктивного, остаточного от древней бактериальной сульфатредукции и, возможно, современного абиогенного), с изотопно тяжелой серой, близкой сере исходных сульфатов; верхней — с преобладанием H_2S — продукта современной бактериальной сульфатредукции (гипергенного) с изотопно наиболее легкой серой, и переходной — с H_2S смешанного генезиса, с промежуточными значениями δS^{34} . Нижняя зона примерно соответствует третьей термобарической зоне, охватывающей площадь основной промышленной сероводородоносности, средняя — второй и первой, представленных главным образом залежами Бухарской ступени. Условия верхней зоны наиболее отчетливо реализуются в пределах зоны гипергенеза на участках неглубокого залегания верхнеюрских отложений, в частности на территории юго-западных отрогов Гиссара.

Залежи свободного сероводородсодержащего газа наиболее характерны для нижней зоны. Для средней более характерен H_2S , растворенный в нефтях и подземных водах, а для зоны гипергенеза — преимущественно лишь в подземных водах. Таким образом, типичными для H_2S свободных газов следует считать лишь его генетические типы, установленные для глубоких зон бассейна. Поэтому, хотя H_2S , присутствующий в отдельных газоконденсатных залежах, может иметь различный генезис, однако преобладающим в нем, особенно с переходом на все большие глубины, для которых такие залежи в основном и показательны, является изотопно тяжелый H_2S сложного генезиса, охарактеризованного для нижней зоны. Аналогичная зональность, по-видимому, имеет место и в других бассейнах.

Литература

1. Анисимов Л. А. Закономерности распространения сероводорода в осадочной толще. — Сов. геология, 1970, № 3, с. 75—84.
2. Анисимов Л. А. Условия абиогенного восстановления сульфатов в нефтегазоносных бассейнах. — Геохимия, 1978, № 11, с. 1692—1702.
3. Беленицкая Г. А., Гуревич М. С. Закономерности распространения и критерии прогноза месторождений газовой серы. — Сов. геология, 1978, № 2, с. 3—20.
4. Белый В. Н., Виноградов В. И. Изотопный состав серы и вопросы генезиса высококонцентрированных сероводородных газов нефтегазоносных областей. — Геол. нефти и газа, 1972, № 7, с. 37—41.
5. Биохимия диагенеза осадков океана. М.: Изд-во АН СССР, 1976, 208 с.
6. Валитов Н. Б. Роль элементарной серы в образовании глубинного сероводорода в карбонатных коллекторах. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4, с. 969—972.
7. Виноградов В. Н., Белый В. М. Экспериментальное определение изотопного фракционирования серы при высокотемпературном восстановлении сульфатов. — В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967, с. 118—127.
8. Газоносность Восточной Туркмении и перспективы дальнейшего прироста запасов газа (Амурский Г. И., Анналиев А. А., Гончаров В. С. и др. — НТО ВНИИГазпром. Сер. геол. и разв. газ. и газоконд. месторожд. 1974, 46 с.

9. Григорьев С. М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1954, 262 с.
10. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных подземных вод. М.: Недра, 1972, 280 с.
11. Изотопный состав углерода природных газов как источник информации об условиях их образования и формирования залежей/Алексеев Ф. А., Лебедев В. С., Крылова Т. А., Сингаевский Е. Д.— В кн.: Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Наука, 1977, с. 75—89.
12. Каримов А. К., Брауде А. Н., Хуришудова Е. С. К вопросу генезиса сероводорода природных газов.— Геол. и разв. газ. и газоконд. месторожд., 1975, вып. 6, с. 14—19.
13. Карцев А. А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1969, 272 с.
14. Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. М.: Гостоптехиздат, 1950, 165 с.
15. Лондон Э. Е., Кузнецов В. Г., Бухвалов А. С. Перспективы поисков месторождений сероводородсодержащих газов.— В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974, с. 176—192.
16. Наризная В. Е. Некоторые закономерности распространения сероводородсодержащих газов.— Геол. нефти и газа, 1967, № 7, с. 50—54.
17. Нильсен Х. Модельные оценки баланса изотопов серы в древних океанах.— В кн.: Сб. докладов I Междунар. геол. конгресса. М., 1973, т. IV, кн. 1, с. 127—140.
18. Панкина Р. Г., Мехтиева В. Л., Гуриева С. М. Изотопный состав сульфатной серы пластовых вод некоторых нефтегазоносных территорий Советского Союза.— Геол. нефти и газа, 1976, № 7, с. 43—48.
19. Образование и распределение свободного сероводорода в осадочных отложениях/Гуревич М. С., Беленицкая Г. А., Мишнина Т. А., Озябкин В. Н.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 241, с. 148—157.
20. О генезисе сероводорода Оренбургского газоконденсатного месторождения/Панкина Р. Г., Максимов С. П., Шпильман И. А., Шугов Г. Я.— Геол. нефти и газа, 1971, № 1, с. 13—18.
21. Особенности распределения изотопов аргона, серы и углерода в газах Оренбургского газоконденсатного месторождения/Гаврилов Е. Я., Гриненко В. А., Журов Ю. А. и др.— Геол. нефти и газа, 1973, № 8, с. 26—31.
22. Поливанова А. И. Происхождение подсолевых рассолов и их роль в газообразовании. Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол. мин. наук. М., 1976, 40 с.
23. Происхождение сероводорода в газах Амударьинской синеклизы (по изотопному составу серы)/Максимов С. П., Панкина Р. Г., Смахтина А. М., Гаврилов Е. Я.— Тр. ВНИГНИ, 1975, вып. 174, с. 122—134.
24. Радченко О. А. Геохимические закономерности размещения нефтеносных областей мира. Л., Недра, 1965, 313 с.
25. Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4, с. 65—92.
26. Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1940, 289 с.
27. Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970.
28. Compaction accumulated Sour gas in Western Canada.— Oilweek, 1967, v. 18, № 43, p. 24—29.
29. Holser W. T., Kaplan I. R. Isotope geochemistry of Sedimentary Sulfates.— Chem. Geol., 1966, v. 1, № 2, p. 93—135.
30. Le Tran K. Etude geochemique de l'hydrargene Sulfure adsorbé dans les sédiments.— Bull. Centre Rech. Pau, 1971, v. 5, № 2, p. 321—333.
31. Thode H. G., Monster I., Danford H. B. Sulphur isotope abundances in petroleum and associated materials.— Bull. AAPG, 1958, v. 42, № 11, p. 2619—2641.
32. Vredenburg L. D., Cheney E. S. Sulphur isotopic fractionation accompanying maturation of Paleozoic petroleum, Wind River Basin, Wyoming.— Synopsis. Mountain Geology, 1970, v. 7, № 2, p. 83—87.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.492.1 (574.1)

**АЛУНИТ-ГИББСИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СВЯЗИ
С СЕРНОКИСЛОТНЫМ ВЫВЕТРИВАНИЕМ
В АКТЮБИНСКОМ ПРИУРАЛЬЕ**

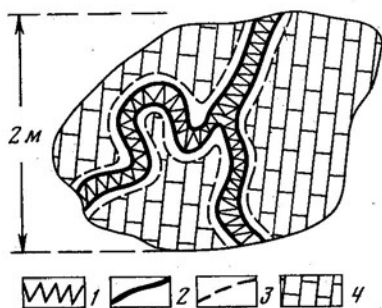
КИСЕЛЕВ Л. И., ПЕРФИЛЬЕВ Н. И.

При изучении сероносности верхнепалеозойских отложений Западно-Казахстана в 1970 г. Н. И. Перфильевым на Жилианской антиклинальной структуре обнаружено присутствие минералов «свободного» глинозема в карбонатно-гипсовых породах кунгурского яруса перми, вскрытых карьерами по добыче каменных строительных материалов. Позднее эти карьеры были обследованы другим автором настоящей статьи, в результате чего присутствие алунист-гиббсит-гипсовых пород было подтверждено. Жилианская антиклинальная складка находится в районе г. Актюбинска, в пределах Актюбинского Приуралья, составляющего часть Южно-Уральского периклинального прогиба [1]. В ядре складки обнажаются отложения верхов артинского яруса, а крылья сложены породами кунгурского яруса и верхней перми. Свод структуры и восточное крыло надвинуты на западное, из-за чего она приобрела асимметричное строение: падение пород на западном крыле значительно круче, чем на восточном. По геолого-сейсмическим данным, протяженность Жилианской складки не менее 24 км, а ширина в сводовой части около 3 км. Верхнеартинские отложения представлены разнозернистыми песчаниками, гравелитами с прослоями глин и аргиллитов, поверх которых залегают мощная пачка конгломератов полимиктового состава [4]. В разрезе кунгурских отложений Жилианской антиклинали, по данным этого же автора, выделяются три пачки: нижняя — преимущественно терригенная, средняя — сульфатно-карбонатная и верхняя — карбонатно-терригенная. Для средней пачки характерно присутствие в разрезе гипса, а для верхней — водорослевых известняков. Верхнепермские отложения имеют терригенно-карбонатный состав и преимущественно красно-бурую окраску. В границах свода антиклинали на складчатом палеозойском основании залегают ниже-среднеюрские отложения, выполняющие эрозионно-карстовую депрессию. Глубоким бурением установлена нефтегазоносность артинских отложений, не имеющая промышленного значения.

Складчатость и образование надвиговых структур произошли в раннем мезозое. В альпийское время отмечалась тектоническая активизация, проявившаяся в блоковых подвижках по зоне надвига и более молодым субширотным нарушениям. В пределах западного крыла Жилианской антиклинали, осложненного надвигом, отмечается мощная зона вторичной кальцитизации и сернокислотного преобразования пород.

В южной части этого крыла открыта небольшая залежь самородной серы. В зоне кальцитизации встречаются целестин, прожилки и гнезда закированной нефти; породы сильно пахнут сероводородом. Зона кальцитизации с пережимами и раздувами прослеживается по всей длине обнаженной части западного крыла. Особенно больших размеров эта зона достигает в районе карьера, где наблюдается система субширотных трещин. Кальцитом здесь пропитана толща песчаников, пронизаны прожилками пласты известняков и частично замещены прослои гипса. Кальцит представлен в виде цемента, гнезд и сети прожилков. Зона вторичной кальцитизации оказалась менее податливой эрозии и поэтому в рельефе получила выражение в виде изометричной возвышенности, массива. Это обстоятельство создало впечатление, что массив представляет собой инородное крупное тело, «протыкающее» кунгурскую осадочную толщу, и дало основание некоторым исследователям трактовать его как рифовое сооружение.

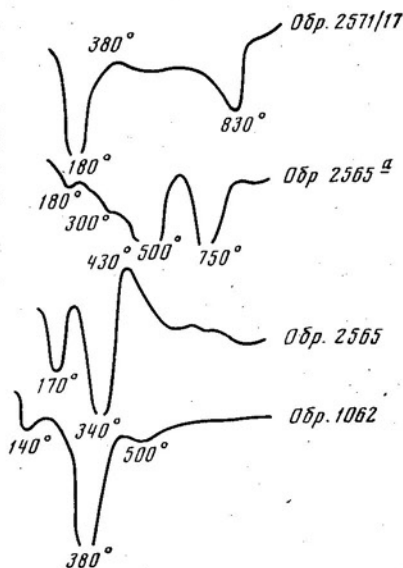
Сернокислотному выветриванию подвергнута вторично кальцитизированная осадочная толща чередующихся песчаников, доломитизированных известняков и



Фиг. 1

Фиг. 1. Схема строения прожилков в известняках

1 — крупнокристаллический гипс; 2 — глинисто-гипс-алунит-гиббситовая порода; 3 — оторочка жилы арагонит-кальцитового состава; 4 — желтовато-серый известняк

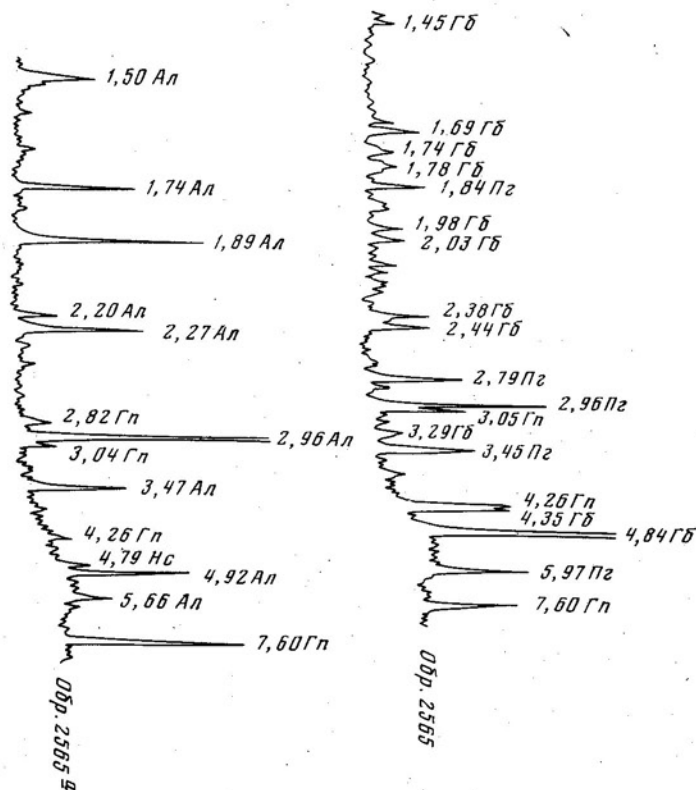


Фиг. 2

Фиг. 2. Дифференциальные кривые нагревания образцов пород, выполняющих прожилки в известняках на Жилианской антиклинали

гипсокальцитов. В карбонатных породах в результате сернокислотного выветривания образовались пустоты и карстовые полости, заполненные пестроокрашенной известковистой глиной с обломками известняка, песчаника и гипса. Там, где процесс сернокислотного выветривания проявился наиболее интенсивно, карстовые полости заполнены белой мелоподобной, жирной на ощупь породой с прожилками и гнездами крупнокристаллического гипса. Местами породы более плотные, имеют фарфоровидный облик, брекчированы, липнут к языку. Среди них широко развиты алунит и ярозит. Иногда встречаются скопления агрегатов гиббсита. Минералы глинозема приурочены к пустотам или прожилкам мощностью 0,1—0,2 м, секущим желтовато-серые известняки. Строение прожилков в схеме показано на фиг. 1. Центральная часть их занята агрегатом крупных прозрачных кристаллов гипса, ориентированных длинной своей осью преимущественно поперек прожилков и образующих щетки. Между кристаллами гипса местами сохраняются реликты зернистых агрегатов кальцита, арагонита и темно-бурых железистых минералов (фиг. 2, обр. 2571/17).

В гипсовой массе алунит образует гнезда фарфоровидного облика светло-серого, почти белого цвета. В шлифах местами видно как бы разделение зерен гипса агрегатами алунита и прожилковые выделения последнего. Кривая нагревания гипс-алунитовой породы приведена на фиг. 2 (обр. 2565^a), а фрагмент дифрактограммы — на фиг. 3, где рефлексы алунита и гипса выступают довольно четко; по рефлексу с $d = 4,79 \text{ \AA}$ предполагается присутствие нордстрандита. В других прожилках алунит уступает место гиббситу, порода становится гипс-гиббитовой. Она имеет белый цвет со светло-желтыми участками, отвечающими



Фиг. 3. Дифрактограммы пород, выполняющих прожилки в известняках на Жилианской антиклинали

Гп — гипс; Пг — полугидрат (частично обезвоженный гипс, видимо, за счет растирания в ступке при подготовке пробы); Гб — гиббсит; Ал — алунит; Нс — нордстрандит

агрегатам гиббсита. Под микроскопом видно мелко- или микрокристаллическое строение агрегатов гиббсита, тяготеющих к стенкам пустот в породе. Крупные кристаллы гипса образуют прожилки толщиной до 4—5 мм. Гипс-гиббитовый состав породы подтверждается данными термического и дифрактометрического исследований (фиг. 2, обр. 2565, 1062 и фиг. 3, обр. 2565). Химический состав (%) породы (обр. 2565) следующий:

SiO ₂	— 4,94	MgO	— 0,58
Al ₂ O ₃	— 43,33	K ₂ O	— 0,11
Fe ₂ O ₃	— 0,49	Na ₂ O	— 0,04
FeO	— 0,37	SO ₃	— 9,62
TiO ₂	— 0,10	CO ₂	— н. о.
MnO	— 0,64	П. п. п.	— 32,80
P ₂ O ₅	— н. о.	H ₂ O	— 1,48
CaO	— 5,84	Сумма	— 100,34

В породе в отличие от боксита очень мало двуокиси титана и окислов железа. По пересчету минеральный состав ее такой (%): гиббсит — 60, каолинит — 10,5, гипс — 17,7, алунит — 0,5 и около 11 — примеси других окислов и минералов. Судя по описанию шлифов, состав пород, образующих прожилки, довольно непостоянный. Появление гиббсита в необычных минеральных ассоциациях Жилианской структуры объясняется проявлением сернокислотного выветривания. Предполагается, что в неогеновое время по зоне трещиноватости, оперяющей плоскость надвига, имел место интенсивный подток в карбонатно-сульфатную толщу нефтяных вод и газообразных углеводородов. В результате редукции сульфатов, происходившей под влиянием углеводородов, образовалась крупная залежь самородной серы, не вышедшая на дневную поверхность. Одновременно в большом количестве образовался кальцит, который, как отмечалось выше, интенсивно пропитал породы среднекунгурской толщи. В четвертичное время при новейших подвижках и денудации залежь самородной серы была выведена в зону интенсивного приповерхностного водообмена и аэрации. В результате окисления эта залежь была разрушена. При окислении серы образовалась серная кислота, которая привела к глубоким минеральным превращениям пород с образованием достаточно мощной зоны сернокислотного выветривания. В результате последнего и образовались гнезда и прожилки гиббсита и алунита в карстовых полостях.

В литературе длительное время обсуждается правомочность сернокислотной теории (или теории сульфидного выветривания) образования бокситов. Г. И. Бушинский [2], критически рассмотревший фактический материал о роли сернокислотного выветривания в образовании бокситов, пришел к выводу, что гидроокись алюминия может осаждаться из природных сульфатных растворов. В его книге приводятся примеры того, как сернокислые воды, образующиеся за счет окисления пирита или сульфидных руд свинца и цинка, растворяют часть глинозема из алюмосиликатных пород, переносят его и осаждают при нейтрализации кислых растворов. Наиболее полно эти вопросы рассмотрены в работе [3] и более ранних работах того же автора. Описанный нами пример образования гиббситовой минерализации на Жилианской структуре при сернокислотном выветривании свидетельствует о многообразии природных условий концентрации глиноземного вещества. Наряду с этим имеющийся фактический материал по геологии месторождений бокситов свидетельствует, что в образовании промышленных месторождений бокситов главенствующая роль принадлежит латеритному процессу.

Литература

1. Авров П. Я., Дальян И. Б. Тектоника. Актюбинское Приуралье.— В кн.: Геология СССР. Т. XXI (Западный Казахстан), ч. I, кн. 2. М.: Недра, 1970, с. 72—87.
2. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975, с. 416.
3. Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М.: Недра, 1960, с. 257 (Тр. ВИМС, вып. 5).
4. Замаренов А. К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1970, с. 172.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ И ФОСФАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА АСЕЙСМИЧНЫХ ПОДВОДНЫХ ХРЕБТАХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И МАТЕРИКОВОМ СКЛОНЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

ФЕСЮНОВ О. Е.

Геологическими наблюдениями, проводившимися в 1973—1977 гг. экспедициями АзчерНИРО при комплексных океанологических исследованиях глубоководных районов Индийского океана, установлено, что обширные участки вершинных поверхностей подводных хребтов океана и материкового склона Юго-Восточной Африки лишены покрова рыхлых современных осадков. На таких площадях донными тралами, а также дночерпателями и грунтовыми трубками нередко поднимаются различных размеров обломки пород, обогащенных железом, марганцем и фосфором.

Изучение химического состава 26 образцов, собранных на глубинах от 400 до 1400 м на вершинных поверхностях Западно-Австралийского, Маскаренского, Мадагаскарского и Мозамбикского хребтов и в верхней части материкового склона Юго-Восточной Африки (см. фигуру), пока-

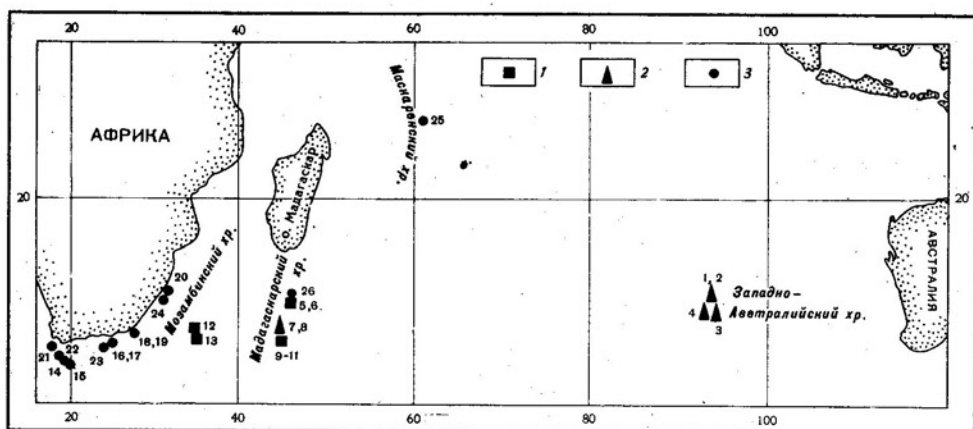


Схема отбора образцов донных отложений

1 — железомарганцевые слабофосфатные образования; 2 — железомарганцевые фосфатные; 3 — фосфориты. Цифры на рисунке соответствуют порядковым номерам проб в табл. 1

зало, что пробы представляют три группы пород: 1) слабофосфатные или бесфосфатные железомарганцевые образования (содержание окиси фосфора менее 5%, марганца более 1%); 2) фосфатные железомарганцевые образования (содержание окиси фосфора более 5%, марганца более 1%); 3) фосфориты или фосфатизированные известняки (содержание окиси фосфора более 5%, марганца менее 1%).

Слабофосфатные железомарганцевые образования встречаются на Мадагаскарском (пять образцов) и Мозамбикском (два образца) хребтах на глубинах 1200—1330 м (табл. 1, обр. 5, 6, 9—13). Они залегают преимущественно в виде корок толщиной 1—2 см и более на коренных породах. Железомарганцевые образования слабокарбонатные, с низким содержанием кремния и алюминия. По сравнению с железомарганцевыми конкрециями глубоководных районов Мирового океана [2, 3] в данных породах отмечается повышенное содержание фосфора. Для желе-

Химический состав железомарганцевых и фосфатных пород, %

№ пробы	№ станции, образца	Глубина, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	CaO	MgO	MnO	Mn	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	NiO
Западно-Австралийский хребет																
1	260,1	1370	9,28	2,00	0,08	29,47	20,7	20,60	2,26	9,48	7,35	2,41	0,18	1,15	7,24	0,17
2	260,2	1370	6,44	1,69	0,08	15,00	10,6	40,00	1,60	3,70	2,87	0,78	0,10	1,80	4,21	
3	268	1270	3,92	3,80	0,06	41,17	7,85	28,30	4,00	19,77	15,30	0,52	0,40	1,62	11,00	0,29
4	295	1200	3,26	2,02	0,08	3,90	2,79	30,35	3,29	33,00	25,60	0,37	0,15	1,05	8,69	0,30
	Минимум		3,26	1,69	0,06	3,90	2,79	20,60	1,60	3,70	2,87	0,37	0,10	1,05	4,21	
	Максимум		9,28	3,80	0,08	29,47	20,7	40,00	4,00	33,00	25,60	2,41	0,40	1,80	11,00	
	Среднее		5,73	2,38	0,08	14,9	10,5	29,8	2,79	16,5	12,8	0,94	0,21	1,41	7,78	
Мадагаскарский хребет																
5	38—0	1285	2,04	0,97	0,00	14,19	9,92	22,00	2,30	32,78	25,4	0,58	0,50	2,30	0,83	0,25
6	38,2	1285	0,96	0,57	0,13	18,95	13,38	5,56	7,58	28,98	22,45	0,70	0,40	1,45	0,69	0,29
7	96,31	1200	24,14	5,72	0,60	11,46	8,49	22,00	4,70	5,42	4,20	1,22	1,36	2,25	7,05	0,18
8	96,0	1200	3,50	2,33	0,91	15,33	11,44	24,00	2,53	22,35	17,31	0,55	0,55	1,55	8,01	0,21
9	96,2	1200	4,06	1,70	0,29	29,60	20,96	9,00	2,79	26,00	20,9	1,25	0,50	2,05	1,06	0,19
10	96,1	1200	3,36	1,39	0,08	25,31	17,78	8,60	3,59	24,97	19,2	1,29	0,28	1,95	1,15	0,25
11	96,3	1200	3,30	1,39	0,08	24,76	17,38	8,00	2,93	25,73	19,93	1,16	0,28	1,85	0,99	0,33
	Минимум		0,96	0,57	0,00	11,46	8,49	5,56	2,30	5,42	4,20	0,55	0,28	1,45	0,69	0,18
	Максимум		24,14	5,72	0,91	29,60	20,96	24,00	7,58	32,78	25,4	1,29	1,36	2,30	8,01	0,33
	Среднее		3,45	2,07	0,30	20,0	14,2	14,2	3,77	24,8	18,4	0,96	0,55	1,91	2,82	0,24
Мозамбикский хребет																
12	19,1	1330	8,00	0,39	0,34	33,45	23,7	1,97	0,25	28,72	22,2	1,65	0,46	1,80	0,64	
13	19,2	1330	6,86	2,09	0,07	31,66	22,2	40,18	2,98	19,67	15,3	1,40	0,42	1,58	4,30	

Южная Африка

14	170	590	23,9	3,53	1,05	5,57	4,72	30,20	2,77	0,05	0,04	0,16	1,98	0,90	8,06
15	450,1	520	9,8	1,74	0,53	5,72	4,41	38,82	1,04	0,01	0,01	0,06	0,65	1,00	20,15
16	520,1	595	17,20	2,55	0,39	1,80	1,56	38,05	1,44	0,01	0,01	0,07	0,50	1,00	12,92
17	520,2	595	5,74	1,28	0,32	20,74	14,75	34,26	1,18	0,05	0,04	0,03	0,40	0,80	14,29
18	574,1	470	12,74	2,52	1,13	3,35	3,22	39,81	1,99	0,00	0,00	0,04	1,30	1,00	18,78
19	574,2	470	18,98	3,16	0,67	2,72	2,42	36,65	1,42	0,00	0,00	0,12	0,80	1,30	17,91
20	585,1	830	13,10	2,52	0,46	7,32	5,48	34,72	2,25	0,08	0,06	0,06	0,80	1,30	15,85
21	802,2	885	15,54	2,91	0,67	2,40	2,20	38,52	2,44	0,00	0,00	0,10	0,90	1,30	19,97
22	191	400	11,98	2,00	1,04	3,44	3,22	40,25	0,86	0,01	0,01	0,49	0,93	1,10	22,02
23	217,3	1240	33,52	5,11	0,60	7,17	5,47	25,26	1,05	0,06	0,05	0,30	1,33	1,47	11,63
24	586,2	950	24,08	3,74	0,39	4,27	3,28	32,77	1,83	0,09	0,07	0,28	0,60	1,20	15,75
	Минимум		5,74	1,28	0,32	1,80	1,56	25,26	0,86	0,00	0,00	0,03	0,40	0,80	8,06
	Максимум		33,52	5,11	0,13	20,74	14,75	40,25	2,77	0,09	0,07	0,49	1,98	1,47	22,02
	Среднее		17,00	2,8	0,66	5,9	4,6	35,4	1,66	0,03	0,02	0,15	0,93	1,13	16,1

Маскаренский хребет

25	192	500	0,20	0,27	0,13	0,61	0,53	49,81	0,77	0,10	0,08	0,05	0,10	1,45	23,82
----	-----	-----	------	------	------	------	------	-------	------	------	------	------	------	------	-------

Мадагаскарский хребет

26	38,1	1285	0,38	0,81	0,06	2,33	1,68	52,07	1,44	1,10	0,85	0,15	0,14	0,75	9,62
----	------	------	------	------	------	------	------	-------	------	------	------	------	------	------	------

Таблица 2

Основные характеристики химического состава железомарганцевых и фосфатных пород, %

Тип	Слабофосфатные		Фосфатные	Фосфориты	
	Мадагаскарский хребет	Мозамбикский хребет		Маскаренский и Мадагаскарский хребты	Материковый склон Африки
Количество образцов	5	2	6	2	11
SiO ₂	$\frac{0,96-4,06}{2,74}$	$\frac{6,86-8,00}{7,43}$	$\frac{3,26-24,14}{8,43}$	$\frac{0,20-0,38}{0,29}$	$\frac{5,74-33,52}{17,0}$
Al ₂ O ₃	$\frac{0,57-1,70}{1,20}$	$\frac{0,39-2,09}{1,24}$	$\frac{1,69-5,72}{2,92}$	$\frac{0,27-0,81}{0,54}$	$\frac{1,28-5,11}{2,8}$
Fe _{общ}	$\frac{9,92-20,96}{15,9}$	$\frac{22,2-23,7}{23,0}$	$\frac{2,79-20,7}{10,2}$	$\frac{0,53-1,68}{1,10}$	$\frac{1,56-14,75}{4,6}$
CaO	$\frac{5,56-22,0}{10,6}$	$\frac{1,97-10,18}{6,08}$	$\frac{20,6-40,00}{27,6}$	$\frac{49,81-52,07}{50,94}$	$\frac{25,26-40,25}{35,4}$
MgO	$\frac{2,30-7,58}{3,83}$	$\frac{0,25-2,98}{1,12}$	$\frac{1,60-4,70}{3,06}$	$\frac{0,77-1,44}{1,10}$	$\frac{0,86-2,77}{1,66}$
Mn	$\frac{19,2-25,4}{21,6}$	$\frac{15,3-22,2}{18,8}$	$\frac{2,87-25,60}{12,1}$	$\frac{0,08-0,85}{0,46}$	$\frac{0,00-0,07}{0,02}$
TiO ₂	$\frac{0,58-1,29}{1,00}$	$\frac{1,40-1,65}{1,52}$	$\frac{0,37-2,11}{0,93}$	$\frac{0,05-0,15}{0,10}$	$\frac{0,03-0,49}{0,15}$
K ₂ O	$\frac{0,28-0,50}{0,39}$	$\frac{0,42-0,46}{0,44}$	$\frac{0,10-1,36}{0,45}$	$\frac{0,10-0,14}{0,12}$	$\frac{0,40-1,98}{0,93}$
Na ₂ O	$\frac{1,45-2,30}{1,92}$	$\frac{1,58-1,80}{1,69}$	$\frac{1,05-2,25}{1,57}$	$\frac{0,75-1,45}{1,10}$	$\frac{0,80-1,47}{1,13}$
P ₂ O ₅	$\frac{0,69-1,15}{0,94}$	$\frac{0,64-4,30}{2,47}$	$\frac{4,21-11,00}{7,70}$	$\frac{9,92-23,82}{16,72}$	$\frac{8,06-22,02}{16,1}$

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

железомарганцевых образований Мозамбикского хребта характерно более высокое содержание таких элементов, как титан, кремний, железо, возможно, алюминий (табл. 2). Это, вероятно, связано с тем, что Мозамбикский хребет расположен гораздо ближе к материку, чем Мадагаскарский. По классификации Н. С. Скорняковой [3], рудные образования Мадагаскарского хребта относятся к железомарганцевым, Мозамбикского — к марганцево-железистым (отношение марганец : железо менее 1).

Фосфатные железомарганцевые корки обнаружены на Западно-Австралийском (четыре образца, глубины 1200—1370 м) и Мадагаскарском хребтах (два образца, глубина 1200 м) и представлены карбонатными породами со средними содержаниями марганца, железа и фосфора соответственно 12,1; 10,2; 3,4%. Отношение марганец : железо меняется в широких пределах — от 0,27 до 9,19. Для этого типа пород по сравнению с предыдущим характерно резкое увеличение содержаний фосфора и кальция при почти столь же значительном уменьшении содержаний марганца и железа. Наименьшие содержания кремния, алюминия, магния и калия отмечаются в образцах с Западно-Австралийского хребта. Содержания никеля как в слабофосфатных, так и в фосфатных железомарганцевых образованиях меняются в сравнительно небольших пределах. Среднее содержание никеля для обеих групп пород составляет 0,18%, что значительно меньше, чем содержания никеля в железомарганцевых конкрециях Тихого океана [3] и восточной части Индийского [4].

Фосфориты встречены в основном на материковом склоне Юго-Восточной и частично Южной Африки, примыкающем с востока к известной фосфатоносной провинции отмели Агульяс и шельфа Юго-Западной Африки [1, 5]. Сравнение среднего состава фосфоритов материкового склона Юго-Восточной Африки и фосфоритов этой провинции показывает, что между ними нет существенной разницы и что те и другие фосфориты принадлежат к близким по химическому составу разновидностям, которые можно объединить в морской окраинно-материковый тип, характеризующийся сравнительно высоким содержанием кремнезема, а также заметным присутствием глинозема и железа. Второй тип фосфоритов, резко отличающийся по химическому составу от фосфоритов окраинно-материкового типа, встречен на Мадагаскарском и Маскаренском хребтах. Они приурочены к районам открытого океана с карбонатным осадконакоплением, удаленным от материков и соответственно от источников поступления терригенного материала. Видимо, этим определяются и основные отличия в химическом составе: почти полное отсутствие кремнезема и глинозема, высокое содержание карбонатов. Сходные по составу фосфориты ранее были встречены на подводных горах центральной части Тихого океана [1], и, по-видимому, эти разновидности могут рассматриваться как фосфориты карбонатного океанического типа.

Литература

1. Батурин Г. Н., Безруков П. Л. Фосфориты на дне океанов.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 237—258.
2. Метро Дж. Минеральные богатства океана. М.: Наука, 1969.
3. Скорнякова Н. С. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 190—240.
4. Скорнякова Н. С., Безруков П. Л., Базилевская Е. С., Гордеев В. В. Железомарганцевые конкреции восточной части Индийского океана (зональная и локальная изменчивость).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 3, с. 3—18.
5. Birch J. F. Phosphatic rocks on the western margin of South Africa.— J. Sediment. Petrol., 1979, v. 49, № 1.

АзчерНИРО,
Керчь

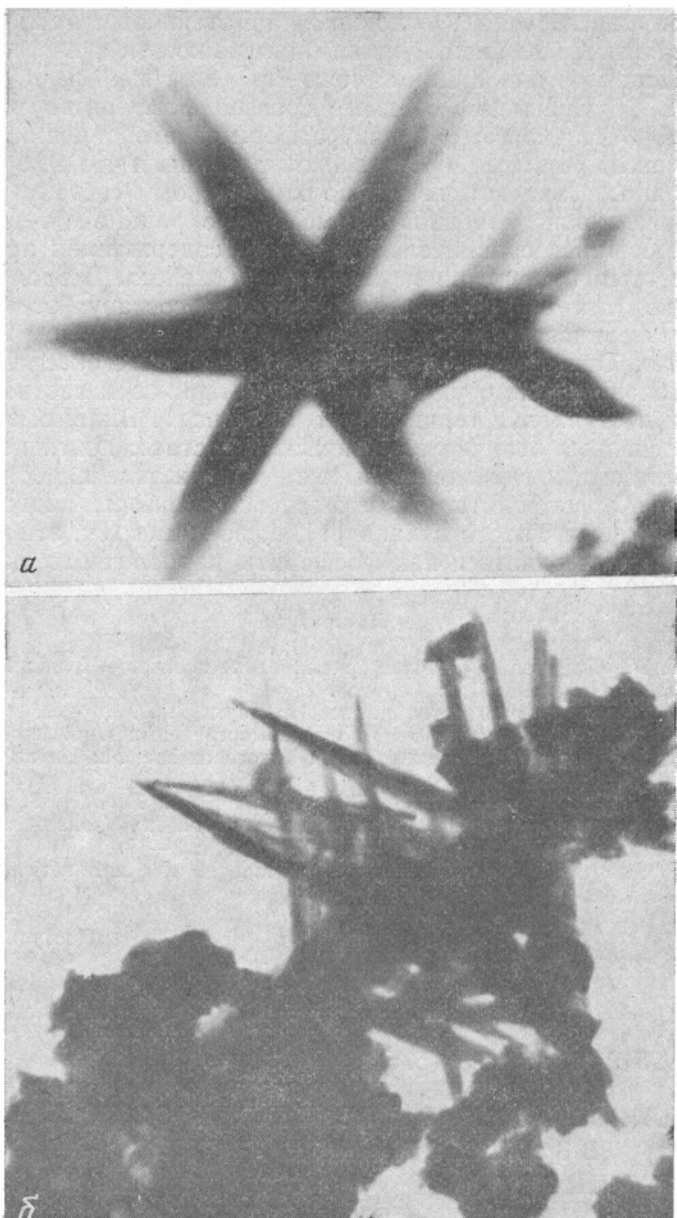
Поступила в редакцию
4.1.1980

УДК 550.4 : 549.261 : 551.733 (575.3)

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЛЕНОК ГИДРООКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА В ЗОНАХ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД СИЛУРИЙСКОЙ ПЕСЧАНО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

ИВАНОВА Т. К., ЯРОВАЯ В. С.

Железистые пленки приурочены в основном к силурийской песчано-сланцевой формации и развиты в зонах трещиноватости пород. Это, несомненно, экзогенные образования, но они не являются продуктами современной коры выветривания. Известняки характеризуются слабощелочной средой, неблагоприятной для миграции железа. Поэтому карбонатные породы: лудловские, девонские, нижнекарбонные известняки, как правило, не содержат пленок. С пород пленки снимались специально изготовленными скребками, обладающими высокой прочностью и износостойчивостью. Для исследования вещественного состава пленок отобрано 250 проб. По внешнему виду пленки отличаются неодинаковой мощностью. Часто они представлены в виде тонкого налета, крепко сцементированного с породой, реже наблюдаются их охристые скопления.

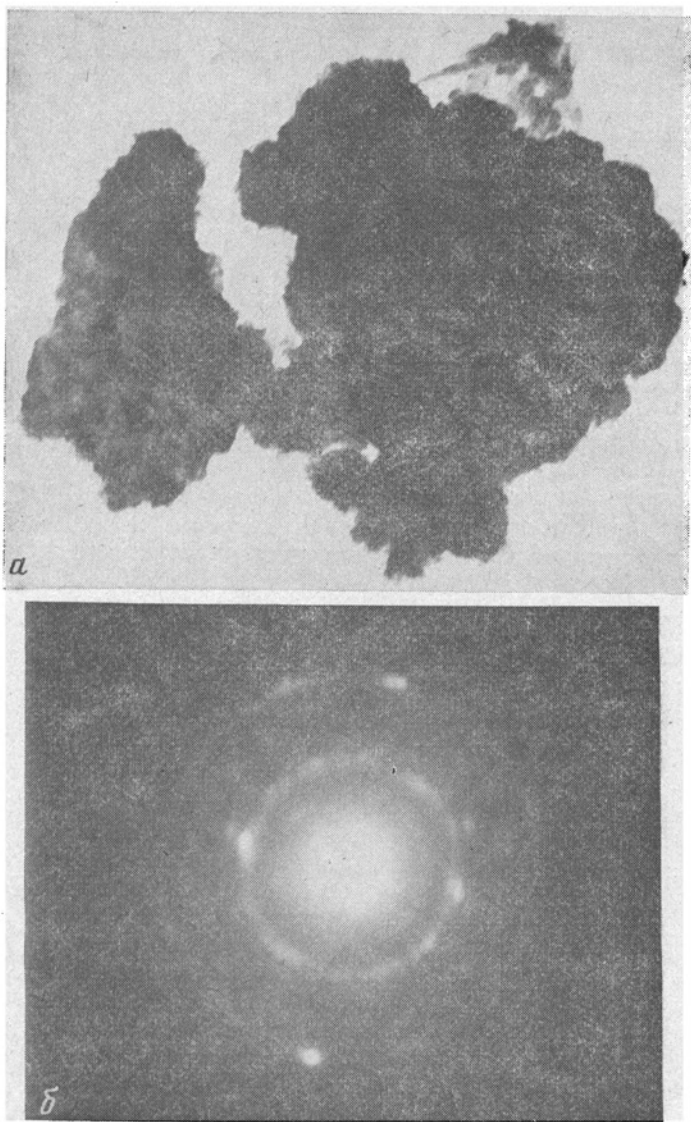


Фиг. 1. Игольчатая разновидность гётита

a — игольчатые кристаллы гётита, образующие сростки в виде тройников (проба 104), увел. 120 000; *б* — агрегаты игольчатых кристаллов гётита (проба 76), увел. 48 000

Цвет пленок желтый, коричневый, иногда темно-малиновый. Определение минерального состава пленок проводилось методами электронной микроскопии и термического анализа.

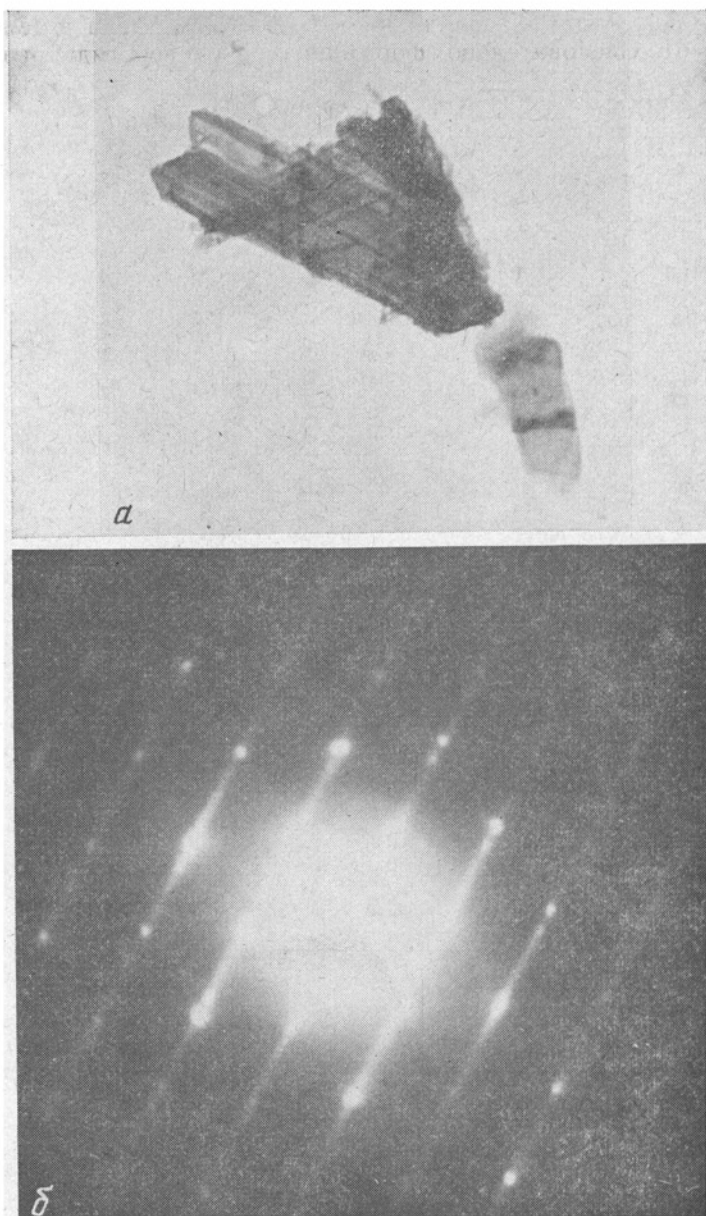
Электронно-микроскопические исследования. Нами изучены пять наиболее представительных проб (104, 76, 103-1, 79а, 276), отобранных в долине р. Зеравшан (между сел. Матча и Айни) и в долине р. Шинг (между сел. Шинг и Падрут). Обогащение гидроокислами железа фракций осуществлялось методом отмучивания: пробу высыпали в стакан, заливали дистиллированной водой и неоднократно перемешивали. В ре-



Фиг. 2. Гематит

a — агрегаты коллоидальных частиц гематита (проба 79а), увел. 48 000; *б* — микродифракционная картина гематита

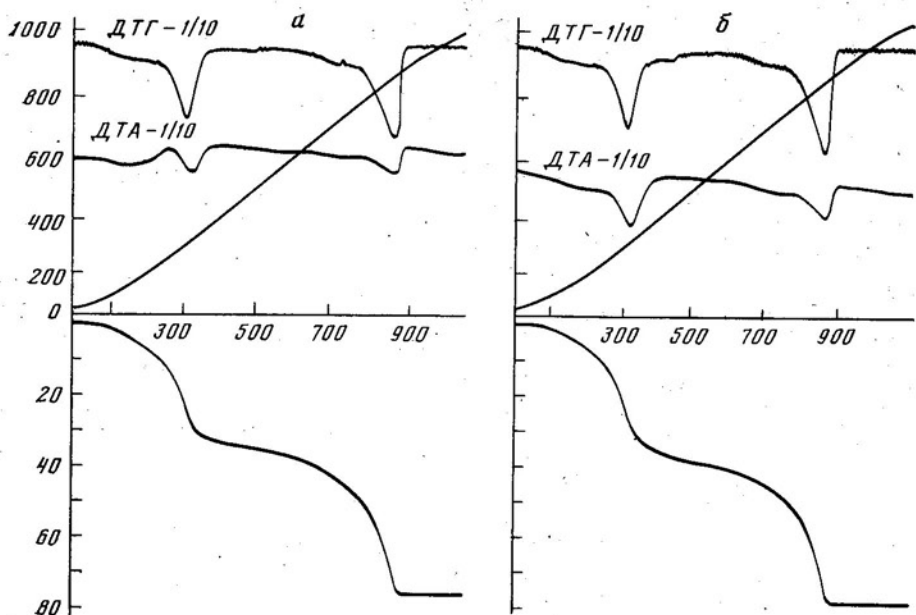
в результате пленка гидроокислов железа поднималась к поверхности, а силикатный материал пробы оставался на дне стакана. Жидкость с пленкой декантировали, пленку отфильтровывали и высушивали при комнатной температуре. Полученный таким образом светло-коричневый рыхлый порошок, содержащий главным образом гидроокислы железа, без дополнительной отборки подвергался электронно-микроскопическим исследованиям, которые проводились методом суспензии в сочетании с микродифракцией электронов. Суспензия образца готовилась на дистиллированной воде путем диспергирования на ультразвуковом диспергаторе УЗДН-2 в течение 5 мин при частоте 36 мГц. Капля суспензии наносилась на коллодиевую пленку — подложку, укрепленную напыленным в вакууме углеродом. После испарения жидкости препарат просматривался под электронным микроскопом марки Tesla-BS-500.



Фиг. 3. Тодорокит

a — пластинчатые сростки тодорокита (проба 276), увел. 48 000; *б* — микродифракционная картина тодорокита

В мономинеральных фракциях (пробы 104, 76) обнаружены две морфологические разновидности гетита (α -FeOOH) — игольчатая и коллоидная. Первая разновидность часто образует сростки в виде тройников (фиг. 1, *a*) и их агрегатов, состоящих из мелких (десятые и сотые доли микрометра) игольчатых кристалликов (см. фиг. 1, *б*). Вторая разновидность представлена частицами коллоидного строения. Микродифракционная картина гетита коллоидного строения содержит кольцевые рефлексы с $d \approx 4,18; 2,69; 2,45; 2,2; 1,72; 1,56$ Å и др., что однозначно определяет этот минерал. В пробе 79а наряду с гетитом в виде агрегатов мелких иголок и частиц коллоидного строения (десятые и со-



Фиг. 4. Дериватограммы смеси гётита и кальцита (проба 106-1)
a — записанная на воздухе; *б* — записанная в атмосфере азота

тые доли микрометра) обнаружен гематит (Fe_2O_3), представленный агрегатами коллоидальных частиц (сотые доли микрометра) (см. фиг. 2, *a*). Микродифракционная картина гематита содержит кольцевые рефлексы с $d \approx 3,67$; 2,69; 2,5; 2,2; 1,88; 1,7; 1,5 Å (рис. 2, *б*). Иногда гетит (проба 276) среди мельчайших скоплений колломорфного строения образует сростки в виде отдельных звездочек размером 0,2—0,5 мкм.

Проба 276 отличается самым высоким (9,97%) содержанием MnO . Марганцевая составляющая в пленках имеет подчиненное значение. Поэтому при подготовке материала для определения минералов марганца требуется дополнительный отбор черных округлых гидроокислов марганца из отмученной прежде пленки. При изучении с помощью электронного микроскопа колломорфных образований черного цвета, отобранных из пробы 276, установлены характерные для тодорокита [5] пластинчатые сростки — тройники (фиг. 3, *a*). Расчет полученных от них микродифракционных картин дал значения параметров элементарной решетки: $a = 9,75$ Å, $b = 2,84$ Å, типичные для одной из модификаций тодорокита (см. фиг. 3, *б*). По К. Фронделу с соавторами [7], тодорокит имеет формулу $(\text{Mn}^{2+}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2\text{Mn}_5^{+2}\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Известно несколько структурных разновидностей тодорокита, различающихся по параметрам a , которые кратны величине 4,88 Å. Предложено [5] принять следующие обозначения минералов: тодорокит 1 ($a = 4,88$ Å); тодорокит 2 ($a = 4,88 \times 2$ Å); тодорокит 3 ($a = 4,88 \times 3$ Å); тодорокит 4 ($a = 4,88 \times 4$ Å); тодорокит 5 ($a = 4,88 \times 5$ Å). Следовательно, в анализируемых нами пленках присутствует тодорокит 2 ($a = 9,75$ Å).

Термический анализ. Анализ данных термического анализа (13 проб) показал, что основным минералом пленок является гетит. Пробы отбирались в долине р. Зеравшан (между сел. Матча и Айни), в долине р. Шинг (между сел. Шинг и Падрут), вдоль дороги Ленинабад — Душанбе (между сел. Шахристан и Айни). Дериватограммы гётита характеризуются эндотермическим эффектом с максимумом около 320—330°С (фиг. 4). Нагрев проб проводился в воздушной и инертной среде

Минеральный состав пленок по данным термического анализа¹

№ пробы	Характеристика	Минералы
33	Пленки желтого цвета	Гетит
32-а	Пленки желтого цвета	Гетит, кальцит
32-б	Пленки коричневого цвета	Гетит, кальцит
40	Пленки темно-коричневого цвета	Гетит, пирит, гидрослюда
42	Пленки желтого цвета	Гетит, пирит (мало)
103-1	Пленки коричневого цвета	Гетит, кальцит
106-1	Пленки желтого цвета	Гетит, кальцит
106-1а	Пленки темно-малинового цвета	Гетит, пирит (мало)
79	Охристые скопления	Гетит, гематит, кальцит
79а	Охристые скопления	Гетит

¹ Термический анализ проводился в ИГЕМе АН СССР.

(N₂) на дериватографе по общепринятой методике. Для расшифровки полученных дериватограмм использовались кривые нагревания, приведенные в работах [1, 2].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

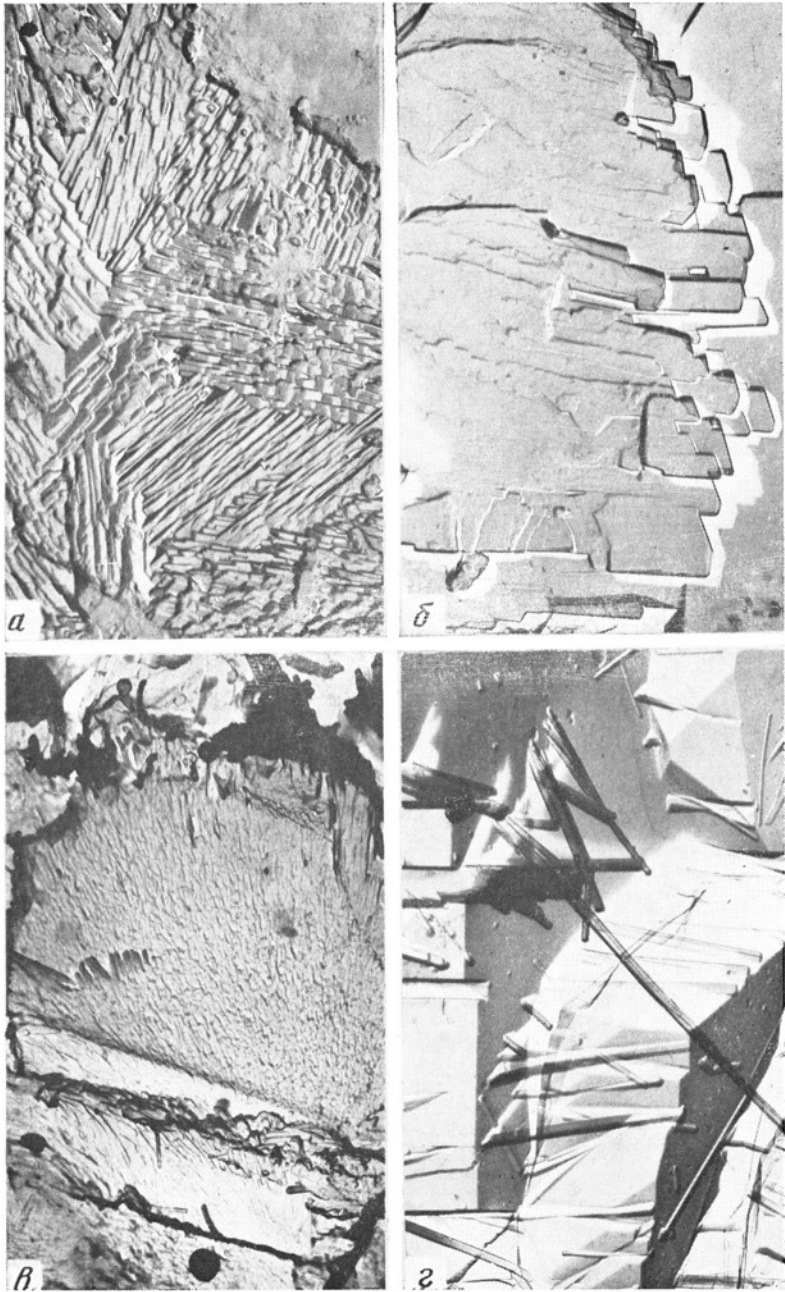
Основным минералом пленок является гетит, редко гематит; минерал марганца представлен тодорокитом.

Гетит образуется в широкой области значений рН и является единственным устойчивым водным окислом железа, который выделяется из сильнокислых (при рН < 3) и сильнощелочных (при рН > 12,5) растворов. Для его образования в кислых, слабокислых и почти нейтральных растворах (рН 4,5—7,5) требуется очень быстрое окисление ионов двухвалентного железа. Присутствие существенных количеств растворенного кремнезема в умеренно кислых растворах приводит к образованию вместо гетита ферригидрита. Образование гетита в области значений рН 7,5—12,5 не происходит [5]. В зоне гипергенеза растворы с высокой щелочностью не характерны. Следовательно, гетит может образоваться из растворов, рН которых ниже 7,5. Сильнокислые растворы с повышенным содержанием двухвалентного железа возникают при окислении пирита.

Однако полученные результаты исследований дают право предположить, что образование пленок гидроокислов железа происходило из принесенного в растворе железа и не является результатом окисления пирита на месте в исходных породах. Гетит установлен термическим анализом (см. таблицу) не только в пиритизированных сланцах, но и в песчаниках, где рассеянная пиритовая минерализация отсутствует. При выветривании пиритизированных пород возникают растворы с резкокислой реакцией. Одна часть серной кислоты расходуется на образование гипса, другая связывается с железом в ярозит и другие сульфаты железа. Но ни в одном из исследуемых образцов гипс и ярозит не установлены. Таким образом, наиболее вероятно, что образование гетита происходило на кислородном барьере при взаимодействии инфильтрационных вод поверхности и более глубоких вод, характеризующихся окислительно-восстановительными параметрами, благоприятными для миграции железа и других металлов. Гетит, по-видимому, выделялся из растворов с рН 4,5—7,5.

Гематит в зоне гипергенеза образуется через стадию ферригидрита [2]; ферригидрит ($2,5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$) — при неорганическом окислении двухвалентного железа и в результате деятельности железобактерий. Образование ферригидрита неорганическим путем происходит при окислении двухвалентного железа в растворах с рН 3,0—9,5, содержащих достаточное количество кремнезема.

Тодорокит по сравнению с другим широко распространенным минералом марганца — вернадитом образуется при более низких значениях Eh [8]. Это находит отражение в большем содержании двухвалентного марганца в тодороките по сравнению с вернадитом. Для образования



Фиг. 2. Электронно-микроскопические реплики цеолитизированных туфов Закарпатья
a — замещение пирокластике блоками кристаллитов клиноптилолита (Сокирница),
 увел. 6000; *б* — замещение пирокластической частицы субпараллельными кристаллита-
 ми клиноптилолита (Сокирница), увел. 12 000; *в* — замещение пирокластике субпарал-
 лельными волокнами морденита (Липча), увел. 7000; *г* — крупные кристаллы клиноп-
 тилолита, захватывающие в процессе роста волокна морденита (Сокирница), увел. 7000

тодорокита благоприятна карбонатная среда — доломиты, известняки [6]. Следовательно, формирование пленок гидроокислов железа, главным образом гётита, происходило на кислородном барьере из растворов, рН которых варьировал от 4,5 до 7,5. Полученные результаты согласуются с представлениями А. И. Перельмана [3] об образовании пленок ожелезнения в результате окисления глеевых вод на кислородном барьере.

Литература

1. Иванова В. П. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974.
2. Генезис гипергенных окислов железа (Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Горшков А. И., Жухлисов А. П. и др.) — В кн.: Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975.
3. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 2-е изд. 1965; 3-е изд. 1968.
4. Перельман А. И. Биокостные системы земли. Л.: Наука, 1977.
5. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Сивцов А. В., Березовский В. В. О структурных разновидностях тодорокита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12.
6. Eckhardt F. J., Schellmann W. Eigenschaften und Beschreibung des Manganminerals Todorokit. — Geol. Jahrb., 1962, B. 79.
7. Frondel C., Marvin U. B., Ito J. New occurrence of todorokite. — Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, № 11—12.
8. Glasby G. P. The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments. — Marine Geology, 1972, v. 13.

ИГЕМ АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
5.III.1980

УДК 549.67 : 552.5

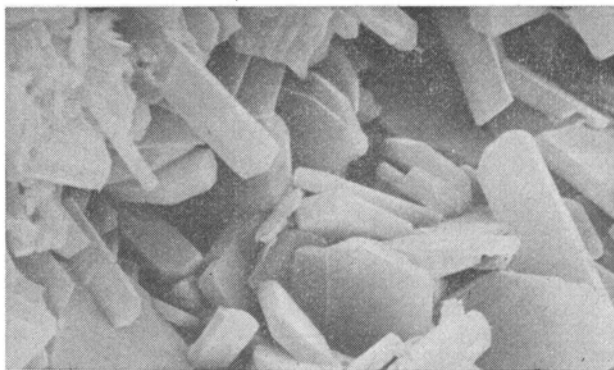
К ВОПРОСУ О ЦЕОЛИТИЗАЦИИ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

ШУМЕНКО С. И., ДЕМЕНКО Д. П.

Как известно, в последние годы у нас в стране и за рубежом выявлены и разведаны крупные месторождения природных цеолитов, которые со значительным экономическим эффектом смогут заменить в промышленности и сельском хозяйстве свои синтетические аналоги. Существенный интерес представляют прежде всего вулканогенно-осадочные месторождения цеолитизированных туфов, в которых содержание цеолитов нередко составляет 80—90% и более от общей массы породы.

В настоящее время нет достаточно детально разработанной теории преобразования вулканического стекла и вообще пирокластике в цеолиты того или иного состава. Дискуссионным остается генезис цеолитизированных толщ. О механизме цеолитизации стекла существуют различные точки зрения, среди которых преобладает концепция, согласно которой образование цеолитов не связано с процессом раскристаллизации стекла непосредственно, а происходит путем растворения частичек с поверхности щелочными растворами и последующей перекристаллизации растворенного материала с возникновением метастабильных фаз [1, 2]. Образование одного из важнейших промышленных цеолитов — клиноптилолита, трактуется, в частности, как процесс замещения вулканического стекла путем кристаллизации цеолитов в пустотах, возникших при растворении стекла [2]. Исследования цеолитизированных туфов крупнейших месторождений СССР, выполненные с помощью сканирующего электронного микроскопа, показали, что хорошо образованные кристаллы цеолитов действительно приурочены к порам и пустотам в породах (фиг. 1), однако во многих случаях, а на ряде месторождений в подавляющем большинстве практически полностью цеолитизированные туфы представлены «скрытозернистой» массой, в которой с помощью

используемого микроскопа не удается различить кристаллики цеолитов, хотя их присутствие четко фиксируется на рентгенограммах [3]. В частности, такие «скрытозернистые» цеолитизированные туфы были встречены нами на закарпатских месторождениях. Это побудило нас провести специальные исследования с помощью высокоразрешающего электронного микроскопа просвечивающего типа с использованием метода реплик. В результате оказалось, что во многих случаях там, где по данным растровой электронной микроскопии образец показывал скрытозернистую массу, она на самом деле образована скоплением мельчайших кристаллитов размером 1—0,2 мкм, если цеолит представлен клиноптило-



Фиг. 1. Хорошо образованные кристаллы клиноптилолита в порах цеолитизированного туфа с. Крайниково (Закарпатье); увел. 2000

литом, и еще более мелкими волокнами в случае морденитовой минерализации. Распределение этих кристаллитов достаточно упорядоченное, они образуют слои, внутри которых кристаллы клиноптилолита ориентируются параллельно их наиболее развитой грани $\{010\}$. Часто можно видеть, что такие взаимопараллельно расположенные кристаллы образуют четко различимые блоки, которые замещают пирокластические частицы (фиг. 2, а). По-видимому, такая форма кристаллизации и послужила причиной того, что при изучении шлифов первоначально считалось, что все цеолиты, замещающие пирокластическую массу, имеют волокнистый габитус. Непосредственное замещение пирокластической массы цеолитами также наблюдается на краях частиц, при этом образуются кристаллы клиноптилолита (см. фиг. 2, б) и субпараллельные волокна морденита (см. фиг. 2, в).

Следует отметить, что упорядоченное (блоковое) расположение мелких кристаллитов обычно согласуется с поверхностями трещин в стекле, спайностью в минералах и, вероятно, с направлениями дислокаций. Таким образом, процесс непосредственного замещения пирокластической массы агрегатами высокодисперсных кристаллитов цеолитов имеет не меньшее развитие, чем процесс кристаллизации из растворов более крупных кристаллов в поровых пространствах. Электронно-микроскопическое изучение этих последних (размер их колеблется от нескольких до десятков микрометров) также позволяет выявить интересные особенности кристаллизации цеолитов. Довольно часто в вулканических туфах наблюдается совместное присутствие как таблитчатых кристаллов клиноптилолита, так и волокнистых кристаллов морденита (см. фиг. 2, г). При этом видно, что кристаллы обоих цеолитов определенное время росли совместно. Волокна морденита в одних случаях огибают кристаллы клиноптилолита, в других — захватываются ими в процессе роста, причем на кристаллах клиноптилолита образуются характерные швы. Таким образом, здесь на-

блюдается не последовательная смена различных цеолитовых фаз, а парагенетическая ассоциация, совершенно не характерная для цеолитов, образовавшихся в осадочных породах, лишенных пирокластики.

Литература

1. Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970.
2. Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. М.: Мир, 1976.
3. Шуменко С. И., Шевченко А. Я., Супрычев В. А. Электронно-микроскопическое изучение цеолитов из осадочных и вулканогенно-осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3.

Харьковский госуниверситет,
ИГН АН УССР,
Киев

Поступила в редакцию
3.XII.1979

УДК 549.67 : 551.231

ЦЕОЛИТЫ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

МИХАЙЛОВ А. С., КАРПОВА М. И., ВОЛКОВА С. А.

Цеолиты коры выветривания по сравнению с другими генетическими типами экзогенных цеолитов распространены ограниченно и пока практического значения не имеют. Новообразования цеолитов этого типа возникают в корях выветривания щелочных и основных интрузивных пород, реже вулканитов. Они встречены в нижних горизонтах коры выветривания йолитов, уртитов (Хибины, г. Юкспор), в продуктах выветривания габброидов (Бельтаусский массив, Узбекистан), плагиоклазов типа лабрадора (Атлантическая Луара), пироксен-плагиоклазовых порфиритов (Бриентско-Ащебутакский антиклинорий, Южный Урал) [3, 7, 10]. Иногда цеолиты ассоциируют с бокситами (Северо-Онежский бокситоносный район, Северный Урал) [7, 8].

А. С. Михайловым и А. И. Кринами [7] указывалось на возможность образования значительных концентраций цеолитов в корях выветривания карбонатов. Это предположение было подтверждено находками на юге и востоке Белоруссии цеолитсодержащих монтмориллонитовых глин верхнего мела и палеогена, представляющих собой своеобразную кору выщелачивания мел-мергельных пород [4, 6]. Подобная цеолитовая минерализация обнаружена нами в элювиальных гидроселито-монтмориллонитовых глинах так называемого «хоперского горизонта», широко развитого в пределах Воронежской антеклизы. По данным последних исследований, «хоперский горизонт» рассматривается как продукт выветривания карбонатных верхнемеловых пород с возрастом начиная от маастрихта до сеномана включительно [1, 2, 9]. Образование его связывается с выщелачиванием легкорастворимых карбонатных минералов субстрата. Б. В. Аскоченский, В. П. Семенов [2] выделяют в этих районах несколько литогенетических типов коры выветривания карбонатных пород: 1 — остаточный — накопления остатка слаборастворимых и нерастворимых минералов; 2 — преобразованный — результат переотложения остаточных продуктов на склонах водораздельных возвышенностей и циркуобразных промоин; 3 — наложенно-инфильтрационный — продукты обрушения и оползания, накапливающиеся в карстовых полостях и существующие затем в условиях промывного режима.

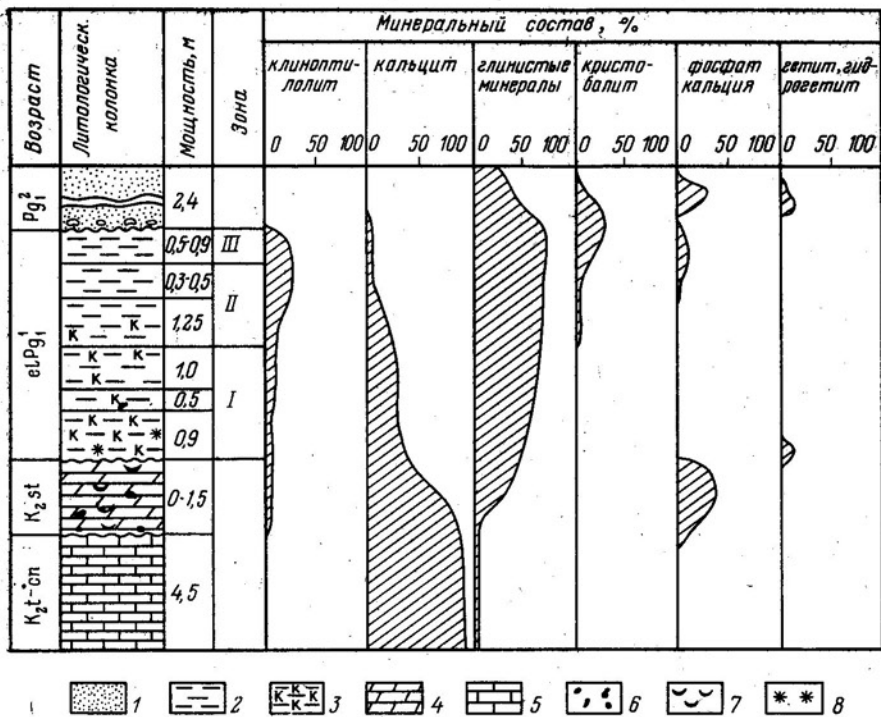
Кора выветривания имеет площадную, линейно-вытянутую и псевдолинейную формы залегания; мощность ее колеблется от 0,3 до 10 м. В наиболее полных разрезах различаются зоны дезинтеграции, выщелачивания, начального и конечного гидролиза, окисления. В составе

коры преобладают песчано-глинистые породы, заключающие линзы бурых железняков, фосфоритов и опок. Породообразующими минералами являются монтмориллонит, гидрослюда, гетит, гидрогетит, франколит, опал, халцедон, каолинит, галлуазит, аллофан, алунит, бемит. Гетит, франколит, опал, халцедон локализуются обычно в самых нижних горизонтах профиля коры выветривания второго и третьего типов, образуя небольшие залежи бурых железняков, фосфоритов и кремней, а каолинит, галлуазит, аллофан, алунит, бемит характерны для зоны конечного гидролиза третьего литогенетического типа коры. Повсеместно кора выветривания перекрывается палеогеновыми отложениями преимущественно песчано-глинистого состава.

В результате детальных минералого-петрографических исследований в продуктах выветривания верхнемеловых карбонатных пород выявлено широкое развитие цеолитов и рассмотрены особенности распределения их в разрезах различных литогенетических типов. В перекрывающей палеогеновой глинисто-песчаной толще цеолиты не обнаружены. Наиболее значительной и повсеместной цеолитизацией характеризуются образования остаточной коры выветривания. Типичный пример коры этого типа — разрез у с. Воробьевки. Здесь в основании располагается пичий мел нерасчлененных турон-коньякских отложений и сантонские мелоподобные слабоглинистые, прослоями песчаные мергели с многочисленными обломками фосфатизированных губок и конкреций фосфоритов диаметром 2—5 см (фиг. 1). Мел-мергельная толща сменяется остаточными элювиальными глинами, которые в свою очередь перекрываются палеогеновыми кварц-глауконитовыми песками и песчаниками, в основании с базальным галечным фосфоритовым горизонтом.

Неизменные первичные мергели и мел окрашены в белый и желтовато-белый цвет. Они состоят из пелитоморфного кальцита, в который погружены многочисленные остатки фораминифер, кокколитофориды, призмы иноцерамов и др. В мергелях значительную примесь к кальциту составляет глинистый материал. Последний вблизи контакта с глинами «хоперского горизонта» обычно локализуется в микропрослойки. Терригенный материал алевритовой размерности (от долей до 30%) распределяется в мергелях весьма неравномерно, но в целом его содержание увеличивается в верхней части толщи. В составе его резко преобладает кварц, редко встречаются зерна полевых шпатов, чешуйки мусковита, биотита и др. Отмечаются зерна глауконита (1—12%), выделения опала, халцедона (до 10%), фосфата кальция, гидроокислов железа. Фосфата кальция, по составу отвечающего фторкарбонатапатиту, содержится 1,5—40%, что соответствует содержанию P_2O_5 от долей до 20%. Основная масса его сосредоточена в конкрециях и фосфатизированных губках, где он выступает в качестве цемента кварцево-глауконитового материала. Во вмещающих мергелях фторкарбонатапатит замещает в основном органические остатки — фораминиферы и др.

Нерастворимый остаток в мергелях и меле составляет соответственно 9—28 и 0,5—3,5%. В гранулометрическом составе его преобладает пелитовая фракция (до 81%). По данным рентгеноструктурных, термических, электронно-микроскопических исследований, основными минералами нерастворимого остатка являются монтмориллонит, гидрослюда и цеолиты. Последние составляют до 20—25% нерастворимого остатка мергелей и 10—15% пичего мела. В целом на породу содержание их не превышает 5—7%. Кристаллики цеолитов имеют размеры, как правило, не более 0,001 мм. Средний показатель преломления, измеренный в иммерсии, равен 1,472—1,475. Наиболее интенсивные рефлексы цеолита на рентгенограммах — 9,0; 3,95; 2,9 Å (фиг. 2, а). Наряду с оптическими показателями эти характеристики позволяют отнести его к клиноптилолиту. Элювиальные глины «хоперского горизонта» представлены неслоистыми пластичными разностями, окрашенными в серый, зеленовато-се-



Фиг. 1. Распределение минеральных компонентов по цеолитоносному разрезу (с. Воробьевка)

1 — песок; 2 — глина; 3 — известковая глина; 4 — мергель; 5 — писчий мел; 6 — желваки фосфоритов; 7 — фосфатизированные остатки фауны; 8 — ожелезнение

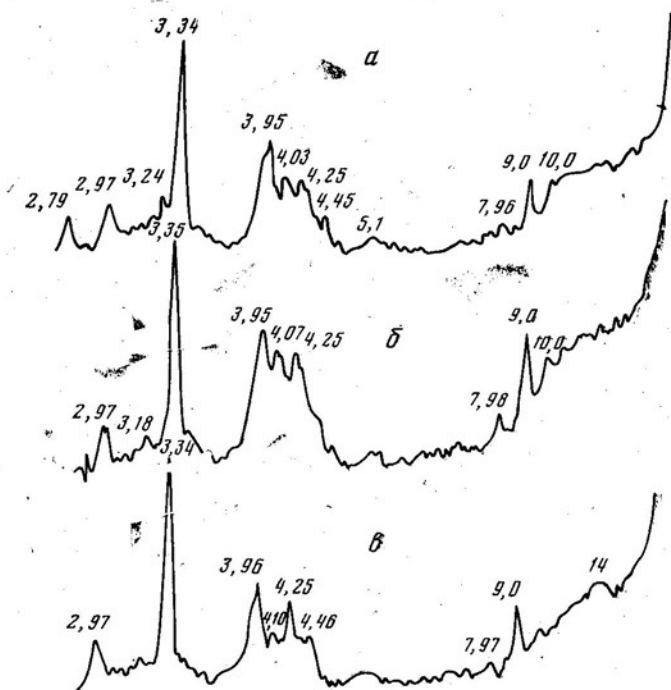
рый, резе темно-серый цвет. Пелитовая фракция в нем составляет 85—88%. На долю алевроитовой и мелкопесчаной приходится в сумме не более 12—15%.

Глины слагаются тонкочешуйчатым агрегатом глинистых минералов спутанно-чешуйчатого сложения. Алевроитовая примесь (8—15%) представлена корродированными зернышками кварца, изредка полевых шпатов и др. В основной глинистой массе отмечаются неправильные выделения опала, кристобалита, фосфата кальция. Цеолиты в глинах образуют массу мельчайших кристаллов, равномерно рассеянных в породе. Их оптическая и рентгеноструктурная характеристика практически идентична клиноптилолиту материнских мел-мергельных пород (см. фиг. 2, б, в). Содержание клиноптилолита в глинах колеблется от 7—10 до 20—30%. В нижней части профиля коры выветривания постоянную примесь к глинистому материалу составляет пелитоморфный кальцит. Вверх по профилю коры выветривания степень известковистости глин постепенно уменьшается, и в верхних горизонтах они становятся бескарбонатными.

Оптическими, рентгеноструктурными, термическими и электронно-микроскопическими методами в глинах установлены: монтмориллонит, гидрослюда, клиноптилолит, кристобалит (основные); фторкарбонатапатит, кварц, халцедон, опал, полевые шпаты (второстепенные). Эта минералогическая ассоциация аналогична нерастворимой части материнских мел-мергельных пород и возникла за ее счет. Исключение составляет кристобалит, новообразование которого связано с преобразованием минералов в процессе формирования коры выветривания. Поскольку условия в ней, характер изменения пород, процессы изменения и преобразо-

вания минералов контролировались в основном активностью карбонатов, по этому признаку профиль остаточной коры выветривания целесообразно разбить на зоны: I — начального выщелачивания карбонатов, II — глубокого выщелачивания карбонатов, III — полного выщелачивания карбонатов или бескарбонатная зона, — и рассмотреть в них особенности поведения клиноптилолита и его основных минералов-спутников (см. фиг. 1).

Первая зона, расположенная на мел-мергельных материнских породах, имеет мощность 0,5—2,5 м, иногда больше; содержание кальцита в ней составляет 30—40%, глинистых минералов — монтмориллонита и



Фиг. 2. Дифрактометрические кривые

а — нерастворимого остатка мергеля, K_{2st} , с. Воробьевка; б — нерастворимого остатка известковой глины, $elPg_1^1$, с. Воробьевка; в — безизвестковистой глины $elPg_1^1$, с. Серяково

гидрослюды 40—50%, клиноптилолита 7—10%, гетита и гидрогетита — от следов до 5—10%, фторкарбонатапатита — доли процента. Во второй зоне, мощность которой меняется от 0,5 до 1,5 м и более, содержание кальцита вверх по профилю уменьшается до 5% и соответственно увеличивается в этом направлении количество глинистых минералов (до 55—60%), клиноптилолита (до 15—30%) и фторкарбонатапатита (до 5—7%). В слабокарбонатных горизонтах этой зоны появляется кристобалит (10—15%). В третьей зоне мощностью 0,5—0,9 м карбонаты отсутствуют. Концентрации клиноптилолита, кристобалита и фторкарбонатапатита достигают в этой зоне максимальных значений 25, 30 и 10—15% соответственно. Наибольший уровень концентрации этих минералов приходится на среднюю и верхнюю часть профиля бескарбонатной зоны. В самом верхнем ее горизонте мощностью 5—10 см содержание клиноптилолита несколько снижается (до 15—20%), а кристобалита по-прежнему возрастает. В целом, по мере выщелачивания карбонатов в продуктах остаточной коры выветривания повышается содержание клиноптилолита, глинистых минералов — гидрослюды и монтмориллонита, кристо-

балита, фторкарбонатапатита. Гетит и гидрогетит характерны лишь для самых нижних горизонтов зоны начального выщелачивания.

Отсутствие в минеральном парагенезе каолинита, гиббсита и диаспора свидетельствует, что в данном профиле выветривания зон не происходит начального и конечного гидролиза и окисления, выделенных Б. В. Аскоченским и В. П. Семеновым [2]. Вероятно, им свойственно лишь локальное развитие. В разрезах коры выветривания других типов особенности распределения минеральных компонентов носят менее закономерный характер, что может быть обусловлено, по-видимому, вовлечением продуктов выветривания в механическое перераспределение. В разрезах преобразованного литологического типа у дер. Серяково и Калачевском меловом карьере клиноптилолитовая минерализация установлена в глинистых продуктах выветривания средней части профиля, соответствующей зонам глубокого и конечного выщелачивания. Содержание клиноптилолита непостоянно и колеблется от 3—5 до 10—15%. По составу цеолитсодержащие глины относятся к гидрослюдисто-монтмориллонитовым разновидностям. В них также присутствуют кристобалит, кварц, полевые шпаты, халцедон, опал, фторкарбонатапатит, реликтовый кальцит. В нижней железистокремнистофосфатной части профиля преобразованной коры выветривания клиноптилолит не обнаружен. В породах, заполняющих полости мелового карста (наложенно-инфильтрационный тип) цеолиты отсутствуют или фиксируются в незначительном количестве в той же минералогической ассоциации, что и в первых двух типах коры выветривания.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Хоперский горизонт представляет собой специфическую кору выветривания, образовавшуюся по карбонатным породам. Остаточный тип этой коры выветривания формировался в условиях слабого промывного режима. Процесс протекал путем постепенного выщелачивания карбоната кальция, обеспечивающего слабощелочную среду. В этих условиях происходило накопление нижнего и среднего горизонтов коры выветривания, и только в самом верхнем горизонте процесс хотя и доходил до полного выщелачивания карбонатов, однако не сопровождался глубоким гидролизом и разложением основной массы алюмосиликатов. Интенсивным промывным режимом характеризовалось лишь образование коры выветривания в карстовых полостях, где степень разложения алюмосиликатов в верхних горизонтах может быть выше.

2. Основные минеральные примеси первичных карбонатных пород, представленные монтмориллонитом, клиноптилолитом, фосфатами кальция и кварцем, в слабощелочной среде в присутствии карбонатов устойчивы. Поэтому в нижних двух горизонтах остаточной коры выветривания параллельно выносу карбоната кальция происходит постепенное пропорциональное накопление этих компонентов, являющихся нерастворимым остатком первичных пород.

3. В верхнем горизонте остаточной коры выветривания при практически полном выносе карбоната кальция буферная роль последнего снимается и рН среды изменяется до нейтральных и слабокислых значений. Как показывают экспериментальные исследования [5], в этих условиях при многократной смене слабоминерализованных вод щелочные и щелочноземельные катионы цеолитов замещаются на H^+ с одновременным постепенным деалюминированием кремнекислородного каркаса. В результате цеолиты начинают преобразовываться в гидратированный кремнезем типа опала и кристобалита. Основная масса монтмориллонита в этой стадии выветривания остается неизменной. Фосфаты кальция в рассматриваемых условиях подвергаются растворению и переотлагаются в нижние горизонты коры выветривания в связи с насыщением карбонатом кальция и повышением рН циркулирующих вод.

4. Рассмотренные условия и определяемые ими процессы в нижних и верхнем горизонтах остаточной коры выветривания объясняют распределение глинистых минералов, клиноптилолита и фосфата кальция в разрезе (см. фиг. 1). Максимальное содержание монтмориллонита как устойчивого остаточного продукта наблюдается в верхнем бескарбонатном горизонте коры выветривания. Постепенное увеличение концентраций клиноптилолита и фосфата кальция происходит аналогичным образом вверх по разрезу, как и у монтмориллонита. Наибольшее количество этих компонентов обнаружено в нижней половине верхнего бескарбонатного горизонта. Далее вверх по разрезу содержание клиноптилолита вследствие его преобразования в кремнезем уменьшается, соответственно этому повышается содержание последнего. Аналогичным образом меняется распределение фосфата кальция, что объясняется выщелачиванием последнего в верхней части бескарбонатного горизонта. Однако кривая распределения фосфата кальция в некоторых разрезах осложняется наличием дополнительного максимума в нижних горизонтах, объясняемого переотложением его из верхнего горизонта.

5. В других типах карбонатной коры выветривания вследствие механического смешения продуктов верхнего и нижних горизонтов картина распределения рассмотренных компонентов более сложна и не столь закономерна. Однако и в этих случаях почти всегда характерна приуроченность максимальных концентраций фосфата кальция к нижнему горизонту коры выветривания.

6. В корах выветривания карбонатных пород, содержащих в нерастворимом остатке цеолиты, создаются условия, благоприятные для образования концентраций цеолитов, которые по содержанию полезного компонента могут иметь практическое значение.

Литература

1. *Аскоценский Б. В.* О возможном генезисе и некоторых закономерностях распространения пластовых фосфоритов «хоперского горизонта» в районе Калачской возвышенности.—Тр. III совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1960.
2. *Аскоценский Б. В., Семенов В. П.* Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежск. ун-та, 1973.
3. *Ваньшин Ю. В., Гудошников В. В., Молоткова Л. Г.* Цеолиты в корах выветривания Южного Урала.—В кн.: Геология, генезис и использование природных цеолитов. Тез. докл. Всес. семинара. Звенигород, 1978.
4. *Гузов А. П., Копысов Ю. Г.* Цеолитоносность кор выветривания мергельно-меловых пород востока БССР.—Мат-лы VII научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Минск, 1978.
5. *Жданов С. П., Егорова Е. Н.* Химия цеолитов. Л.: Наука, 1968.
6. *Ильин Е. А.* Цеолитоносность палеогеновых глинистых толщ юга и востока Белоруссии.—В кн.: Геология, генезис и использование природных цеолитов. Тез. докл. Всес. семинара. Звенигород, 1978.
7. *Михайлов А. С., Кричарь А. И.* Перспективы поисков промышленных месторождений экзогенных цеолитов в СССР.—Сов. геология, 1970, № 4.
8. *Наседкина В. Х.* Цеолиты в бокситовой толще Северо-Онежского района.—В сб.: Геология, генезис и использование природных цеолитов. Тез. докл. Всес. семинара. Звенигород, 1978.
9. *Семенов В. П.* О границе верхнего мела и палеогена на территории Воронежской антеклизы.—Тр. III совещ. по пробл. изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
10. *Супрычев В. А.* Цеолиты вулканогенных и плутогенных рудных формаций.—В кн.: Геология, генезис и использование природных цеолитов. Тез. докл. Всес. семинара. Звенигород, 1978.

ЗНАКИ РЯБИ В РУСЛАХ ВРЕМЕННЫХ ВОДОТОКОВ

Т. С. КРАЕВАЯ

Одна из разновидностей текстур поверхностей напластования — знаки ряби, возникающие в подвижной воздушной или водной среде. Формы и размеры ряби весьма разнообразны и определяются как свойствами среды, так и скоростями ее движения. Эти текстуры представляют несомненный интерес для литологов, поскольку в ископаемом состоянии могут быть использованы для палеогеографических реконструкций (например, определение размеров и конфигурации водоемов, направления течения водотоков прошлых геологических эпох и т. д.). Среди отечественных публикаций единственной работой, в которой достаточно подробно охарактеризованы текстуры ряби, является «Атлас текстур и структур осадочных горных пород» [1]. Здесь рассмотрены многочисленные примеры эоловой, волновой ряби, а также ряби течений в современных и древних отложениях, в том числе упоминаются знаки ряби временных потоков. Однако подавляющая часть таблиц атласа посвящена образцам волновой ряби из древних толщ. Знаки же современной речной ряби представлены всего тремя иллюстрациями, из которых на долю временных водотоков приходится только одна.

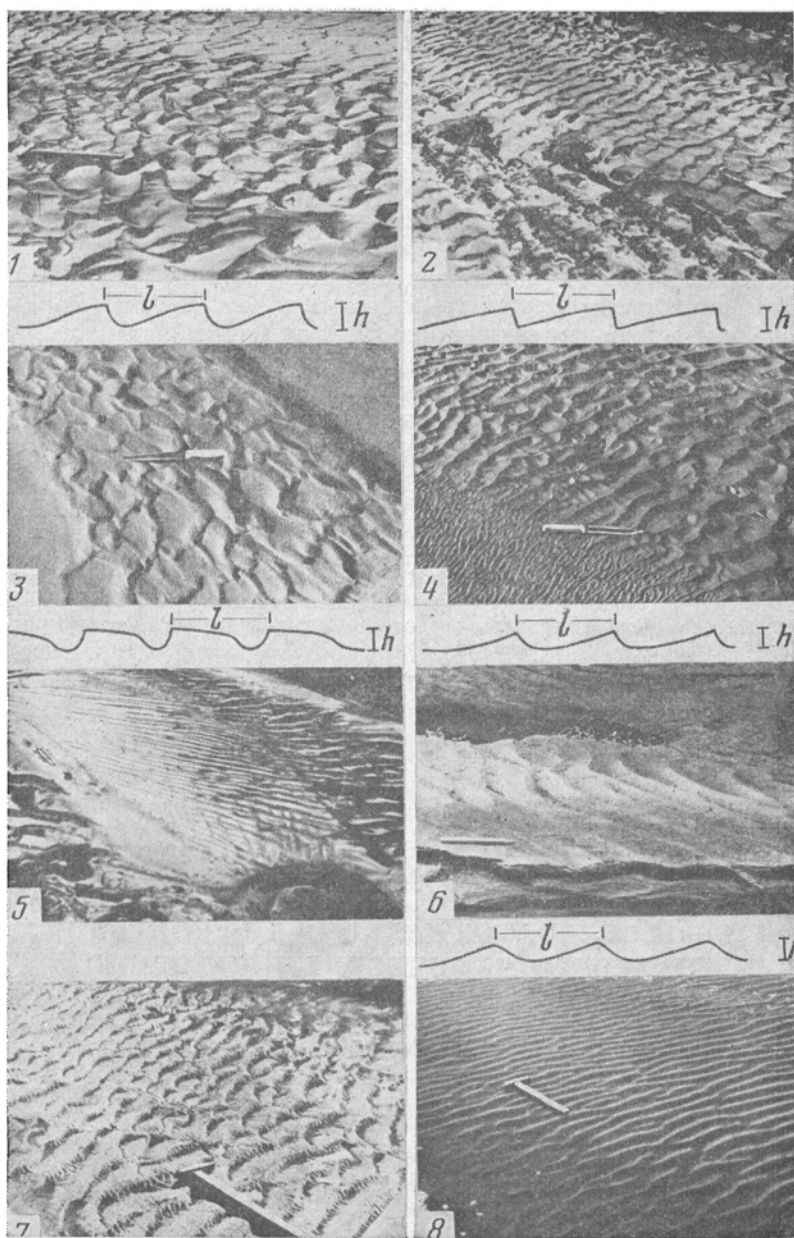
Временные потоки — широко распространенная форма флювиальной деятельности. Как известно, они обычны в предгорьях областей с аридным климатом. Именно здесь детально изучены режим этих водотоков и структурно-текстурные особенности их отложений. Однако временные водотоки встречаются и в гумидном климате, в тех местах, где грунтам свойственна высокая водопроницаемость. Примером подобного рода служат районы позднеплейстоцен-голоценовых, в том числе действующих вулканов в пределах Курило-Камчатской зоны. От ледников и снежников на склонах этих вулканов берут начало «сухие» реки. Подножия вулканов сложены весьма мощными (десятки и первые сотни метров) рыхлыми наносами «сухих» рек и лахаров [2, 3], образующими субаэральные дельты (так называемые шлейфы вулканов). В пределах шлейфа долины «сухих» рек выклиниваются, так как водотоки фильтруются в рыхлую галечно-гравийно-песчаную толщу. Русла дробятся на рукава и мелеют; многие водотоки атмосферно-снежникового питания полностью иссыкают, и только наиболее полноводные «сухие» реки ледникового питания доносят свои воды до более крупной транзитной реки или океана. Режим стока «сухих» рек атмосферно-снежникового и ледникового питания, стекающих со склонов вулканов, как и горных рек невулканических районов, подчинен суточному ритму. К вечеру на «сухих» реках наблюдается пик паводка; к утру русла резко мелеют, отдельные маловодные протоки полностью пересыхают. При этом для среднего и нижнего течения «сухих» рек весьма характерно частое изменение положения русел в долине. Перечисленные особенности позволяют отнести «сухие» реки к типу временных водотоков, причем смена расположения русел и их периодическое резкое обмеление открывают широкий доступ к изучению ряби течения.

За период работы в районах действующих вулканов автору неоднократно приходилось бывать в среднем и нижнем течении «сухих» рек, где постоянно можно было наблюдать в обсохших руслах рябь течения и эоловую. В связи с этим поскольку рябь течения временных потоков проиллюстрирована в указанном атласе [1] лишь одной фотографией, представляется целесообразным дополнить атлас фототаблицей. Фото 1—6 выполнены автором, 7, 8 — И. В. Мелекесцевым в пределах долин и субаэриальной дельты «сухих» рек Студеной и Пахчи (северо-западное подножие вулкана Острый Толбачик Ключевской группы). Пахча пред-

ставляет собой рукав р. Студеной и теряется в песках в непосредственной близости от русла р. Камчатки. Река Студеная берет начало от ледника на Ключевском долу и впадает справа в р. Камчатку южнее поселка Козыревск.

На фото 1 и 2 таблицы изображена асимметричная рябь, характерная для боковых проток с алевритисто-песчаными наносами, расположенных в стороне от главного русла, изобилующего галькой и валунами. Глубина таких проток не превышает первых десятков сантиметров, течение относительно спокойное. Длина волны l ряби, показанной на фото 1 от 14—15 до 28—30 см, высота или амплитуда h от 5 до 9 см, индекс l/h колеблется от 2 до 5. Длина волны l ряби, приведенной на фото 2, от 7 до 10 см, h от 1 до 1,3 см, l/h от 7 до 10. На фото 3—6 представлены типы асимметричной ряби, отражающие более спокойную динамическую обстановку. Рябь на фото 3 напоминает по форме рябь фото 1, однако длина волны, амплитуда ее значительно меньше, а именно: l составляет от 6 до 14 см, h от 2 до 3 см, l/h колеблется от 2 до 7. На фото 4 изображена рябь, сформированная в очень мелкой протоке (глубина не более 15—20 см); l колеблется от 4 до 8 см, $h=2-3$ см, l/h от 1 до 4. В этом случае в связи со сменой направления течения по мере падения уровня воды после ночного пика паводка образовались мелкие бороздки (левый нижний угол снимка), напоминающие знаки ряби, но по существу ими не являющиеся. На фото 5 также показана мелкая рябь течения, сформированная соответственно на мелководном участке протоки с незначительной скоростью течения: l составляет от 3 до 5 см, h 1 см, l/h до 5. На переднем плане снимка видно наложение на рябь эрозионных бороздок, образовавшихся, как и в предыдущем случае, при смене направления течения в результате постепенного иссякания водотока после пика паводка. На фото 6 асимметричная рябь относительно спокойного течения представлена в плане и вертикальном разрезе, вкрест простирания валиков, что дает возможность видеть характерную слоистость ряби течения. Длина волны l около 15—17 см, $h=2-3$ см, l/h до 5. На фото 7 и 8 отображена обстановка формирования ряби на самой периферии шлейфов вулканов, где речные долины полностью выклиниваются, т. е. на периферии субаэральных дельт «сухих» рек. Водотоки здесь наблюдаются весьма редко: как правило, лишь во время весеннего снеготаяния либо в результате катастрофического паводка, вызванного лахаром или слишком затяжными дождями. В связи с этим рябь течения формируется здесь от случая к случаю, а за время отсутствия водотоков она постепенно «перерабатывается» ветром. На фото 7 видно наложение мелкой эоловой ряби на асимметричную рябь течения в обсохшем русле, в нижнем течении р. Студеной. На фото 8 изображен участок галечно-песчаной равнины субаэральной дельты рек Пахчи и Студеной (урочище «Пески Пахча»), расположенный на правом берегу р. Камчатки, между устьем р. Студеной и пос. Козыревск. Поскольку водотоки наблюдаются здесь лишь в исключительных случаях, рябь течения не сохранилась. Главным фактором образования ряби в подобных случаях служит ветер.

Следует отметить, что рябь в безводных руслах «сухих» рек отличается относительной прочностью и не скоро перерабатывается ветром. Это объясняется значительным содержанием в наносах пелито-алевритовых фракций, присутствие которых связано с обилием пепловой пирокластике в составе твердого стока «сухих» рек. Пелито-алевритовый материал «цементирует» рябь следующим образом. По мере падения уровня воды после пика паводка скорость течения постепенно убывает и в руслах осаждаются пелито-алевритовый материал, который равномерно облекает рябь. Утром, когда русла лишены водотока, рябь оказывается «законсервированной» плотной, блестящей (в увлажненном состоянии) корочкой наилка. При высыхании она затвердевает, фиксируя рябь.



Знаки ряби в руслах «сухих» рек подножий плейстоценовых вулканов (северо-западное подножие вулкана Острый Толбачик Ключевской группы, центральная Камчатка) 1, 2 — ряби в обсохших протоках со скоростями течения, соответствующими максимальным скоростям, при которых возможно образование ряби (под фото показаны профили знаков ряби: соответственно от 1/10 до 1/20 и от 1/5 до 1/7 натуральной величины); 3—6 — знаки ряби в обсохших протоках, где скорость течения меньше, чем в случаях, изображенных на фото 1 и 2 (под фото 3, 4, 6 показаны профили знаков ряби: соответственно 1/4—1/10, около 1/6 и 1/10 натуральной величины); фото 1—6 сделаны в долине «сухой» р. Пахчи); 7 — знаки ряби течения в начальной стадии золовой переработки (вершина субазальной дельты «сухих» рек Пахчи и Студеной); 8 — золовая ряби на поверхности периферической части субазальной дельты рек Пахчи и Студеной (урочище «Пески Пахча»). Стрелками показано направление течения

Сравнивая рябь течения в руслах «сухих» рек и рек с постоянным водотоком, отметим прежде всего некоторые случаи их сходства. Например, рябь, показанная на фото 2 и 3 прилагаемой таблицы, напоминает «рябь быстрого течения на поверхности песка... р. Вилюй» [1, фиг. 2 на табл. 2]. К сожалению, материал для сравнения слишком скуден, так как возможность наблюдать рябь течения в обычных реках представляется значительно реже, чем в руслах «сухих» рек. Отметим также некоторое сходство ряби течения в руслах «сухих» рек с рябью течения, образованной на морском мелководье сбегаящими струями после шторма или движением воды под действием ветра (фото 4 таблицы и фиг. 3 табл. 2 из «Атласа...»; фото 5 таблицы и фиг. 1 табл. 6 из «Атласа...»). Таким образом, рябь течения независимо от места формирования, будь то морское мелководье, река с постоянным водотоком либо периодическим, может иметь морфологическое сходство. Форма ряби и размеры ее в руслах «сухих» рек, как и ряби течения, образованной в иных условиях, весьма неустойчивы, индекс колеблется от 1 до 10.

Литература

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. I. Обломочные и глинистые породы. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 577 с.
2. Краевая Т. С. Сухие реки районов Ключевской и Авачинской групп вулканов.— *Вопр. географии Камчатки*. Петропавловск-Камчатский, 1964, вып. 2, с. 56—62.
3. Краевая Т. С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977. 125 с.

Институт вулканологии
ДВНЦ,
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
14.IV.1980

УДК 550.42 : 546.22.02 : 552.5

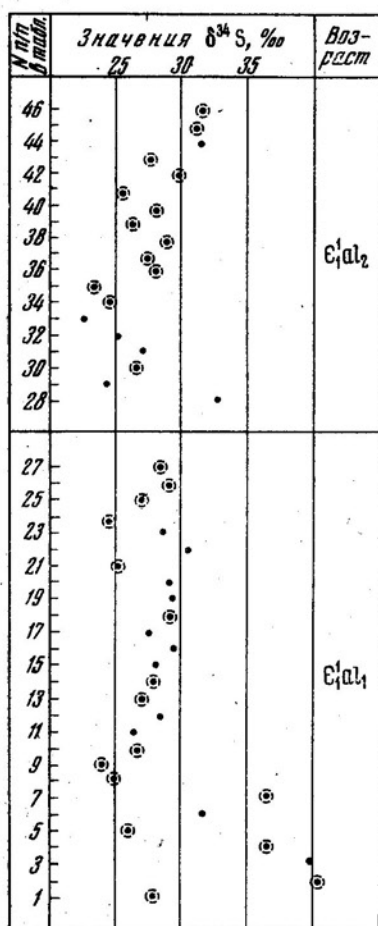
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ СЕРЫ СУЛЬФАТОВ КАЛЬЦИЯ ДЛЯ КОНТРОЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

ПИСАРЧИК Я. К., ГОЛУБЧИНА М. Н., БАДИНОВА В. П.

Литолого-фациальные исследования кембрийских отложений Сибирской платформы производились в 50-х и 60-х годах [3, 4]. В 1972 г. во ВСЕГЕИ было начато изучение изотопного состава серы седиментационных сульфатов кальция в породах кембрия данной территории. Прежде всего были уточнены значения $\delta^{34}\text{S}$ для мощной галогенно-карбонатной толщи ($\text{E}_1 + \text{E}_2^1$), оставшейся до 70-х годов совсем не изученной¹. Затем исследовался изотопный состав серы из сульфатоносных низов покрывающей эту толщу верхоленской свиты и ее стратиграфических аналогов (E_2^2m).

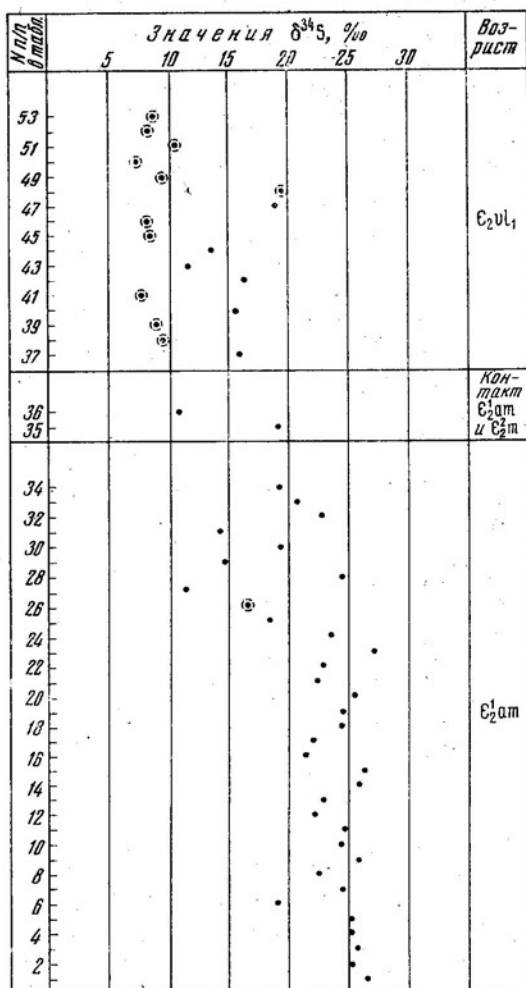
При этом было установлено, что среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов кальция в галогенно-карбонатной формации составляет по 26 образцам $+28,35\%$ [5], а для низов верхоленской свиты оно равно по 43 образцам в среднем $+11,04\%$ при диапазоне вариаций от $+7,0$ до $+9,5\%$ [6], причем переход между этими подразделениями характеризуется постепенным изменением изотопного состава серы сульфатов кальция.

¹ На состоявшемся в 1979 г. в Новосибирске совещании по созданию унифицированных стратиграфических схем для Средней Сибири отложения нижней части галогенно-карбонатной толщи, в частности мотской свиты, отнесены к венду в качестве верхнего подразделения верхнего протерозоя. В настоящей работе мы сохраняем для мотской свиты алданский возраст, как это сделано нами в опубликованной монографии о палеогеографии кембрия Сибирской платформы [4].



• 1 ⊙ 2

Фиг. 1



• 1 ⊙ 2

Фиг. 2

Фиг. 1. Изотопный состав серы сульфатов кальция в породах алданского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы

1 — сероцветные породы, 2 — красноцветные породы

Фиг. 2. Изотопный состав серы верхней подсвиты ангарской свиты и ее аналогов с нижней частью верхоленской свиты. Условные обозначения см. на фиг. 1

В сульфатоносных красноцветных или пестроцветных доломитовых мергелях верхоленской свиты среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ равно $+9,4\text{‰}$ и лишь для 11 образцов преимущественно сероцветных обычно слабоглинистых образований $\delta^{34}\text{S}$ составляет более $+12,5\text{‰}$ (диапазон разброса от $+13,0$ до $+19,5\text{‰}$). Одновременно лишь в верхних частях ангарской свиты и ее стратиграфических аналогов ($\text{Є}_2\text{am}$), для образцов из верхних 2,5 м разреза величина $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от $+11,2$ до $+24,3\text{‰}$, тогда как ниже по разрезу галогенно-карбонатной толщи отношения изотопов серы редко составляют менее $+25\text{‰}$ (минимальная его величина лишь в одном образце из верхней подсвиты мотской свиты равна $+21,2\text{‰}$).

Таким образом, подтверждена точка зрения [4] о непрерывности разреза кембрия на Сибирской платформе, при наличии значительных изменений фациальных условий на рубеже галогенно-карбонатной толщи

Изотопный состав серы сульфатов кальция в породах

№ п. п.	№ образца	Место взятия, глубина, м	Характеристика образца
1	T-197	Тыреть, скв. 1-р, обр. 197, гл. 2164	Песчаник алевроитов с доломито-ангидритовым цементом, красно-коричневый с прослоями алевролитоглинистого и линзами глинистого серо-коричневого доломито-ангидрита
2	O-245 ^a	Оса, скв. 1-р, обр. 245 ^a , гл. 2207,5	Алевролит с базальным доломитовым цементом и ангидритом. Порода красно-серая
3	O-244	Оса, скв. 1-р. обр. 414, гл. 2206,9	Алевролит песчаный серый с коричневым оттенком с доломитовым цементом и ангидритом в нем
4	Бох-414	Бохан, скв. 1-р, обр. 414, гл. 2092,2	Алевролит песчаный серо-фиолетовый с доломито-ангидритовым цементом
5	Б-1493	Бельск, скв. 1-о, обр. 1449, гл. 1557,7	Алевро-аргиллит красно-коричневый, очень сильно проросший ангидритом, окремненный
6	И-142	Исять (по р. Лене), скв. 1-к, обр. 142, гл. 174,9	Линза гипса в доломите серо-цветном
7	Бох-410	Бохан, скв. 1-р. обр. 410, гл. 2090,3	Алевролит песчаный, глинистый серо-фиолетовый с доломито-ангидритовым цементом
8	T-194	Тыреть, скв. 1-р, обр. 194, гл. 2147,5	Прослой (0,5 см) серо-красного глинистого, алевролитистого доломито-ангидрита в доломитистом красно-коричневом глинистом, слюдистом мергеле
9	T-192	Тыреть, скв. 1-р, обр. 192, гл. 2145,9	Линзообразный прослой (2 см) розового ангидрита в глинистом красно-коричневом алевролите
10	E-61	Еловка, скв. 1-р, обр. 61, гл. 1605	Песчаник алевроитовый красно-коричневый с глинисто-доломитовым ангидритовым цементом
11	T-182	Тыреть, скв. 1-р, обр. 182, гл. 2098,2	Ангидрито-доломитовый мергель алевроитовый серый неоднородный волнисто-слоистый
12	T-178	Тыреть, 1-р, обр. 178, гл. 2097,2	Ангидрит серый
13	Бох-392	Бохан, скв. 1-р, обр. 392, гл. 2030,6	Прослой (4 см) глинистого алевролитистого серо-красно-коричневого доломито-ангидрита в доломитовом красно-коричневом алевролитистом мергеле
14	O-235	Оса, скв. 1-р, обр. 235, гл. 2140,0	Линза (1 см) коричнево-серого ангидрита в доломитовом красно-коричневом мергеле
15	T-176	Тыреть, скв. 1-р, обр. 176, гл. 2072	Доломито-ангидрит глинистый серый
16	Ж-2250	Жигалово, скв. 1-о, обр. 2250, гл. 2514,1	Ангидрит серый
17	Ж-2240	Жигалово, скв. 1-о, обр. 2240, гл. 2507,5	То же
18	Б-1195	Бельск, скв. 1-о, обр. 1174, гл. 1455, 35	Алевролит песчаный с ангидрито-доломитовым цементом, красно-коричневый, переходящий в песчаный коричнево-серый доломито-ангидрит
19	Ж-2226	Жигалово, скв. 1-о, обр. 2226, гл. 1489,6	Ангидрит серый
20	Б-1174	Бельск, скв. 1-о, обр. 1174, гл. 1450,45	Ангидрит сероцветный (линза в доломите)
21	Б-1138	Бельск, скв. 1-о, обр. 1138, гл. 1444,0	Прослообразные скопления серого ангидрита в красно-коричневом алевролите

алданского века нижнего кембрия Сибирской платформы

Возраст		Положение образца относительно границ свиты		$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Примечание
отдел, ярус	свита, подсвита	выше подошвы, м	ниже кровли, м		
$\text{Є}_1\text{al}_1$	Мотская свита, средняя подсвита	5,0		+28,0	
То же	То же	7,8		+40,2	Среднее из двух определений
»	»	8,4		+38,85	То же
»	»	14,1		+36,45	»
»	»	15,1		+25,9	
»	Толбинская свита (верхи)		164,4	+31,8	
»	Мотская свита, средняя подсвита	16,2		+36,4	Среднее из двух определений
»	То же	20,0		+25,1	
»	»	21,0		+24,1	
»	»	27,0		+26,9	
»	»	68,8		+26,4	
»	»	64,2		+28,4	
»	»	72,0		+27,1	
»	»	75,3		+27,1	
»	»	95,0		+28,2	
»	»	95,5		+29,8	
»	»	102,5		+27,6	
»	»	117,4		+29,3	
»	»	120,4		+29,6	
»	»	122,35		+29,4	
»	»	128,8		+25,3	

№ п. п.	№ образца	Место взятия, глубина, м	Характеристика образца
22	Б-1109—1110	Бельск, скв. 1-о, обр. 1109—1110, гл. 1432,3	Прослой серого ангидрита в доломитовом алевритистом темно-сером мергеле
23	Б-1100	Бельск, скв. 1-о, обр. 1100, гл. 1436,1	Включения серого ангидрита в глинистом красно-коричневом алевролите
24	Бох-381	Бохан, скв. 1-р, обр. 381, гл. 1942,8	Контакт доломитового красно-коричневого мергеля с ангидритом и глинистым серо-красным ангидрито-доломитом
25	Бох-379	Бохан, скв. 1-р, обр. 379, гл. 1938,4	Доломитовый алевритистый красно-коричневый мергель с многочисленными мелкими (0,5 см) скоплениями серого ангидрита
26	О-226	Оса, скв. 1-р, обр. 226, гл. 2140,0	То же с линзами серого ангидрита
27	Бох-258	Бохан, скв. 1-р, обр. 258, гл. 1922,8	Доломитовый красно-коричневый мергель с многочисленными мелкими (1 см) линзами и включениями серого ангидрита
28	Т-174	Тыреть, скв. 1-р, обр. 174, гл. 2025,25	Ангидрит серый
29	Б-762	Бельск, скв. 1-о, обр. 762, гл. 1362,4	То же
30	Б-Р-35	Большая разводная, скв. 2-р, обр. 35, гл. 1517,3	Линзы красноватого ангидрита в алевритовом песчанике с глинисто-доломитовым красно-коричневым цементом
31	Ж-2194	Жигалово, скв. 1-о, обр. 2194, гл. 2409,75	Ангидрит серый
32	Ол-67 ⁶	р. Олекма, обнажение, обр. 67 ⁶	Гипс розовый в доломитовом красноцветном мергеле
33	Ол-378	р. Олекма, обнажение, обр. 378	Гипс сероцветный среди красноцветных доломитовых мергелей
34	Ол-92	р. Олекма, обнажение; обр. 92	Гипс глинистый сероцветный
35	Ол-389	р. Олекма, обнажение, обр. 380	Гипс крупнокристаллический белый
36	П-818	Половина, скв. 4-рс, обр. 818, гл. 1505,6	Песчаник с базальным глинисто-железистым красно-коричневым цементом и со скоплениями размером до 1 см ангидрита в нем
37	Б-129	Бельск, скв. 1-о, обр. 129, гл. 1196,5	Доломит алевритовый красно-коричневый с включениями серого ангидрита
38	П-816	Половина, скв. 4-рм, обр. 816, гл. 1504,2	Песчаник неоднородный красно-коричневый с базальным ангидрито-доломитовым цементом
39	Б-121	Бельск, скв. 1-о, обр. 121, гл. 1195,5	Песчаник разнородный гравийный красно-коричневый с включениями серого ангидрита
40	П-815	Половина, скв. 4-рс, обр. 815, гл. 1503,3	Песчаник гравийный неоднородный красновато-серый с базальным глинисто-доломито-ангидритовым цементом
41	П-812	Половина, скв. 4-рс, обр. 812, гл. 1502,85	Прослой (0,8 см) песчаного серого доломито-ангидрита в гравийном красновато-сером песчанике
42	П-805	Половина, скв. 4-рс, обр. 805, гл. 1500,4	Доломито-ангидрит песчанистый серый с единичными комочками окислов железа
43	Б-89	Бельск, скв. 1-о, обр. 89, гл. 1190,5	Линза серого ангидрита в алевритовом красно-коричневом песчанике
44	П-802	Половина, скв. 4-рс, обр. 802, гл. 1497,6	Ангидрито-доломит глинистый серый

Таблица (продолжение)

Возраст		Положение образца относительно границ свиты		$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Примечание
отдел, ярус	свита, подсвита	выше подошвы, м	ниже кровли		
$\epsilon_1 a_1$	Мотская свита, средняя подсвита	134,5		+30,6	Среднее из двух определений
»	»	139,7		+28,8	
»	»	163,2		+24,9	
»	»	167,6		+27,1	
»	»	168,4		+29,3	
»	»	183,0		+28,4	
$\epsilon_1 a_2$	Мотская свита, верхняя подсвита		197,75	+32,7	
То же	То же		173,0	+24,9	
»	»		174,8	+26,9	
»	»		103,45	+27,3	
»	»	20,4		+30,1	
»	»	22,6		+21,2	
»	»	34,7		+28,9	
»	Юедейская свита	36,4		+23,6	
»	Мотская свита, верхняя подсвита		13,3	+28,3	
»	То же		12,5	+27,6	
»	«		11,9	+29,2	
»	»		11,5	+26,6	
»	»		11,0	+28,2	
»	»		10,5	+25,7	
»	»		8,1	+30,0	
»	»		6,5	+27,8	
»	»		5,3	+31,5	

№ п. п.	№ образца	Место-взятия, глубина, м	Характеристика образца
45	Ж-747	Жигалово, скв. 1-о, обр. 747, гл. 2307,3	Доломитовый красно-коричневый мергель со скоплениями (до 3 см) серо-коричневого ангидрита То же с линзообразными скоплениями буровато-серого ангидрита
46	Ж-2141	Жигалово, скв. 1-о, обр. 2141, гл. 2306,8	

с верхоленской свитой, обусловленных начавшимися уже в амгинском веке и нараставшими во времени поднятиями в области сноса, с чем связан сначала слабый и эпизодический, а затем интенсивный приток континентальных вод, сульфаты которых обогащены легким изотопом ^{32}S . Одновременно однозначно опровергнуто мнение некоторых исследователей о региональном перерыве в среднем кембрии в предверхоленское время на Сибирской платформе [1, 2]. Периоды привноса на Сибирскую платформу с обрамлявших ее участков суши глинистого и песчаного преобладающе красноцветного материала имели место и в более ранние века кембрия, в частности в раннем кембрии [3, 4]. Однако здесь такие образования развиты лишь в крайних периферийных частях платформы, например близ Присаянья в отложениях мотской свиты². Такие обогащенные терригенным, преимущественно красноцветным материалом породы чередуются с преобладающими в разрезе доломитами и ангидритами. При удалении от краевой юго-западной части платформы (и развитого на ней в кембрии эпиконтинентального бассейна) красноцветный песчаный, местами даже гравийный, алевритовый и глинистый материал в отложениях постепенно уменьшается вплоть до почти полного исчезновения.

Для выяснения источников обломочного материала в породах мотской свиты и особенно для установления способов его транспортировки в область осадконакопления по совету А. В. Хабакова было проведено изучение его под бинокляром. При этом выяснилось, что обломочные частицы, в частности песчаные, имеют матовую исштрихованную поверхность, что указывает на вероятную их транспортировку ветром [3]. Этот вывод хорошо увязывается с нахождением терригенного материала в ангидритах, т. е. в отложениях, возникших в бассейне с достаточно высокой соленостью вод.

Для проверки данного заключения была отобрана серия образцов и определен в них изотопный состав серы в сульфатоносных песчаных образованиях из пород мотской свиты. Образцы отбирались из керна глубоких роторных скважин, пробуренных преимущественно в Иркутском амфитеатре близ Присаянья (скважина Тыреть, 1-р; Оса, 1-р; Бохан, 1-р; Бельск, 1-о; Половина, 4-рс; Еловка, 1-р; Большая Разводная, 2-р; Жигалово, 1-О), а также по р. Лене в среднем ее течении (скв. 1-к) и из обнажения по р. Олекме из юедейской свиты, которая является стратиграфическим аналогом верхней подсвиты мотской свиты [4]. Изотопный анализ серы выполнен по той же методике, что и для всех изучавшихся нами образцов из кембрийской осадочной серии Сибирской платформы [5, 6]. Результаты анализа всех исследованных образцов из отложений алданского яруса нижнего кембрия приведены в таблице и на фиг. 1. Для сравнения на фиг. 2 показаны результаты определения $\delta^{34}\text{S}$, полученные для двух самых верхних пачек верхов галогенно-карбонатной толщи (E_2^{am}), а также из низов покрывающей ее верхоленской свиты (E_2^{m}).

² См. сноску 1.

Возраст		Положение образца относительно границ свиты		$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Примечание
отдел, ярус	свита, подсвита	выше подошвы, м	ниже кровли, м		
$\text{Є}_1\text{a}_2$ »	Мотская свита, верхняя подсвита »		1,0	+31,2	Среднее из двух определений
			0,5	+31,7	

Если для начала верхоленского времени характерно резкое обогащение сульфатов кальция легким изотопом ^{32}S , что указывает на значительный привнос в это время с континента пресных речных вод, то для алданского времени такой привнос практически не фиксируется. Здесь значения $\delta^{34}\text{S}$ колеблются в широких пределах от +21,2 до +40,2‰ (среднее для 46 образцов равно +28,85‰). При этом в сероцветных разностях пород величина $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +23,6 до +39,85‰ (среднее для 17 образцов +29,5‰), а в красноцветных от +21,2 до +40,2‰ (среднее для 29 образцов +28,4‰) независимо от содержания глинистой и песчанистой составляющих. Следовательно, пределы вариаций изотопного состава серы сульфатов кальция практически одинаковы в красноцветных и сероцветных разностях пород алданского яруса, а средние значения для каждой из разностей отличаются всего на 1,1‰. Это не позволяет говорить о сколько-нибудь значительном протоке речных вод при отложении красноцветных разностей в мотское время.

Таким образом, определение изотопного состава серы сульфатов кальция подтвердило предположение, сделанное на основании литолого-фациального анализа отложений алданского яруса, о том, что в течение алданского века поступление обломочного материала осуществлялось главным образом ветром, тогда как в среднем кембрии он поступал с суши вместе с речными водами, приносящими сульфаты, обогащенные легким изотопом ^{32}S .

Это свидетельствует о возможности использования изотопии серы седиментационных сульфатов кальция при литолого-фациальных исследованиях и палеогеографических реконструкциях. Таким образом легкий изотопный состав серы сульфатов в галогенных отложениях перми [7, 8] тоже обусловлен особенностями палеогеографических условий того времени — широким развитием горообразовательных процессов во всем мире, что и усилило суммарный речной сток.

Литература

1. Колюн М. Н. Взаимоотношения верхоленской свиты юга Сибирской платформы с подстилающими и покрывающими отложениями.— Тр. ВНИГРИ и НТО нефтяников. Геология и геохимия. Доклады и статьи, 1959, № 2 (VIII).
2. Маслов В. П. Существовал ли перерыв между средним кембрием и верхоленской свитой в Восточной Сибири? — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3.
3. Писарчик Я. К. Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Ленгостоптехиздат, 1963, т. 89.
4. Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Недр, 1975, т. 215.
5. Писарчик Я. К., Голубчина М. Н. Об изотопном составе серы кембрийских сульфатов кальция Сибирской платформы.— Геохимия, 1975, № 8.
6. Писарчик Я. К., Голубчина М. Н. Существовал ли региональный перерыв в осадконакоплении в среднем кембрии на Сибирской платформе?— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 6.
7. Год Г., Монстер Д. Распространенность изотопов серы в эвапоритах и древних океанах.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М.: Наука, 1964.
8. Holser W. T., Kaplan I. R. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates.— Chem. Geol., 1966, v. 1, № 2.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
6.VIII.1980

ХРОНИКА

САТКА-БАКАЛ

(к литологической экскурсии IV Уральского петрографического совещания)

СМОЛИН П. П.

Уральские петрографические совещания неизменно вызывают интерес всей геологической общественности, так как в центре внимания на них оказываются не только региональные, но и важнейшие общие проблемы. При подготовке очередного IV совещания, которое должно состояться в марте 1981 г., литологическая секция Уральского петрографического совета организовала Бакало-Саткинскую экскурсию. Она проходила 2—5 июня по насыщенной программе при живейшем интересе всех участников — представителей ИГЕМа АН СССР, ИГГ УНЦ, ИГ БФ АН СССР, ВНИИГеолнурда, Иркутского политехнического института, ПГО «Уралгеология», «Башкиргеология», Минчермета.

Объект для экскурсии выбран на редкость удачно как в связи с великолепными обнажениями уникальных по масштабам и качеству руд месторождений магнезита и сидерита в крупных карьерах, так и в связи со стратотипичностью района для вмещающих эти месторождения отложений нижнего рифея (айская, саткинская, бакальская свиты). Эти рифейские толщи вызывают интерес литологов потому, что, будучи одними из древнейших на Урале, они вместе с тем не затронуты сколько-нибудь интенсивным региональным метаморфизмом и сохранили облик нормальных осадочных пород. Непосредственный осмотр карьеров и естественных обнажений был дополнен помимо сообщений Б. Д. Бусыгина, содержащих новые данные по геологии района, докладами Л. В. Анфимова о генетических аспектах магнезито- и сидеритообразования и Д. С. Шляпникова (ИГГ УНЦ) с новыми экспериментальными материалами по системе $MgO-H_2O-CO_2$.

Общеизвестную дискуссионность генезиса саткинских магнезитов и бакальских сидеритов хорошо характеризует довольно курьезная ситуация: глава отечественной литологии акад. Н. М. Страхов считал их гидротермально-метасоматическими, тогда как родоначальник метасоматизма акад. Д. С. Коржинский, наоборот, признает их осадочными. Немудрено поэтому, что и среди участников экскурсии оказались сторонники этих крайних и промежуточных представлений, а дискуссия развернулась преимущественно вокруг генетических вопросов, тем более что в карьерах прекрасно видны как явная общая стратиформность, так и резко метасоматические подчиненные формы залежей — «тупые» выклинивания, «останцы» доломитов, мелкие секущие сателлиты пластообразных тел, замещения строматолитовых биостромов сидеритом. Обе стороны локализации и морфологии залежей хорошо увязываются в предложенной участниками экскурсии для обсуждения модели Л. В. Анфимова и Б. Д. Бусыгина, предполагающей концентрацию Mg и Fe в результате преимущественно латеральной их миграции в интервале постседиментационных условий от раннего диагенеза до метагенеза.

Источником вещества при этом предполагаются непосредственно вмещающие породы, что подтверждается региональной рассеянной примесью магнезита в продуктивных горизонтах саткинской свиты и повышенной железистостью доломитов бакальской свиты. Упрощенно говоря, залежи рассматриваются как гигантские конкреционные стяжения. Однако приведенные Л. В. Анфимовым данные об уменьшении содержаний рассеянного магнезита на периферии его мономинеральных скоплений прямо противоположны соотношениям, наблюдающимся около типичных конкреционных и латераль-секреционных образований, в краевых частях которых содержания скопившихся в них компонентов постепенно возрастают. «Конкреционная» гипотеза не объясняет также и отсутствия залежей магнезита в крупных структурах, где широко развиты продуктивные горизонты с убогой вкрапленностью магнезита. Это позволяет считать более правдоподобным наличие первично-седиментационных концентраций магнезита¹ и перераспределение

¹ При экспериментах (в том числе проведенных Д. С. Шляпниковым и Э. К. Штерн и доложенных участникам экскурсии), а также в современных временных лагунах и коре выветривания мономагнезиальный карбонат первоначально осаждается при обычных температурах в водной форме, в основном в виде гидромагнезитов, а затем перерождается при диагенезе в магнезит.

магния из них на разных стадиях эволюции осадков, что подтверждается также реликтовыми участками слабо перекристаллизованных тонкозернистых слоистых магнетитов и характерными брекчиевидными их текстурами, напоминающими скорее первичные диагенетические брекчии, а не продукты метасоматического замещения доломитовых брекчий. Подобные более четкие текстуры наряду с тонкой послонно колеблющейся вкрапленностью сгустков пелитоморфного магнетита в доломитах в изобилии наблюдаются в менее перекристаллизованных в целом рифейских магнетитах Малого Хингана.

При сравнительном изучении многих провинций для магнетитов саткинского типа установлены четкие признаки их осадочного происхождения: доскладчатый и дометаморфический возраст, региональная стратиформность, фацциально-литологическая однотипность с приуроченностью к мелководно-лагунным доломитам миогеосинклинальных комплексов с обильным органическим веществом, строматолитами и спорадическими песчаными скоплениями, согласованное участие в прерывистой кластохемогенной ритмичности с нарастанием карбонатности и магнизальности от основания к вершине ритмов и, наконец, глобальная, вероятно, климатическая зональность с приуроченностью к низкоширотному общепланетарному поясу.

В низах древних магнетитоносных формаций присутствует базитовая тефра, свидетельствующая об интенсивном вулканизме на близлежащей суше, а выше магнетитов в разрезе появляются концентрации хемогенного кремнезема, Fe, Mn. Эта последовательность, прямо соответствующая подвижности элементов в коре выветривания базитов, наряду с перикратонными геоструктурными позициями магнетитов, позволяет связывать их с формированием коры выветривания на продуктах финального базитового вулканизма. Фанерозойские эпохи магнетитообразования — девон-карбоновая, юрская и палеоген-неогеновая — грубо синхронны периодам массового базитового вулканизма и, что особенно важно, глобальным эпохам мощного выветривания, впервые выделенным В. П. Петровым. При этом наиболее молодые магнетитовые осадки Кубы, Балкан и Малой Азии зримо и однозначно связаны с размывом древней коры выветривания гипербазитов.

Частные метасоматические формы магнетитов в доломитах вполне аналогичны таким соотношениям доломитов и известняков, которые 30—40 лет назад считались неотразимым доводом в пользу гидротермально-метасоматической природы доломитов вообще. И лишь в результате фундаментальных исследований, в основном Н. М. Страхова и его сотрудников, укрепилась современная точка зрения о существовании син-, диа- и эпигенетических осадочных доломитов. Мнение Н. М. Страхова о гидротермально-метасоматическом происхождении магнетитов и сидеритов, вероятно, отдавало дань господствовавшей ранее общей плутонической концепции минерации, поскольку ему были неизвестны перечисленные выше позитивные аргументы в пользу их осадочного генезиса, тогда как Д. С. Коржинский в своих представлениях опирается лишь на негативные аргументы (отсутствие связи с магматизмом, а также метасоматической зональности). Совокупность всех этих аргументов с неизбежностью приводит к концепции спорадической массовой седиментации магнетита, стимулированной поступлением избыточного магния из формирующихся или размываемых мощных апобазитовых кор выветривания.

Уральская «конкреционная» гипотеза генезиса магнетитов и сидеритов в основном направлена на объяснение все тех же второстепенных метасоматических форм и фиксирует лишь «связи ближнего порядка». Видимо, дальнейший прогресс в познании закономерностей формирования и размещения месторождений региона связан с уяснением «связей дальнего порядка» во времени (формации и ритмичность в широком понимании) и пространстве (фацции миогеосинклинали). Несомненно, эти соотношения могут быть правильно поняты лишь при надежной стратиграфической и тектонической основе, поскольку размещение продуктивных толщ Башкирского поднятия в целом в разных, а иногда и разобщенных блоках не допускает пока в ряде случаев их достоверной корреляции.

На примере исследований магнетито- и сидеритоносных толщ, проводимых под эгидой литологической секции УПС, можно видеть кредо этой научной ячейки, предполагающее не только выявление первичного характера осадков, но и детальную оценку их дальнейшей эволюции. И такое более широкое понимание задач литологии (как и осадочной петрологии) можно только приветствовать.

ИГЕМ,
Москва

Поступила в редакцию
23.IX.1980

IV ВСЕСОЮЗНАЯ ШКОЛА МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ

ЛЕВИТАН М. А.

С 20 по 27 апреля 1980 г. в Геленджике на базе Южного отделения Института океанологии АН СССР проведена IV Всесоюзная школа морской геологии, организованная Институтом океанологии им. П. П. Шишова АН СССР, Междуведомственным литологическим комитетом, Комиссией АН СССР по проблемам Мирового океана и Секцией морской геофизики Научного совета АН СССР по геофизическим методам разведки. Для всесоюзных школ морской геологии наиболее характерны многоплановость обсуждаемых проблем и комплексный подход к их решению. Каждая школа демонстрирует современный уровень развития морской геологии, геохимии и геофизики и намечает перспективы дальнейших исследований.

Оргкомитет школы (председатель — член-кор. АН СССР А. П. Лисицын) проделал большую работу по формированию научной программы заседаний на основе почти 400 заявленных докладов. До начала работы школы были опубликованы три тома тезисов докладов, программы и путеводитель (С. Л. Афанасьев) геологической экскурсии по верхнемеловой флишевой формации. В работе школы приняли участие 330 человек из 29 городов, представивших 52 организации Академии наук СССР и союзных республик, всесоюзных министерств геологии, газовой промышленности, нефтяной промышленности и многих др. Высокий научный уровень докладов и дискуссий был обеспечен квалификацией участников школы, среди которых присутствовали акад. А. Л. Яншин, члены-корреспонденты АН СССР Л. И. Красный, А. П. Лисицын, Ю. М. Пушаровский, член-кор. АН ЭССР А. В. Раукас, 49 докторов и 148 кандидатов наук. Было заслушано 234 доклада, из них 40 пленарных, 85 секционных и 109 стендовых. Помимо пленарных заседаний проведено четыре симпозиума: «Металлогения и вулканизм океанов», «Палеоокеанология», «Области лавинной седиментации» и «Аутигенное минералообразование» им. В. П. Петелина; семинар «Методика морских геофизических исследований»; работа секции: «Структурное районирование», «Геоморфология», «Литология», «Стратиграфия», «Математические методы в морской геологии», «Геология нефти и газа», «Геохимия».

В докладах А. П. Лисицына «Некоторые проблемы геологии океанов» и А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровского «Основные направления геолого-геофизических исследований в океане в XI пятилетке» намечены перспективы изучения геологии Мирового океана на ближайшее время и до 1990 г., проведено сравнение советской и американской исследовательских программ. Значительный интерес участников школы вызвали доклады Л. П. Зоненшайна, Л. И. Красного, О. К. Леонтьева, Ю. М. Пушаровского, А. Л. Яншина по тектонике океанского дна. Несмотря на различие концепций, которых придерживаются докладчики, вполне очевидно доминирование идей мобилизма. Именно с этих позиций И. М. Сборщиков в своем сообщении исследовал взаимосвязь кайнозойской тектонической истории Индийского океана и восточной части Средиземно-Гималайского пояса. Крупные обобщения по магматизму океанов и их обрамлению содержались в докладах О. А. Богатикова и Ю. И. Дмитриева, Л. В. Дмитриева с соавторами, М. И. Кузьмина, Т. И. Фроловой. Вулканогенно-осадочные отложения океанов рассмотрены Г. Н. Батуриным и Т. В. Розановой, Е. М. Емельновым. Особенно большой интерес на симпозиуме «Металлогения и вулканизм океана» вызвали результаты законченной в марте 1980 г. экспедиции Института океанологии им. П. П. Шишова АН СССР в Красное море. В серии сообщений участников экспедиции изложены результаты исследования дна Красного моря с помощью подводного обитаемого аппарата «Пайсис» и ряда подводных телеуправляемых аппаратов. Эти данные позволили составить геологическую карту масштаба 1 : 25 000 для одного из ключевых районов Красноморского рифта. Такие детальные работы еще несколько лет назад были невозможны, а теперь они проводятся не только в АН СССР, но и в Министерстве рыбного хозяйства. В докладе Д. Е. Гершановича и В. В. Федорова продемонстрирован подход к детальному литолого-фациальному анализу океанских отложений. Более мелкомасштабные фациальные построения, сделанные с учетом их использования в палеоокеанологических, сравнительно-литологических исследованиях, содержались в сообщениях И. О. Мурдмаа и А. И. Кохова.

Важное место в работе школы заняли доклады по палеоокеанологии — быстро развивающейся отрасли геологии, основные принципы которой изложены в докладе А. П. Лисицына и Ю. А. Богданова. Здесь следует выделить две группы докладов. В первую вошли доклады по эволюции тех или иных процессов седиментогенеза, например эвапоритонакопления (М. А. Жарков), кремнезема (У. Г. Дистанов), океанского биогенного осадконакопления (М. А. Левитан, Ю. А. Богданов). Во второй группе представлены доклады, посвященные эволюции среды седиментации (М. С. Бараш, А. В. Гольберг, В. А. Захаров, Л. А. Савостин, Х. М. Саидова, К. М. Худoley, Н. А. Ясаманов). Впервые рассматривались проблемы лавинной седиментации. Обсуждению подверглись геохимические процессы на барьере река — море, строение и история развития крупнейших подводных дельт мира, вынос матерала через подводные каньоны и другие вопросы. При этом выявилась большая специфичность лавинной седиментации, с одной стороны, и не меньшее практическое значение, особенно для геологии нефти и газа, — с другой. Необходимо отметить серьезные обобщения по нефтегазоносности Мирового океана, которые содержались в докладах А. А. Геодекяна, В. Я. Троцю-

ка, Ю. М. Берлина и В. Б. Оленина, Б. А. Соколова. Как и раньше, значительное внимание было уделено минералогии океанских отложений. Особенно много докладов было посвящено глинистым минералам (З. Н. Горбунова, В. А. Дриц и А. Г. Коссовская, В. В. Петрова и др., М. А. Ратеев и др.), глаукониту (М. И. Липкина, И. В. Николаева, В. Т. Фролов), цеолитам (А. Г. Коссовская с соавторами). Генезис океанских цеолитов вызвал оживленную дискуссию.

По традиции на IV школе рассмотрен широкий круг геохимических проблем: геохимия природных процессов в океане (Ю. А. Богданов и др., В. Х. Геворкьян, В. В. Гордеев, Е. М. Емельянов, Ю. П. Хрусталеv), геохимия отдельных групп элементов (М. Ф. Филипчук), изотопов (В. М. Купцов, С. Д. Николаев, В. П. Стрижов, В. И. Устинов), иловых вод (Ю. Н. Гурский, З. В. Пушкина, О. В. Шишкина). Впервые весьма широко представлены достижения морских геофизиков. На семинаре под руководством Ю. П. Непрочнова 60 специалистов обсудили состояние и перспективы развития морских геофизических методов. Особое внимание было уделено методике обработки сейсмических данных на ЭВМ.

В принятом решении отмечена необходимость тесной координации планов морских геолого-геофизических исследований Академии наук СССР, союзных республик и министерств и ведомств, особенно в области металлогении океана, геологии нефти и газа, морской геофизики. Намечено провести V Всесоюзную школу морской геологии во второй половине апреля 1982 г. в Геленджике.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
25.VI.1980

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

В. Н. ХОЛОДОВ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН, О. И. ЛУНЕВА,
Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА

EDITORIAL BOARD:

V. N. KHOLODOV (Editor-in-chief), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN, O. I. LUNEVA,
B. M. MICHAILOV, A. B. RONOY, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 02.02.81 Подписано к печати 19.03.81 Т-03162 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 15,4+1 вкл. Уч.-изд. л. 17,5 Бум. л. 5,5 Усл. кр.-отт. 18,7 тыс.
Тираж 1189 экз. Зак. 5312

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

1973. 154 с. 1 р. 19 к.

Монография посвящена детальному описанию всех геологических формаций Западного Предкавказья. Для каждой формации приводятся следующие данные: история исследования, распространение, условия осадконакопления, тектонический режим, характер контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями, литофации и вещественный состав, распространение, мощности и физическая характеристика коллекторов. Дана оценка перспектив нефтегазоносности каждой формации.

Работа имеет методическое значение и рассчитана в основном на геологов-нефтяников.

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА

1976. 302 с. 2 р. 76 к.

В книге рассмотрены фациальная обстановка формирования конкреций, закономерности их количественного распространения, стратиграфическое положение, петрография, минеральный состав, текстуры, геохимия конкреций и вмещающих их осадков. На основе анализа всех материалов освещены вопросы происхождения конкреций в Тихом океане.

Работа рассчитана на геологов, литологов, петрографов, геохимиков, океанологов и географов.

Эти книги Вы можете приобрести во всех магазинах «Академкнига».