

ЛИТОЛОГИЯИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



NCKOLVERNPE NCKOLVERNPE

АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД МОСКВА

6

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ 1986

СОДЕРЖАНИЕ

Бутузова Г. Ю. К вопросу, об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 2. Источники рудообразующих элементов Батурин Г. Н., Коченов А. В., Дубинчук В. Т. Уран и торий в железомарганце-	3
вых конкрециях океана	19
Свальнов В. Н. Геохимические неоднородности в разрезах пелагических осад-	
ков как показатель перерывов седиментации	28
<i>Каледа К. Г.</i> Вторичные изменения четвертичных базальтов рифтовой долины	45
хребта Рейкьянес	
бонатных конкреций и вмещающих их ленточно-слоистых отложений в ни-	56
зовьях Енисея	
Agricultura Motor Motor De C., Myddinood 1. A. O Tenesice golomitos Trasp-	64
Жемчужников В. Г. Карбонатные брекчии в разрезе верхнекембрийских и ниж-	76
	10
Тихвинский И. Н. Палеогеография Урало-Поволжья и Северного Прикаспия в	
эпоху кунгурского калиенакопления	88
Юрель Г. Н., Ставрогин А. Н., Иванова Н. И. Микропреобразования песчаников	
	00
Расулова С. Д., Яшунский Ю. В., Шмариович Е. М., Максимов И. Б., Коровуш-	
кин В. В., Полупанова Л. И. Окраска пластово-окисленных пород и ее по-	
исковое значение	13
Краткие сообщения	
Емельянов Е. М. Состав металлоносных осадков Бразильской котловины	25
фидных руд (по зарубежным данным)	30
Хроника	
Дриц В. А. О VIII международной конференции по глинам	34
Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Информация о рабочем симпозиуме по проекту	
«Седимент»	36
Theorems Townsons Konneyson	39
Вероника Даниловна Компанеец . 13	งฮ
Содержание журнала за 1986 год	40

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

6

NOVEMBER — DECEMBER

1986

CONTENTS

Butuzova G. Yu. On substance sources in hydrothermal sedimentary ocean ore genesis. Communication 2. Sources of ore forming elements	3
Baturin G. N., Kochenov A. V., Dubinchuk V. T. Uranium and thorium in ferromanganese nodules of the ocean	19
Svalnov V. N. Geochemical heterogeneities in pelagic sedimentary sections as an indication of intervals in sedimentation	28
Kaleda K. G. Secondary alterations of Quaternary basalts in the rift valley of the	45
Reykjanes ridge	43
ches of the Enisey river	56
in the Tkvarchel mineral deposits	64
lower Ordovician deposits in the Batyrbay balka of the Lesser Karatau area	76
Tikhvinsky I. N. Paleogeography of the Urals — Volga and North Caspian regions at the time of Kungurian potassium accumulation	88
Yurel' G. N., Stavrogin A. N., Ivanova N. I. Microtransformation of limestones of	400
various lithogenetic types under high porous pressures	100
Brief communications	
Emelyanov E. M. The composition of metal-bearing sediments of the Brazil dep-	495
ression	125 130
Chronicle	
Drits V. A. On VIII International Conference on Clays	134
Timofeev P. P., Fremeev V. V. Information on the workshop on the project «Sediment»	136
Veronika Danilovna Kompaneets	139
The contents of the journal for 1986	140,

УДК 551.35:552.323

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОМ ОКЕАНСКОМ РУДОГЕНЕЗЕ.

СООБЩЕНИЕ 2. ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ БУТУЗОВА Γ . Ю.

В статье рассмотрены основные концепции, касающиеся источников металлов, накапливающихся в термальных растворах и гидротермальноосадочных рудопроявлениях рифтовых зон Мирового океана. Проведен критический анализ экспериментальных работ по взаимодействию базальтов
спрединговых зон с морской водой. Сделан вывод о важной роли магматогенного источника в поставке сульфидообразующих элементов.

В теории гидротермально-осадочного рудогенеза наиболее важным и в то же время самым дискуссионным является вопрос об источниках рудообразующих металлов (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb и др.). Выявление этих источников помимо теоретического имеет большое практическое значение, поскольку именно они в значительной степени определяют геохимическую специфику, условия локализации и экономическую значимость месторождений разного генезиса.

Современные гидротермальные и гидротермально-осадочные металлоносные образования тектонически активных регионов океанской коры представляют собой исключительно ценный объект для исследования рудообразующих процессов, поскольку их минералого-геохимические черты практически не затронуты вторичными изменениями и определяются главным образом составом и свойствами термальных растворов, а также физико-химическими условиями среды седиментации.

Прежде чем обсуждать существующие представления об источниках конкретных элементов, участвующих в формировании такого рода образований, необходимо охарактеризовать основные особенности их минерального и химического состава, а также рассмотреть данные по содержанию рудообразующих элементов в современных термальных растворах.

Геохимическая специфика рудопроявлений океанской коры наиболее ярко проявляется в характере сульфидной минерализации, где концентрируется основная масса металлов, поступающих в составе гидротерм, и наиболее слабо проявлено влияние экзогенных, в частности сорбционных процессов на химический состав отложений; минимальна также роль биогенно-терригенной седиментации.

Гидротермально-осадочные сульфидные образования (массивные тела на дне открытого океана и линзообразные пластовые залежи во впадинах Красного моря) характеризуются большим разнообразием минеральных видов, среди которых преобладают сульфиды железа, меди и цинка.

Наиболее распространены сульфидные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит, вюртцит, пирротин, халькопирротин; в подчиненном количестве обнаружены марказит, борнит, валлерит, дигенит, халькозин, ковеллин, сложные сульфосоли меди; сульфиды свинца (галенит, джорданит) встречены лишь в отложениях на 21° с. ш. ВТП в следовых количествах [28, 36, 41, 45].

Значительное число химических анализов сульфидных отложений из разных участков рифтовых зон (табл. 1) позволяет достаточно отчетливо выявить их геохимическую специфику.

Объект исследования	Номер пробы	Fe	Zn	Cu	Pb	Cql	Ag
21° с. ш., ВТП [28, 30]	1 2 3	14,7 26,2 16,7	34,9 20,3 41,8	0,23 1,3 0,89	0,61 0,07 0,29	120 890 790	241 34 202
Хр. Хуан-де-Фука [28, 41]	1 2 3	2,19 41,4 15,6	61,0 2,27 46,9	0,08 0,04 0,35	0,20 0,27 0,30	1060 8 490	230 15 290
13° с. ш., ВТП [37]	1 2 3 4	30,6 15,0 26,4 14,7	0,04 0,25 14,0 41,7	31,6 2,6 2,9 0,32	0,002 0,003 0,09 0,24	4 12 815 557	Не обн. 6 79 186
Галапагосская рифтовая зона [26, 28, 43]	1 2 3	44,1 38,0 1—45	0,14 1,0 0,05—50	4,98 6,5 0,3—11	$ \begin{bmatrix} 0,07 \\ 0,02 \\ 0-9,1 \end{bmatrix} $	32 Не опр. 0—700	10 21 0—480
Красное море (Впадина Атлантис-II)	1 2 3	34,1 12,6 25,9	17,4 15,0 1,58	0,42 0,9 1,3	0,11 0,21 0,03	Не опр. 150 Не опр.	Не опр. 60 20
Офиолиты Кипра [32]	1	32,1	11,8	5,3	0,22	500	75
Базальты спрединговых зон океана [31, 40, 54]	1	6,5	0,0078	0,0081	0,0002	0,128	0,03

^{*} Содержания Fe, Zn, Cu, Pb — приведены в %, остальных элементов — в 10-4 %.

Как следует из данных, приведенных в табл. 1, все известные в настоящее время гидротермально-осадочные сульфидные образования океанского дна отличаются высокими содержаниями Fe (до 45%), Zn (до 45%, единично до 60%) и Cu (до 6%, единично до 30%). При значительно варьирующих соотношениях в сумме эти элементы составляют, как правило, более 50%, и их сульфиды слагают основную массу рудных накоплений. Наиболее характерные сопутствующие элементы представлены, *ppm*: Pb до 6000, Cd до 1000, Ag до 480, As до 1000, Au до 10.

Важная геохимическая особенность сульфидов дна океана заключается в постоянно низких содержаниях в них Ni и Cr (единицы — десятки *ppm*) и обычно малых концентрациях Со, количество которого лишь в единичных пробах возрастает до сотых долей процента.

Существенно иной состав характерен для магматических сульфидов, рассеянных в основной массе базальтов. Там широко развиты сульфиды Ni, Cu и Fe (пентландит, халькопирит, пирротин, пирит, сложные сульфидные соединения с высоким содержанием Ni и Cu). Обогащенность первичных магматических сульфидов никелем и практически полное отсутствие в их составе соединений свинца и цинка являются характерными особенностями этих образований, что отмечается целым рядом исследователей [15, 36 и др.]. При этом величина Ni/Cu как в сульфидах, так и в силикатной матрице базальтов уменьшается от примитивных к более дифференцированным разностям, что свидетельствует о том, что никель в большей степени, чем остальные элементы, входит в состав кристаллических фаз на ранних стадиях кристаллизации базальтов. Более того, известно, что богатые никелем сульфидные месторождения генетически связаны с глубокозалегающими магматическими интрузиями.

В базальтах океанской коры наряду с первично-магматическими сульфидами развита вкрапленная и жильная вторичная минерализация, представленная в основном сульфидами Fe и Cu, в которых практически отсутствует примесь как Pb, Zn и Cd — элементов, характерных для рудных накоплений дна океана, так и Ni — типичного для магматических сульфидов [2, 13, 16, 20, 29, 48].

* \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c	Au	As	Hg	Sb	Sn	Со	Ni	Cr
0,1 430 411 1 """ 1 1,2 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 8 12 12 8 12 12 8 12	0,17	770	2 1 1	13	1 1 1	2 2,5 6	2 5 2	16
* \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc	0,1	43 0	1	» ˙	1 1 1	1,2		12
0,2 Не опр. 45 Не опр. » Не опр. 250 0—300 Не опр. Не опр. » » » не опр. 132 не опр. 18 не опр. » » » не опр. » » » » не опр. » 30 » »	» »	$\begin{array}{c c} & 45 \\ & 1253 \end{array}$	» »	» »	»	500 30	10 50	Не опр.
""">""" """ """ """ """ """ """ """ ""	0,2	45	»	»	1 Не опр. 0—300	250	Не опр.	Не опр.
	»	»	»	»	» ·	Не опр.	Не опр.	»
» » » » Не опр. » 0,0012 2,0 0,09 1 1,5 65 144 317	» 0,0012	2,0	» 0,09) » 1	١.		Не опр. 144	1

Геохимическая специфика современных гидротермально-осадочных сульфидных образований в основных чертах свойственна также древним колчеданным месторождениям, многие из которых согласно современным представлениям относятся к этому же генетическому типу. Ряд исследователей рассматривают их как результат подводной разгрузки термальных растворов. При всех вариациях минерального состава основными компонентами этих месторождений являются сульфиды Fe, Cu, Zn и Pb, причем содержания Cu обычно убывают в пределах месторождения снизу вверх в разрезе и в латеральном направлении от мест разгрузки гидротерм. Прожилковая минерализация, как и в современном процессе, характеризуется, как правило, относительной обогащенностью сульфидами Cu и Fe.

Среди несульфидных фаз для металлоносных осадков характерно широкое развитие окислов и гидроокислов Fe и Mn (рентгеноаморфные, гётит, лепидокрокит, гематит, магнетит, манганит, тодорокит и др.).

Таким образом, в составе гидротермальной (эндогенной) составляющей металлоносных отложений дна океана преобладают следующие металлы: Fe, Mn, Cu, Zn; наиболее типичные элементы-примеси — Pb, Ag, Cd, As, Au; такие металлы, как Co, Ni, Cr, Ti, содержатся в количествах, как правило, на один — три порядка ниже их средних концентраций в базальтах.

Полученные в последние годы данные по химическому составу термальных вод рифтовых зон Мирового океана находятся в полном соответствии с геохимическими особенностями гидротермально-осадочных рудопроявлений. Как видно из данных, приведенных в табл. 2, гидротермы существенно обогащены по сравнению с морской водой элементами той же группы, которые накапливаются в металлоносных осадках (Мп, Fe, Cu, Zn, Pb, Ag, Cd). В отдельных пробах обнаружены повышенные количества Со, содержания же Ni во всех изученных образцах находятся ниже чувствительности метода определения [52, 53].

Наблюдаемые вариации химического состава гидротерм связаны прежде всего с условиями их разгрузки. На 21° с. ш. термальные раство-

Концентрация металлов в термальных растворах рифтовых зон *

Объект исследования	Номер пробы	Mn	Fe	Си	Zn	Ag	ca	Pb	Co	pН
21° с. ш., ВТП [53]	1 2 3 4	52,7 48,2 38,4 55,05	92,93 135,6 41,9 48,65	2,3 2,8 0,6 0,001	6,9 6,8 5,8 2,6	4,1 4,0 2,8 0,1	17,4 20,2 16,2 1,9	63,8 74,4 40,2 37,9	12,5 13,3 3,9 1,3	3,4 3,3 3,6 3,8
Қалифорнийский залив, бассейн Гуаймас [52]	1 2 3 4 5 6 7 8	7,6 12,2 12,9 7,6 7,0 8,1 7,6 7,2	3,1 2,7 10,0 4,3 1,8 0,95 2,1 4,6	<0,001 <0,001 <0,001 0,06 0,006 <0,001 <0,001 <0,001	0,3 0,1 2,6 1,2 0,14 0,06 0,14 1,4	24,8 <0,1 2,6 0,2 <0,1 <0,1 <0,1 <0,1	<pre></pre>	54,9 63,0 135,1 47,6 <4 <4 <4 <4	<0,3 <0,3 <0,3 <0,3 <0,3 <0,3 <0,3 <0,3	5,9 5,9 5,9 5,9 5,9 5,9 5,9
Красное море [4]	1 2 3	90 86 87	94 87 90	0,23 0,33 0,14	7,84 9,2 5,36	Не опр. » »	Не опр. » »	230 320 190	7,8 4 3	∞3,5 ∞3,5 ∞3,5
Морская вода [33, 42]		2 · 1.0 - 3	1.10-2	1-3.10-3	5-20.10-3	1-3.10-4	3-7·10-5	3-8.10-3	1.10-4	7,8

[•] Содержания Mn, Fe, Cu, Zn приведены в миллиграммах на килограмм; а Pb, Cd, Ag, Co — в микрограммах на килограмм.

ры выходят непосредственно из трещин в океанических базальтах, образуя «черные курильщики»; осаждение рудного вещества происходит при смешивании гидротерм с нормальной морской водой в результате охлаждения и нейтрализации рудообразующих растворов. Их состав в местах разгрузки контролируется температурой и кислотно-щелочными свойствами, зависящими от дебита источника, влияющего в свою очередь на степень смешения гидротерм с морской водой.

Зависимость концентраций металлов от температуры растворов отчетливо проявляется в гидротермах на 21° с. ш. ВТП. Так, температура гидротерм в пробах 1 и 2, где наблюдаются максимальные содержания элементов, по данным, приведенным в работе [53], составляет 350—355° С, рН 3,3—3,4, в пробах 3 и 4 температура снижается до 270—275° С, рН возрастает до 3,6—3,8. В этих пробах концентрации всех сульфидообразующих металлов заметно снижаются, что обусловлено скорее всего частичным осаждением сульфидов в путях миграции растворов, при этом прежде всего из растворов извлекаются такие элементы, как Си и Ад. В работе [45] было показано, что в стенках рудоподводящих каналов широко развиты сульфиды Си с повышенным содержанием Ад, в частности такой минерал, как теннантит (Си, Ад) 10 (Fe, Zn, Cu) 2As 13. Как отмечалось выше, вкрапленная и жильная минерализация внутри базальтов также характеризуется широким развитием сульфидов меди.

Последовательность выпадения металлов в осадок, определяющая вертикальную и латеральную минералого-геохимическую зональность рудопроявлений, в значительной степени определяется устойчивостью комплексных соединений, в составе которых происходит перенос металлов. Более подробно этот вопрос был рассмотрен в работе [5] на примере рудных отложений Красного моря.

В бассейне Гуаймас (Калифорнийский залив) рудообразующие растворы мигрируют через мощную толщу биогенно-терригенных отложений и выходят на поверхность уже в разной степени «отработанными», т. е. сбросившими большую часть металлической нагрузки в путях миграции через осадки. Температура их на выходах меняется от 315 до 25° С [52]. Несмотря на значительную обедненность растворов Калифорнийского залива рудообразующими металлами, спектр элементов полностью совпадает с химической спецификой гидротерм, разгружающихся на дне открытого океана, при этом предполагается, что первоначальный состав растворов в обоих регионах был одинаков [52].

Таким образом, накопленный в настоящее время весьма представительный фактический материал по составу термальных растворов и образующихся при их разгрузке рудных накоплениях океанского дна позволяет вполне определенно судить об их геохимической специфике, выявляя тем самым комплекс эндогенных рудообразующих (и сопутствующих) химических элементов.

К сожалению, приходится отметить, что в подавляющем большинстве работ, где обсуждаются разные аспекты генезиса гидротермально-осадочных образований океанической коры, в том числе источники рудного вещества, как правило, не выявляются конкретные факторы, контролирующие те или иные особенности химического состава рудных отложений, иными словами, не прослеживаются геохимические связи между рудообразующим процессом и вещественной его реализацией.

Вместе с тем очевидно, что любая из гипотез, касающихся источников рудного вещества, должна прежде всего учитывать реальный характер распределения элементов в гидротермальных и гидротермально-осадочных металлоносных образованиях и пытаться выявить причины их геохимической специфики. Именно с этих позиций попытаемся рассмотреть основные современные концепции.

Анализ огромного числа публикаций, посвященных проблеме источников рудных компонентов, накапливающихся в металлоносных и рудоносных осадках тектонически активных регионов Земли и прежде всего ее рифтовых зон, позволяет наметить два основных направления в решении этой проблемы.

Одно из них развивает традиционные представления геологов-рудников о ведущей роли магматогенных процессов в переносе металлов флюидной фазой и формировании рудных скоплений гидротермального и гидротермально-осадочного генезиса, в том числе и металлоносных осадков океанского дна.

Наряду с представлениями о магматогенных источниках рудного вещества большой популярностью среди геологов, как отечественных, так и особенно американских, пользуется положение о решающей роли процессов взаимодействия термальных растворов с породами океанской коры в мобилизации и поставке металлов в гидротермы. Особенно широкое признание получила в последние годы гипотеза выщелачивания базальтов в связи с развитием океанологических исследований, в том числе глубоководного бурения. В результате этих исследований в пределах океанической коры были открыты мощные гидротермальные циркуляционные системы и получена возможность непосредственного изучения гидротермально измененных пород. Эти работы послужили стимулом для постановки серии лабораторных экспериментов, результатам которых в свою очередь придается большое значение при обосновании и развитии гипотезы гидротермального выщелачивания базальтов и установлении ведущей роли этого процесса в формировании широкой гаммы металлоносных осадков.

Действительно, лабораторные эксперименты по взаимодействию морской воды с океаническими базальтами, проводимые в широком диапазоне P—T-условий и при разных соотношениях в системе вода — порода, показали, что морская вода способна выщелачивать из пород океанической коры целый ряд химических элементов, в том числе металлов, чем была доказана принципиальная возможность формирования в ходе этого процесса потенциально рудообразующих растворов.

Для оценки истинной роли экспериментальных работ в доказательстве корового (базальтового) источника металлов целесообразно остановиться на некоторых их результатах и сопоставить выводы, сделанные разными авторами.

Исследование взаимодействия базальтов срединно-океанических хребтов с морской водой, проведенное В. Сайфредом и М. Моттлом [50], привело к выводу о том, что в ходе этого взаимодействия из силикатной составляющей базальтов практически полностью извлекаются Си и Zn, большая часть Ва, Sr, Mn и, возможно, Со; неподвижны в этом процессе V, Cr и Ni. Однако при сопоставлении данных по содержанию микроэлементов в свежих и гидротермально измененных базальтовых стеклах видно, что концентрация Ni в свежих стеклах составляет 146 ppm, в измененных — 116—63 ppm. В результате остается непонятным поведение Ni при гидротермальном выщелачивании базальтов и слабо обоснован вывод о его неподвижности.

Обсуждая поведение меди, авторы отмечают, что этот элемент переходит в раствор только при использовании в экспериментальной аппаратуре деталей из золота, при этом считается, что Си извлекается совместно с Аи, т. е. обогащение медью морской воды, реагирующей с базальтами, представляет собой артефакт [50].

Существенно иные данные получены в экспериментах, результаты которых изложены в работах [27, 49].

Так, в статье [27] показано, что при температуре, равной 220° С, давлении, равном 500 бар, и соотношении в системе вода — порода, составляющем 10:1, из базальтов наряду с Fe и Mn выщелачиваются только такие металлы, как Ni и Cu, которые на два-три порядка обогащают раствор по сравнению с морской водой, тогда как Zn, Pb и Al практически неподвижны.

Последующие эксперименты, проведенные в близких условиях (Т 300° С, Р 500 бар, соотношение в системе вода — порода 10:1), этих выводов не подтвердили. В работе [49] даны концентрации элементов (Fe, Mn, Al, Ni, Cu) в растворе после его взаимодействия с базальтами. Из приведенных данных следует, что в раствор переходят только Fe и

Мп, тогда как содержание Ni и Cu во всех пробах независимо от времени взаимодействия (от 24 до 2208 ч) постоянно (0,01·10⁻⁴%) и соответствует их содержанию в исходном растворе. Значительное обогащение раствора Fe находится в противоречии с данными, приведенными в этой же статье, где сопоставляются содержания железа в свежих и гидротермально измененных базальтах (концентрация Fe₂O₃¹ в свежих базальтах составляет 13,29%, в измененных — 13,35%).

Число примеров неоднозначности и противоречивости выводов, следующих из анализа экспериментальных работ, можно было бы увеличить, но и приведенные выше достаточно красноречиво свидетельствуют о том, что на данном этапе результаты лабораторных опытов не проясняют картины поведения металлов при гидротермальном выщелачивании базальтов, не позволяют выявить геохимическую специфику и оценить масштабы поставки вещества из океанической коры и, таким образом, не вносят ясности в проблему источников металлов.

Помимо лабораторных опытов сторонники гипотезы выщелачивания базальтов широко привлекают данные по метаморфическим преобразованиям пород океанической коры, полученные при драгировании и глубоководном бурении.

К сожалению, приходится признать, что если минералогическая сторона процесса изучена весьма основательно и полно, то материалы по геохимии, как правило, не выявляют четко выраженных закономерностей поведения конкретных элементов при взаимодействии воды с породой. По-видимому, процесс этот очень сложен, и в одних условиях элемент активно извлекается из породы, в других, напротив, осаждается из раствора, образуя вторичную минерализацию в базальтах.

Важно отметить также, что при петролого-геохимических исследованиях как гидротермально измененных океанических базальтов, так и рудовмещающих пород в областях развития колчеданных месторождений геологического прошлого многие исследователи отмечают отсутствие явных признаков выноса рудообразующих элементов из магматических пород, пространственно связанных с гидротермально-осадочными рудами [17, 20].

Таким образом, ни натурные наблюдения, ни лабораторные опыты по выщелачиванию базальтов не могут в настоящее время с полной определенностью решить вопрос о доле и конкретной геохимической специфике коровой гидротермально выщелоченной составляющей в общем балансе металлов, накапливающихся в гидротермально-осадочных образованиях дна океана.

Естественным следствием сказанного выше является диаметрально противоположная оценка роли базальтов как источника рудообразующих компонентов у разных авторов. Для примера процитируем выводы из двух работ, базирующихся на детальных петрохимических исследованиях гидротермально преобразованных базальтов (в основном по данным глубоководного бурения) с проведением балансных расчетов.

В одной из них делается вывод о том, что базальты являются главным поставщиком рудной составляющей гидротермальных растворов, разгружающихся на дне океана и под его уровнем [8], тогда как в работе [21] констатируется, что геохимические преобразования базальтов при гальмиролизе и гидротермальном выщелачивании не могут быть источником вещества для накопления рудоносных осадков и железистомарганцевых конкреций на дне океана.

Отсутствие строгих геологических, петролого-геохимических и экспериментальных доказательств определяющей роли процесса выщелачивания при формировании металлогенического облика рудообразующих растворов дополняется еще одним, наиболее важным, на наш взгляд, аргументом, делающим эту гипотезу весьма уязвимой. Дело в том, что с позиций концепции выщелачивания базальтов трудно интерпретиро-

¹ Суммарное Fe, выраженное через Fe₂O₃.

вать геохимическую специфику термальных растворов и рудных накоплений дна океана.

Так, например, остаются неясными причины крайне низких концентраций в этих образованиях Ni, несмотря на его более высокое содержание в базальтах по сравнению с Zn, Cu и Pb (см. табл. 1). Если учесть, что в базальтах Ni связан не только с труднорастворимыми сульфидами, но и с таким легко разрушающимся минералом, как оливин, где содержание NiO колеблется от 0,19 до 0,50%, то тем более трудно объяснить столь малые количества этого элемента не голько в сульфидных отложениях на дне океана, но и в составе гидротермальных прожилков и вторичной сульфидной вкрапленности в океанических базальтах.

Вместе с тем, как отмечалось выше, во всех гидротермально-осадочных сульфидных образованиях рифтовых зон одним из характерных и постоянно присутствующих элементов-примесей является Cd.

В океанических базальтах Cd встречается, как правило, в крайне низких, часто трудно определимых следовых концентрациях (среднее содержание его в базальтах спрединговых зон составляет 0,128 *ppm*), и ни в одном из экспериментально полученных термальных растворов этот элемент не был обнаружен.

В целом важно подчеркнуть полное отсутствие связи между содержаниями металлов в базальтах спрединговых зон и в сульфидных образованиях дна океана (см. табл. 1).

Таким образом, анализ фактического материала по составу термальных растворов и по геохимии гидротермально-осадочной рудной минерализации дна Мирового океана, а также результаты лабораторных экспериментов на современном этапе исследований не дают оснований рассматривать океанические базальты как основной и тем более единственный источник всех рудообразующих элементов, в том числе тяжелых металлов. Не отрицая участия в гидротермально-осадочном рудогенезе корового источника, приходится признать, что оценка его роли в этом процессе и конкретная геохимическая специфика в настоящее время весьма проблематичны.

Обсуждая проблему источников рудных элементов, необходимо рассмотреть представления большой группы исследователей, развивающих идею магматогенной поставки вещества в рудообразующие гидротермальные системы и попытаться оценить геохимическую роль этого источника.

Еще в работах прошлого века большое внимание обращалось на роль летучих соединений в отделении различных химических элементов от магматического расплава. Это положение нашло свое развитие в классических трудах Ф. М. Левинсона-Лессинга, В. М. Гольдшмита, А. Г. Бетехтина, А. Н. Заварицкого. Большой вклад в разработку идеи о дегазации Земли и отделении от магмы флюидной фазы внесли В. И. Вернадский, А. П. Виноградов, П. Н. Кропоткин, Д. С. Коржинский, П. Ниггли, К. Краускопф и др. В последние годы представления о газоводных флюидах как естественных компонентах магмообразующих процессов, а также физико-химические и термодинамические аспекты этой гипотезы успешно развиваются в работах А. А. Маракушева, И. Д. Рябчикова, В. С. Соболева, Л. Н. Овчинникова, Ф. П. Летникова, А. А. Кадика и др.

Общеизвестно, что основная часть современных подводных гидротермально-осадочных металлоносных и рудоносных образований приурочена к областям тектономагматической активности и прежде всего к рифтовым зонам, где отмечаются максимальные значения теплового потока и проявляются признаки интенсивной дегазации мантийного вещества, одним из доказательств чего служат многочисленные данные по составу, количеству и изотопным характеристикам газовой фазы высокотемпературных гидротерм [6].

Известно также, что в пределах рифтовых зон существует сложная система циркуляции термальных растворов, выделяются отдельные конвективные ячейки, где морская вода погружается в океаническую кору

на большие (2—5 км) глубины, нагревается, метаморфизуется, обогащается рудными компонентами и, разгружаясь, приводит к формированию широкой гаммы металлоносных отложений на дне океана и рудной минерализации в приповерхностных зонах океанической коры.

Важно отметить, что гидротермальные системы и связанные с ними рудопроявления распределены вдоль рифтовых зон локально и крайне неравномерно, а характерная особенность их деятельности заключается в пульсационности рудообразующего процесса, что отчетливо проявляется как в современную эпоху, так и при образовании гидротермально-осадочных месторождений геологического прошлого [19].

В многочисленных работах показано, что магматический режим срединно-океанических хребтов также носит пульсационный характер.

Учитывая, что энергетической основой гидротермального процесса является глубинное тепло, чрезвычайно важно количественно оценить тепловую мощность очагов разгрузки и выявить основные теплоносители.

Систематизация многочисленных данных по тепловому балансу гидротермальных систем и собственные расчеты на примере Красноморского геотермального поля позволили В. И. Кононову прийти к заключению, что «...прогрев этих систем не может быть обеспечен только съемом кондуктивного регионального теплового потока» и «требуется дополнительный приток глубинного тепла, связанный либо с кондуктивным прогревом от неглубоко залегающих магматических очагов, либо с поступлением высоконагретого парогазового флюида» [7, с. 35].

Все приведенные выше факты (дискретность распределения гидротермальных ячеек, пульсационный характер рудообразующего процесса и магматического режима, наличие локальных тепломассопотоков, обеспечивающих тепловую мощность геотермальных систем, газовый состав термальных растворов) свидетельствуют о существовании пространственно-временной связи современного гидротермально-осадочного рудотенеза с внутрикоровым базальтовым магматизмом.

В последние годы наличие такой связи было подтверждено конкретными данными по локализации магматических очагов, установленных с помощью геофизических методов в отдельных районах океанических рифтов на разных, но, как правило, небольших глубинах.

Так, детальное геолого-геофизическое исследование геотермальных полей на Восточно-Тихоокеанском поднятии позволило обнаружить магматические камеры шириной ~5 и мощностью. ~3—5 км на глубинах 2—3 км от поверхности дна, при этом была установлена пространственная связь гидротермальной деятельности с магматическими камерами [35]. Промежуточные магматические очаги обнаружены также в рифтовой зоне Красного моря [1], на геотермальных полях Исландии [24].

По мнению ряда исследователей, основными структурами, контролирующими локализацию высокотемпературных гидротермальных систем, являются глубинные разломы, точнее, узлы их пересечения с крупными зонами тектонических нарушений, где возникают промежуточные магматические камеры, связанные со сквозькоровыми зонами, по которым периодически внедряются мантийные расплавы и выделяется поток летучих, определяющих газовый режим термальных растворов. Наиболее полные сведения о связи гидротермальных ячеек в областях развития океанической коры с конкретными тектоническими структурами и особенностями их развития приведены в монографии [46].

Установление связи гидротермальной деятельности с внутрикоровыми магматическими очагами, возникающими в результате локального плавления мантии, позволяет, на наш взгляд, рассмотреть вопрос об их роли в формировании состава и геохимической специфики как термальных растворов, так и образующихся при их разгрузке гидротермально-осадочных рудопроявлений в рифтовых зонах Мирового океана.

В рамках концепции магматогенных источников элементов наиболее широко признана гипотеза отделения водно-хлоридных флюидов в ходе кристаллизации и остывания магматических расплавов и переноса металлов в составе этих флюидов. Изучение поведения и распределения

элементов между расплавами и надкритическими флюидами сопровождается многочисленными лабораторными экспериментами, критический анализ и обобщение которых проведены С. Д. Малининым и Н. И. Хитаровым [9]. В работе подчеркивается важная роль хлора и хлоридных комплексов в процессе перехода рудных компонентов во флюидную фазу и их дальнейшей миграции. Хлор, образуя со многими металлами комплексные соединения различной устойчивости, обладает по отношению к расплаву сильным экстрагирующим действием. Экспериментально установлено, что для Zn, Cu и Рb величины коэффициентов распределения между расплавом и флюидной фазой практически не зависят от содержания металлов в расплаве, по крайней мере в пределах порядка [22].

В работе [9] показано, что распределение элементов между фазами зависит от величин свободных энергий образования их окислов — чем выше эти величины, тем ниже значения коэффициентов распределения (при прочих равных условиях). Иными словами, прочность удержания металлов в расплаве в общих чертах определяется прочностью их связей с кислородом, т. е. свободной энергией образования окислов металлов или сродством их к кислороду. Предполагается, что основной формой нахождения металлов (Zn, Cu, Pb) в расплаве является Me²⁺, а во флюиде — гидроксохлоридные комплексы типа Me (OH) Cl [9].

Перенос металлов в высокотемпературных условиях хлоридными комплексами подтверждается серией экспериментальных работ и термодинамическими расчетами [14, 38, 39], Об этом же свидетельствуют многочисленные находки хлоридов и оксихлоридов металлов среди продуктов фумарольной деятельности современных вулканов. Более того, известно, что в высокотемпературных возгонах хлориды являются основными минералами-носителями рудных элементов.

Изложенное выше показывает важную роль летучих компонентов, и прежде всего хлора, в процессе извлечения из магмы и переноса рудного вещества.

Поскольку в условиях больших давлений хлориды тяжелых металлов имеют, как правило, высокие температуры летучести, а сам хлор хорошо растворим в расплаве, отделение хлоридов от магмы может происходить на сравнительно небольших глубинах, что и характерно, как было показано выше, для магматических очагов рифтовых зон Земли.

Движение газоводных флюидов обусловлено прежде всего снижением внешнего давления при возникновении системы трещин в вышележащих породах.

Одним из наиболее сложных и слабо разработанных аспектов рудообразующего процесса представляется оценка химического состава и свойств постмагматических флюидов.

С этой точки зрения трудно переоценить результаты детальных и всесторонних исследований Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) (1975—1976 гг.), проведенных большим коллективом авторов [3].

Правомочность использования данных по наземному вулканизму для установления геохимических особенностей магматогенных растворов в рамках проблемы источников вещества в океанском рудогенезе основана на характере данного извержения, в ходе которого влияние ассимиляции корового материала практически исключено, что убедительно показано детальными исследованиями петрологических особенностей разных типов базальтов БТТИ [18].

Особую ценность для разработки проблемы источников рудных компонентов имеют уникальные данные по составу газов, выделяющихся при дегазации базальтового расплава и газовых конденсатов из слабо дегазированной магмы, которые можно рассматривать как магматогенные (мантийные) растворы, не измененные взаимодействием с вмещающими породами и отражающие основные особенности первичного состава, температуры и кислотности газоводных магматических флюидов.

Они представляют собой ультракислые (рН 0,25—1,76) перегретые (930—1020° С) воды хлоридно-натриево-калиевого состава с очень вы-

Эл е мент	Пределы содержаний в газоконденсатах, мг/л (среднее содержание)	Вынос в состав эксгаляций, т *	Процент от содер жания в магме **
Sb	0,021—120,7 (16)	2,8·10³	48
Cd	0,4—2,9(1,07)	191	
Au As	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\frac{2,5}{1,5\cdot 10^3}$	14 9,1
Hg	8·10 ⁻⁴ —0,111 (6,3·10 ⁻²)	11	3,1
Zn	0,67—113,4 (33)	5.9·10³	2,3
Pb	0,08—4,1 (1,42)	254	1,6
Sn	0,03—0,3 (0,15)	27	0,21
Cu Ag	$\begin{array}{c} 0.02 - 16.96 \ (6.4) \\ 6.7 \cdot 10^{-4} - 1.2 \cdot 10^{-2} \ (3.4 \cdot 10^{-3}) \end{array}$	$1,1\cdot 10^{3}$ $0,6$	0,18 0,16
Ni	0,023—1,2 (0,36)	64	0,02
Cr	0,07—1,5 (0,39)	70	0,01
Co	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	3	0,0021
Fe		5, 7 · 10³	0,0012
Mn	0,22—0,48 (0,36)	64	0,001
Ti	0,16—2,4 (1,18)	211	0,0007

сокими содержаниями целого ряда микроэлементов. Сравнение концентраций элементов в газовой фазе и в базальтах позволило авторам ориентировочно оценить долю их выноса из первичной магмы и тем самым выявить степень летучести или подвижность элементов при их переходе из расплава в газовую фазу.

В табл. 3, составленной по материалам, опубликованным в работе [11], приведены данные о масштабах выноса металлов эксгаляциями и о степени извлечения их из магмы в составе летучих соединений. Авторы этой работы справедливо подчеркивают, что рассчитанные количества металлов, извлекаемых из магмы, необходимо рассматривать как ориентировочные. Однако полученные порядки величин вполне реальны и во всяком случае дают возможность оценить масштабы выноса, а главное геохимическую специфику состава летучих компонентов.

Анализ опубликованных данных показывает, что среди металлов максимальной летучестью обладают Sb, Cd, As, Hg, Zn, Pb, Au, достаточно летучи также Cu, Sn и Ag; к числу малоподвижных элементов в магматическом процессе относятся Со, Ni, Cr, Ti, а также Fe и Mn.

В результате детального изучения постэруптивного процесса на вулкане Большой Толбачик было показано, что эксгаляционные минеральные фазы также характеризуются большими концентрациями Cu, Zn, Pb, As, Hg, Ag, Au, Sb, Sn, Cd и малыми Ni, Co, Cr [12], максимально высокие содержания дают Си, Zn и Pb [10]. Сходный набор элементов обнаружен в сублиматах эруптивных газов многих вулканов Мира.

Авторы работы [12] предполагают, что источником металлов, обогащающих вулканические эксгаляции, являются магматические флюиды базальтовых расплавов, о чем свидетельствует выпадение в осадок богатых металлами минеральных фаз сразу после извержения в непосредственной близости от высокотемпературных газовых струй. Флюидный источник металлов подтверждается также соотношением рудообразующих элементов в свежих и метасоматически измененных базальтах в последних содержания металлов обычно выше, чем в неизмененных породах.

Близость ассоциаций химических элементов, обогащающих газоконденсаты базальтовых извержений, их вулканические возгоны, термальные растворы и сульфидные накопления рифтовых зон, дают основание предполагать важную роль магматогенного (флюидного) источника металлов в гидротермально-осадочном рудогенезе.

^{*} Средние содержания, рассчитанные на 1,79·10° т Н₂О. ** Рассчитано по среднему содержанию элементов в 3,8·10° т базальтов БТТИ.

В рамках этой гипотезы многие особенности геохимии рудных накоплений океанского дна находят достаточно удовлетворительное объяснение.

Так, например, выше было отмечено, что никель при относительно высоких его содержаниях в базальтах, в термальных растворах и гидротермально-осадочных сульфидах не накапливается, в магматогенных флюидах его концентрация также незначительна. В ходе извержения вулкана Большой Толбачик никеля было вынесено почти на два порядка меньше цинка, примерно в 18 раз меньше меди, в 3 раза меньше кадмия.

Можно предположить, что такие химические свойства Ni, как высокая тугоплавкость его силикатных соединений и высокая степень сродства с сульфидной серой, способствуют выделению элемента в твердыефазы на ранних, высокотемпературных стадиях кристаллизации расплава и затрудняют переход элемента во флюид. Следствием этого являются, с одной стороны, крайне низкие содержания Ni в термальных растворах и выпадающих из них сульфидах, с другой — ярко выраженная обогащенность элементом собственно магматических сульфидов.

Весьма показательно также поведение цинка в магматическом процессе. В работе [51] было показано, что Zn труднее, чем другие металлы, переходит в сульфидные фазы при кристаллизации магмы вследствие относительно низкого сродства с сульфидной серой. Это подтверждается, как уже отмечалось, практически полным отсутствием магматических сульфидов Zn в океанических базальтах. Вместе с тем цинк наряду с другими летучими элементами существенно обогащает флюидную фазу, которая и обеспечивает высокие концентрации металла как в термальных растворах, так и в гидротермально-осадочных отложениях океанского дна.

Необходимо, однако, отметить, что не все элементы, обладающие высокой летучестью и активно выносящиеся из магмы в составе эксгаляций, накапливаются в твердой фазе осадков. К числу таких элементов относятся, например, Hg, Sn, Sb.

Известно, что в современных сульфидных рудопроявлениях и на древних колчеданных месторождениях существует геохимическая зональность, в общем виде выражающаяся в следующей последовательности накопления элементов от источника разгрузки к периферии рудных залежей: Cu→Zn→Pb [25, 34, 45 и др.].

В работе [5] на примере распределения элементов в сульфидных отложениях Красного моря было показано, что геохимическая зональность, обусловленная последовательностью выпадения в осадок сульфидов, в значительной степени контролируется устойчивостью в растворе хлоридных комплексов металлов.

Можно предположить, что отсутствие или весьма малые концентрации ряда летучих элементов в сульфидных отложениях рифтовых зон обусловлены прежде всего большой устойчивостью тех комплексных соединений, в составе которых они переносятся, что определяет их высокуюмиграционную способность и создает предпосылки для удаления элементов в растворенном состоянии на значительные расстояния от очагов разгрузки.

Так, например, экспериментальными исследованиями и термодинамическими расчетами показано, что перенос ртути в рудообразующих гидротермах может осуществляться как хлоридными, так и гидросульфидными комплексами в зависимости от концентрации в растворах H₂S. Показано, что изменение температуры и кислотности растворов не влияет на осаждение ртути [23], что и определяет обычно низкие содержания ее в океанских гидротермально-осадочных сульфидных образованиях.

Что касается некоторых других элементов (Sb, Sn), причины их относительно низких концентраций в рудных отложениях при высокой степени летучести пока недостаточно ясны. Можно предположить, что малые количества олова в сульфидных накоплениях определяются формой переноса элемента в виде устойчивых сульфидных комплексов. Подтверждением этого предположения служат рассчитанные нами коэффи-

циенты корреляции между различными компонентами газоконденсатных проб, отобранных при извержении Большого Толбачика. Расчеты показали, что все рудообразующие металлы имеют положительную корреляцию с С1 и обычно отрицательную — с серой; исключение составляет лишь олово (коэффициент корреляции Sn с хлором составляет —0,5, с серой +0,841).

Данных о распределении Sb в океанских рудоносных осадках в литературе очень мало. Однако, судя по отдельным определениям (см. табл. 1), концентрация элемента в сульфидах выше среднего его содер-

жания в океанических базальтах.

В целом же основная геохимическая специализация гидротермальноосадочных и прежде всего сульфидных отложений рифтовых зон, на
наш взгляд, достаточно отчетливо контролируется поведением тяжелых
металлов в магматическом процессе. Можно предположить, что степень
участия флюидной фазы в составе термальных растворов определяет не
только их температурный режим, но и металлогеническую нагрузку,
а также влияет на кислотно-щелочные свойства.

Предположение о влиянии магматогенных флюидов на величину рН термальных растворов базируется на результатах расчетной модели формирования гидротерм при взаимодействии морской воды с океаническими базальтами [30]. Согласно расчетным данным, значение рН морской воды, равное 7,8, в ходе гидротермального выщелачивания базальтов постепенно понижается от 6,38 при 100° С до 5,67 при 350° С. Вместестем известно, что высокотемпературные гидротермы имеют значительно более кислую реакцию: измеренные значения рН при $\sim 350^{\circ}$ С обычно составляют 3,4—3,6 (см. табл. 2). Одной из возможных причин расхождения реальных величин рН термальных растворов с рассчитанными значениями может быть участие в их составе ультракислых магматогенных флюидов, рН которых обычно <1.

Обогащение рудных осадков тяжелыми металлами в значительной степени контролируется соотношением летучести элементов и устойчивости их миграционных комплексов.

Таким образом, анализ реальных закономерностей распределения химических элементов в современных термальных растворах и гидротермально-осадочных отложениях океанской коры в совокупности с данными по составу океанических базальтов и газоконденсатов вулканических извержений приводит к выводу о важной роли магматогенного источника в формировании сульфидного оруденения рифтовых зон Мирового океана.

Магматическому происхождению металлов в рудообразующих растворах, формирующих месторождения типа Куроко (Япония), отдают предпочтение большинство японских исследователей [44, 47 и др.]. Ту же точку зрения разделяют многие советские геологи, изучающие колчеданные месторождения Урала и Кавказа [17 и др.].

Признавая важную роль магматогенного, флюидного источника металлов, нельзя не учитывать и процессы взаимодействия растворов с вметаллов, нельзя не учитывать и процессы взаимодействия растворов с вметального в призначать и процессы в призначать и процессы в призначать и процессы в призначать и придначать и принежать и

щающими породами.

Влияние этих процессов на формирование основного солевого фона растворов обсуждалось в работе [6]; значительно сложнее оценить роль коровой, базальтовой составляющей в поставке рудообразующих металлов. Выше было показано, что лабораторные эксперименты не вносят ясности в решение этой задачи. Сравнительный анализ данных по составу газоконденсатов и термальных растворов рифтовых зон позволяет предположить, что базальты играют существенную роль в поставке таких рудных элементов, как Fe и особенно Mn. Известно, что эти элементы составляют главную по массе часть металлоносных осадков океана, они обнаруживают самые высокие концентрации и в рудообразующих растворах рифтовых зон (см. табл. 2).

Вместе с тем в составе вулканических эксгаляций вынос Fe сопоставим с выносом Zn и Cu, а количество Mn намного меньше сульфидообра-

зующих металлов (см. табл. 3).

Значительное обогащение железом и особенно марганцем термальных растворов, прошедших этап взаимодействия с вмещающими породами, относительно первично магматогенных флюидов, по-видимому, обусловлено поступлением этих элементов из океанических базальтов. Напомним, что если поведение малых элементов в лабораторных экспериментах достаточно неопределенно, то железо и марганец, как правило, интенсивно выносятся из базальтов при их гидротермальном выщелачивании.

Таким образом, сравнительный анализ обширного фактического материала по геохимии гидротермально-осадочной рудной минерализации дна Мирового океана, химическому составу разгружающихся на дне термальных растворов и вулканических газоконденсатов, а также результаты экспериментальных работ позволяют предполагать полигенность источников рудообразующих металлов в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Главные из них — магматогенные газоводные флюиды и океанские базальты, причем роль каждого источника для разных элементов существенно различна.

Если группа металлов, концентрирующихся главным образом в сульфидах, поступает в основном в составе флюидной фазы магматических расплавов, то для железа и особенно марганца важную роль играют процессы взаимодействия растворов с океаническими базальтами.

В целом же рудогенерирующие термальные растворы рифтовых зон Мирового океана представляют собой очень сложные полигенные физико-химические системы. Формирование их состава и его изменение в ходе циркуляции по трещинам в базальтах контролируется целым рядом параметров: физико-химическими особенностями, температурой, соотношением в системе вода — порода, окислительными и кислотно-щелочными свойствами растворов, их дебитом, кристаллохимическими свойствами и устойчивостью минеральных фаз. Многие из этих параметров по-видимому, в значительной степени определяются долей участия в гидротермах магматогенной, флюидной фазы.

Отдельные стороны сложного и многофакторного процесса гидротермально-осадочного рудогенеза разработаны еще недостаточно. Современный уровень наших знаний не позволяет на количественной основе оценить долю разных источников и расшифровать все факторы, влияющие на рудообразующий процесс.

В заключение следует отметить, что решение проблемы источников вещества в гидротермально-осадочном рудогенезе требует комплексного подхода, основанного на сочетании общего геолого-тектонического анализа с детальными исследованиями геохимии, минералогии, изотопных данных, физико-химических свойств как рудообразующих растворов, так и образующихся при их разгрузке металлоносных отложений.

Литература

- 1. Альмухамедов А. И., Кашинцев Г. Л., Матвеенков В. В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Батурин Г. Н. Сульфидные руды в Аравийско-Индийском хребте. В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 259— 265.
 Большое трещинное Толбачинское извержение/ Под ред. Федотова С. А. М.: Наука,
- 4. Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря. В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, c. 79-96.
- 5. Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 2. Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 11—31.
- 6. Бутузова Г. Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 1.— Литология и полез. ископаемые, 1986, № 5, c. 3---18.
- 7. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 212 с.
- 8. Курносов В. Б. Гидротермальные изменения базальтов коры океана. Тихоокеан. геология, 1984, № 6, с. 90—94. 9. Малинин С. Д., Хитаров Н. И. Рудные и петрогенные элементы в системе магма-
- тический расплав флюнд. Геохимия, 1984, № 2, с. 183—197.

- 10. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 234 с.
- 11. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н Геохимические особенности вулканических газов. — В кн.: Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984, c. 285—309.
- 12. Набоко С. И., Главатских С. Ф. Постэруптивный процесс. В кн.: Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984, с. 309-340.
- Розанова Т. В., Батурин Г. Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана.— Океанология, 1971, т. 11, с. 874—879.
- 14. Рябчиков И. Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 165—177.
- 15. Смирнов В. И. О металлогении океана. Геология руд. месторождений, 1975, № 1, c .3—13.
- 16. Смирнов В. И., Богданов Ю. А., Бородаев Ю. С. и др. Сульфидная минерализация в основных породах Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1, с. 250—254.
- 17. Твалчрелидзе А. Г., Ярошевич В. З. Генезис стратиформных колчеданных месторож-
- дений. М.: Недра, 1981. 131 с. 18. Флеров Г. Б., Андреев В. Н., Будников В. А., Цюрупа А. И. Петрология продуктов извержения. — В кн.: Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984, c. 223—284.
- 19. Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д. Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации.— В кн.: Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984, с. 39—253.
- 20. Фролова Т. И., Жарикова Э. Н., Золотарев Б. П. и др. Магматические породы дна юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете проблемы происхождения металлоносных осадков.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 48—72.
- 21. Харин Г. С. О роли гальмиролиза и гидротермального выщелачивания в поставке
- рудного вещества в океан. Геохимия, 1978, № 7, с. 1040—1056.

 22. Хитаров Н. И., Малинин С. Д., Лебедев Е. Б., Шибаева Н. П. Распределение Zn, Сu, Рb и Мо между флюидной фазой и силикатным расплавом при высоких температурах и давлениях. Геохимия, 1982, № 8, с. 1094—1099.
- 23. Ходаковский И. Л., Попова М. Я., Озерова Н. А. О формах переноса ртути в гидротермальных растворах. — В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 86—119.
- 24. Arnorsson S., Grönvold K., Sigurdsson S. Aquifer chemistry of high-temperature geothermal systems in Iceland.— Geochim. et cosmochim. acta, 1978, v. 42, p. 523— 536.
- 25. Barnes H. L. Zoning of ore deposits, types and causes.— Trans. Roy. Soc. Edinburg,
- 1975, v. 69,p. 295—311.

 26. Bornhold R. D., McLeod C. R., Passho D. W. Polymetallic sulfide deposits of ocean ridges.— C. J. M. Bull., 1982, v. 75, № 41, p. 24—28.

 27. Bischoff J. L., Dickson F. W. Seawater-basalt interaction at 200° C and 500 bars: impli-
- cations for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater che-
- mistry.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, № 3, p. 385—398.

 28. *Bischoff J. L., Rosenbauer R. G., Aruscavage P. J. e. a. Sea-floor massive sulfide deposits from 21° N E. P. R. Juan de Fuca Ridge and Galapagos Rift: bulk chemical com-
- plications.— Econ. Geol., 1983, v. 78, № 8, p. 931—943. Bonatti E., Querstein-Honnorez B. M., Hon. J. 29. Bonatti Honnorez Copper-iron fide mineralisations from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. -- Econ. Geol., 1976, v. 71,
- № 8, p. 1515—1525.
 30. Bowers T. S., Taylor H. P. An integrated and stable-isotope model of the origin of midocean ridge hot spring systems.— J. Geophys. Res., 1985, v. 90, № B 14, p. 583—
- 31. Clauge D. A., Frey F. A., Tompson G., Rindge S. Minor and trace element geochemistry of volcanic rock dredged from the Galapagos Spreading center: Role of crystal fractionation and mantle heterogenety.—J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 9469.— 9482.
- 32. Constantinou G., Govett G. J. S. Genesis of sulphide deposits, ochre and umber of Cyprus.—Trans. Inst. Mining and Metallurgy, 1972, v. 8, sec. B, p. B34—B46.
- 33. Goldberg E. The oceans as a chemical system. In: The Sea, Interscience, ch. 1. N. Y.,
- 34. Haymon R. M., Kastner M. Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21° N preliminary description of mineralogy and genesis.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, v. 53, p. 363—381.
- 35. Haymon R. M., MacDonald K. C., The geology of deep-sea hot springs. Amer. Scien-
- tist., 1985, v. 73, No 5, p. 441-449.

 36. Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J. L. e. a. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21° N. A mineralogical and geochemical study.—Science, 1980, v. 207, № 4438, p. 1433—1452.
- 37. Hekinian R., Fouquet J. Volkanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13° N.— Econ. Geol., 1985, v. 80, № 2, p. 221-255.
- 38. Helgeson H. C. Complexing and hydrothermal ore deposition, N. Y.: Pergamon Press, 1964, 128 p.

- 39. Helgeson H. C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures
- and pressures.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267, p. 729—804.

 40. Hertogen I., Janssens M. J., Palme H. Trace elements in oceanic ridge basalt glasses implications for fractionation during mantle evolution and petrogenesis.— Geochim. et cosmochim acta, 1980, v. 44, p. 2125—2143.
- 41. Koski R. A., Claque D. A., Oudin E. Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridge.—Bull. Geol. Soc. America, 1984, v. 95, p. 930—945.
- 42. Krauskopt K. B. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, v. 9, № 1-2, p. 1-32.
- 43. Malahoff A. A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos Rift with some continental deposits.— Mar. Technol. Soc. J., 1982, v. 16, № 3. p. 39—45.
- 44. Matsukuma T., Horikoshi E. Kuroko deposits in Japan, a review.— In: Volkanisms and ore genesis. Tokio: Univ. Tokio Press., 1970, v. 153—179.
- 45. Oudin E. Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21° N). Pt 1.— Marine Minning, 1983, v. 4, № 1, p. 39—72.
- 46. Rona P. A. Hydrothermal mineralization at seaf-loor spreading centers.— Earth Sci.
- Rev., 1984, v. 20, p. 1—104.

 47. Sato T. Distribution and geological setting of the Kuroko deposits.—Soc. Mining. Geol. Japan. Spec. Issue, 1974, v. 6, p. 1—9.
- Schrader E. L., Furbish W. J. Mineralogy and geochemistry of ore minerals from basalts related to spreading centers of the Eastern Pacific with speculation on oreforming processes.— Initial Report of DSDP. Wash., 1980, v. 54, p. 789—806.
 Seyfried W. E., Bishoff J. L. Experimental seawater-basalt interaction at 300°C,
- 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implication for the transport of heavy metals.— Geochim. et cosmochim. acta, 1981, v. 45, № 2, p. 135— 149.
- 50. Seyfried W. E., Motte M. J. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions.— Geochim. et cosmochim. acta, 1982, v. 46, № 6, p. 985—1003.
- 51. Toth J. R. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. Pt 1.—Bull.
- Geol. Soc., America, 1980, v. 91, p. 44—54.
 52. Von Damm K. L., Edmond G. M., Measures C. J., Grant B. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California.—Geochim. et cosmo-
- chim. acta, 1985, v. 49, № 11, p. 2221—2238.
 53. Von Damm K. L., Edmond G. M., Grant B., Measures C. J. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21° N, East Pacific Rise. — Geochim. et cosmochim. acta, 1985,
- v. 49, № 11, p. 2197—2220.
 54. Wedepohl K. H. Tholeitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust. - Naturwissenschaften, 1981, B. 68, H. 3, S. 110-119.

Геологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 14.IV.1986

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1986

УДК 550.4:552.56

УРАН И ТОРИЙ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ ОКЕАНА

БАТУРИН Г. Н., КОЧЕНОВ А. В., ДУБИНЧУК В. Т.

Изучены распределение урана, тория и корреляционные связи их с другими элементами в железомарганцевых конкрециях Тихого океана. Показано, что уран и торий в конкрециях находятся в тонкодисперсной, вероятно, сорбированной форме; собственные минеральные фазы урана и тория при электронно-микроскопическом изучении не установлены. Предполагается, что уран и торий накапливаются в конкрециях путем диагенетической мобилизации из донных осадков.

Распределение урана и тория в железомарганцевых конкрециях океана представляет интерес в связи с общими вопросами геохимии этих элементов в морской среде и проблемой датирования конкреций методами абсолютной геохронологии с использованием радионуклидов уранового и ториевого рядов.

Систематические исследования урана и тория в конкрециях ограничены в основном центральной частью Тихого океана [23, 25, 28]. Поэтому эти элементы определены нами в конкрециях и рудных корках, собранных в различных районах океана и различающихся по составу и условиям залегания.

Исследованный материал предствлен образцами трех категорий: конкрециями из северо-восточной тропической зоны Тихого океана (радиоляриевый пояс, или зона разломов Кларион — Клиппертон), конкрециями из южных частей Тихого и Индийского океанов и железомарганцевыми корками с подводных гор Мид-Пасифик (северная часть Тихого океана).

Образцы с подводных гор собраны при участии одного из авторов в 48-м рейсе НИС «Витязь», остальной материал — сотрудниками Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР в нескольких рейсах научно-исследовательских судов «Витязь», «Дмитрий Менделеев» и «Академик Мстислав Келдыш».

Детальное описание условий залегания, минералогии и общего химического состава исследованных железомарганцевых конкреций и корок приведено в работах [6, 12].

Из каждого образца приготовлялась средняя валовая проба для выполнения всех видов определений. Из семи образцов отобраны наружная корка или ее верхняя и нижняя части и ядро. Проанализированы также три средние пробы, составленные из нескольких десятков конкреций общей массой 6—8 кг и представляющие материал из радиоляриевой зоны, Южной котловины и подводных гор Тихого океана.

Уран и торий определяли рентгеноспектральным методом, все прочие (Fe, Mn, Ti и др.) компоненты — химическим и атомно-абсорбционным методами. Распределение урана исследовали методами электронной микроавторадиографии и микродифракции [2, 4].

Содержание урана в исследованных железомарганцевых конкрециях и корках колеблется от <5 до 22 г/т, тория — от <5 до 63 г/т (табл. 1).

Наиболее низкие (<5—15 г/т) содержания урана установлены в железомарганцевых конкрециях из южных частей океанов. В конкрециях из радиоляриевой зоны содержание урана несколько выше (от 6,3 до 18 г/т). Наиболее высокие (12—22 г/т) содержания урана характерны для железомарганцевых корок с подводных гор.

Распределение тория в целом не связано с распределением урана. Минимальным (<5—21 г/т) его содержанием характеризуются Fe—Мп-

Химический состав железомарганцевых конкреций и содержание в них урана и тория

Номер станции	Координаты	Глубина, м	Характер образца	Fe _s O _s	MnO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₆	TiO ₂	Ni	Cu	Co	Zn	Pb	υ	Th
	·	<u> </u>	Радиоляриевая зо	она, север	ная тропи	іческая ча	сть Тих	кого ок	еана						
666-1	14°23′ с. ш., 117°19′ з. д.	4125	Радиоляриевый ил Уплощенная конкреция То же, верхняя часть То же, нижняя часть То же, ядро	3,25 8 23 8,54 8,23 4,75	0,73 45,09 43,42 43,40 50,73	11,09 4,60 4,14 4,14 4,65	0,40 0,48 0,68 0,61 0,47	0,42 0,48 0,47 0,28	0,019 1,22 1,10 1,03 1,26	0,004 0,95 0,80 0,70 0,92	0,004 0,13 0,10 0,13 0,06	0,137 0,128	0,031 0,030 0,032 0,018	<5 11 10 12 11	12 12 12 10 10
666-12	14°27′ с. ш., 117°18′ з. д.	4065	Уплощенная конкреция	9,44	42,78	4,86	0,66	0,49	1,23	0,86	0,19	1	0,042	13	14
1936	9°50′ с. ш., 146°26′ з. д.	5200	Сростковая конкреция То же, корка То же, ядро	17,72 10,62 17,40	33,72 33,72 38,24	3,49 3,85 4,72	0,76 0,68 0,86	1,55 1,67 1,50	0,85 0,75 0,98	0,42 0,36 0,49	0,34 0,35 0,31	0,067	0,082 0,088 0,075	11 11 18	32 39 21
2520	10°28′ с. ш., 175°07′ з. д.	5400	Округлая гладкая конкреция То же, корка То же, ядро	14,88 14,90 14,56	28,18 34,22 22,64	5,16 3,41 5,08	0,70 0,67 0,73	1,35 1,36 1,30	0,60 0,91 0,32	0,45. 0,67 0,24	0,27 0,29 0,21	0,094 0,043	0,078 0,079 0,085	10 8 9	25 28 14
2474-16	10°29′ с. ш., 175°09′ з. д.	5260	Уплощенная бугорчатая конкреция	14,14	30,26	5,23	0,51	1,14	0,85	0,53	0,24	0,068	0,054	6	20
2474-39	10°29′ с. ш., 175°09′ з. д.	5260	Уплощенная гладкая кон- креция	13,92	39,03	4,36	0,75	1,26	0,96	0,58	0,28	0,087	0,068	13	23
2474-3 2	10°29′ с. ш., 175°09 з. д.	5260	То же То же, корка То же, ядро	18,03 19,63 16,44	35,62 35,73 32,21	- 4,43 7,05	0,83 0,15 0,36	1,31 1,40 1,15	0,85 0,93 0,81	0,51 0,53 0,46	0,28 0,31 0,21	0,082	0,072 0,070 0,061	10 13 5	23 26 15
2483-16	10°02′ с. ш., 146°28′ з. д.	5200	Уплощенная конкреция То же, корка То же, ядро	5,70 6,96 6,01	43,28 42,27 45,30	4,07 4,07 4,87	1,02 0,23 1,12	0,59 0,62 0,66	1,36 1,38 1,21	0,98 0,90 0,85	0,18 0,17 0,15	0,149 0,184	0,038 0,043 0,042	14 11 13	14 17 7,6
2483-43	10°02′ с. ш., 146°28′ з. д.	5200	Уплощенная конкреция То же, верхняя часть То же, нижняя часть То же, ядро Средняя проба	7,60 10,37 7,82 4,11 7,37	40,77 38,21 31,14 34,70 45,31	4,72 4,05 4,78 7,41 4,50	1,10 0,92 0,32 0,81 0,55	0,80 1,09 0,86 0,49 0,67	1,25 1,16 1,28 1,18 1,29	0,77 0,69 0,78 0,85 0,96	0,16 0,23 0,18 0,10 0,20	0,104 0,108 0,123	0,046 0,052 0,045 0,025 0,034	11 11 6 8 12	18 22 18 10 15

Южная часть океана

1664	14°15′ ю. ш., 165°52′ з. д.	5400	Полиядерные конкреции	18,88	11,20	9,10	0,64	2,26	0,17	0,16	0,13	0,041	0,047	<5	16
5965	22°41′ ю. ш., 160°50′ з. д.	485 0	Шарообразные конкре- ции, верхняя часть	26,90	22,14	4,50	0,65	2,41	0,31	0,17	0,50	0,070	0,130	15	63
			То же, подкорковый слой То же, ядро То же, средняя проба	22,47 20,89 22,16	23,16 24,66 26,48	5, 96 5, 81 5, 95	0,77 0,75 0,84	2,10 1,94 1,84	0,45 0,30 0,40	$\begin{bmatrix} 0,20 \\ 0,11 \\ 0,17 \end{bmatrix}$	$0,45 \\ 0,49 \\ 0,47$	0,050	0,095 0,094 0,104	12 11 8	34 32 35
5201	22°25′ ю. ш., 91°39′ в. д.	5280	Шарообразная конкреция	18,99	29,69	3,70	0,54	1,32	9,46	0,17	0,33	0,051	0,108	12	51
2754	60°00′ ю. ш., 167°28′ в. д.	454 0	Округлая бугорчатая конкреция	12,66	23,18	5,54	0,25	0,91	0,74	0,30	0,06	0,078	0,058	<5	27
2757	56°56′ю.ш., 170°29′в.д.	5350	Округлая гладкая кон- креция, рудная оболочка	22,15	20,13	2,98	0,65	1,22	0,23	0,07	0,15	0,046	0,120	5	58
2762	55°00′ю.ш., 170°29′в.д.	4865	Округлая шероховатая конкреция, рудная оболочка	21,10	21,04	3,90	0,50	1,33	0,38	0,15	0,17	0,071	0,108	8	51
	,		। Подводны	е горы с	і еверной ч	асти Тихо	। 120 окес	і Іна		i I		I		١	
6002	20°41′ с. ш., 170°32′ з. д.	1930	Рудные оболочки на об- ломках гиалокластитов	21,52	27,68	2,11	1,71	1,91	0,34	0,06	0,65	0,053	0,177	17	11
6348	18°31′ с. ш., 175°06′ з. д.	1050	Рудная корка на туфо- брекчиях	15,19	35,73	0,94	0,82	1,12	0,59	0,04	0,64	0,073	0,200	22	<5
6352	18°19′с.ш., 178°20′з.д.	1630	Рудная корка на базаль- тах	21,84	28,68	1,01	1,30	1,63	0,36	0,02	0,82	0,044	0,185	16	18
6358	18°37′ с. ш., 171°08′ в. д.	2440	Рудный прослой между гиалокластитом и фосфатизированным известняком	. 20,57	23,66	1,52	5,52	·	0,22	0,12	0,32	0,059	0,197	14	15
6359	19°02′ с. ш., 171°08′ в. д.	1300	Рудная корка на фосфа- тизированном извест- няке	7,60	29,19	0,29	10,78	0,88	0,70	0,11	0,34	0,087	0,102	12	6
6365	22°20′ с. ш., 161°31′ в. д.	1220	То же	18,36	34,22	0,94	1,42	1,26	0,50	0,03	0,76	0,061	0,182	19	21
6366	22°39′ с. ш., 160°52′ в. д.	1280	Рудная корка на гиало- кластите	22,15	30,69	1,31	1,41	1,36	0,35	0,02	0,66	0,051		19	21
			Средняя проба рудных корок	19,65	36,61	1,40	1,63	1,33	0,51	0,06	0,80	0,062	0,192	17	2 0

Коэффициенты корреляции между элементами в исследованных железомарганцевых конкрециях и корках

Min	Al	P	Ti	Ni	Cu	Со	Zn	РЬ	υ	Th	
-0,72	-0,18 -0,11	-0,05 -0,13 -0,55	-0.77	0,87	$\begin{bmatrix} 0,78\\0,39\\-0,33 \end{bmatrix}$	-0,24 $-0,61$ $0,22$ $0,54$	$ \begin{array}{c c} 0,17 \\ -0,12 \\ -0,80 \\ 0,86 \end{array} $	0,44 -0,71 0,37 0,55 -0,74 -0,84	0,25 -0,66 0,28 0,11 -0,10 -0,26 0,70	0,64 -0,51 -0,06 -0,29 0,53 -0,46 -0,39 0,10 -0,46 0,19 -0,20	Fe Mn Al P Ti Ni Cu Co Zn Pb

корки. Железомарганцевые конкреции радиоляриевой зоны содержат 7,6—32 г/т тория и из южных зон 15—63 г/т.

Основные особенности общего химического состава исследованного материала заключаются в том, что Fe—Мп-конкреции радиоляриевой зоны относительно обеднены железом, кобальтом и свинцом и обогащены марганцем, никелем, медью, цинком, молибденом. Железомарганцевые корки, содержащие больше железа и меньше марганца, характеризуются пониженным содержанием алюминия, никеля и меди и повышенным — кобальта и свинца. Fe—Мп-конкреции южных частей океанов занимают в этом отношении промежуточное положение.

Анализ отдельных зон конкреций показал, что торий неизменно накапливается в наружной оболочке, причем верхняя ее часть, контактирующая с придонной водой, обогащена относительно нижней части, контактирующей с донным осадком.

Поведение урана в этом отношении изменчиво. В трех случаях установлено его относительное накопление в ядрах конкреций, в двух случаях — в наружных корках округлых конкреций, в одном случае — в верхней части оболочки уплощенной конкреции и еще в одном случае — в нижней части такой же конкреции.

В двух конкрециях (ст. 1936 и 2483-16), разделенных на корку и ядро, уран распределяется аналогично марганцу и противоположно железу. В двух других конкрециях (ст. 666-1 и 2483-43), разделенных на верхнюю и нижнюю корки и ядро, уран также распределяется аналогично марганцу, за исключением нижней корки, где его содержание в одном случае повышается вслед за железом (ст. 666-1), а в другом — понижается (при повышении железа и марганца). В конкреции со ст. 2472-32 наблюдается однотипное распределение урана, тория, марганца и железа, со ст. 5965 уран и торий следуют за железом, а со ст. 2520 уран не коррелирует ни с марганцем, ни с железом.

Поведение тория оказывается более стабильным. В пяти из перечисленных выше конкреций он коррелирует с железом, в одной — с железом и марганцем (ст. 2474-32), и в одной — с марганцем (ст. 2520).

Анализ корреляционных связей между элементами (табл. 2) выявляет две ассоциации. К первой относятся элементы, связанные с железом: титан, свинец, кобальт, торий. К этой же группе можно отнести уран, который коррелирует с кобальтом и свинцом. Корреляционная связь урана с марганцем слабая, с торием — отрицательная.

Для изучения форм нахождения радиоактивных элементов в конкрециях были выполнены электронные микроавторадиографические исследования. Использованный метод основан на способности ионизирующего излучения этих элементов восстанавливать бромистое серебро фотоэмульсии, нанесенной на поверхность образца, до металлического серебра, которое фиксируется под электронным микроскопом в виде дендритовидных кристаллов. Результаты этих исследований показали (фиг. 1, 2),

	У	ран			Торий	
Объект	пределы содержаний, г/т (среднее)	число проб	литератур- ный источ- ник	пределы содержаний, г/т (среднее)	число проб	литературный источник
Конкреции океана в целом	3—13,3 (8) 4,2—10,1 (4,9)	54 119	[1] [20, 21]	21—36 (28) 10—130 (30) 2,8—154	119 121	[20, 21] [26] [10, 11, 13, 13]
Конкреции радио- ляриевой зоны Тихого океана	2—35 (13) 1,0—8,6 (4,5) — (1,24)	6 41 13	[25] [28] [23]	10—30 (20) 9,0—38,4 (22)	25 41	[25] [28]
Глубоководные океанские осадки	0,1—8 (2,2)	657	[1]	$\begin{array}{c} - (7,7) \\ 3,5-22,0 \ (11,8) \end{array}$	1500 132	[9] [3]
Океанская взвесь .	0,2-2,1 (1,1)	40	[8]	0,1—1,3 (0,3)		[7]
Океанская вода	— (3·10 ⁻³)	-	[15]	— (1·10 ⁻⁷)		[15]

что уран и торий не образуют самостоятельной минеральной фазы, находясь в тонкорассеянной, вероятно, сорбционной форме. Такой же точки зрения придерживаются многие другие исследователи [5, 11, 18].

Содержание этих элементов в наших образцах находится в тех же пределах, которые были установлены ранее предыдущими исследователями в аналогичном материале (табл. 3). О более высоких содержаниях урана в конкрециях Тихого океана (6-40 г/т) и в железомарганцевых корках (до 47 г/т) сообщалось в работе [13].

По конкрециям радиоляриевой зоны ранее были выполнены три серии определений урана, которые показали средние содержания от 1 до 13 г/т [23, 25, 28]. Полученное нами среднее (10,7 г/т) значение оказывается по отношению к ним промежуточным. На основании данных, приведенных в табл. 1 и 3, среднее содержание урана в железомарганцевых конкрециях Тихого океана составляет 7,5 г/т, в конкрециях радиоляриевой зоны 9, в конкрециях за пределами этой зоны 7, в железомарганцевых корках с подводных гор Мид-Пасифик 17 г/т.

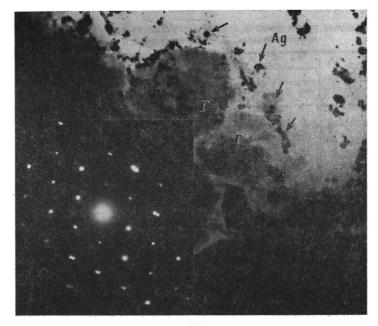
Содержание тория в железомарганцевых конкрециях Тихого океана определялось ранее несколькими коллективами исследователей [10, 11, 13, 19—22, 25, 28]. Диапазон этих содержаний находится в пределах от 2,8 до 154 г/т. Х. Кунцендорф и Г. Фридрих [20—22] установили более узкие (21—36 г/т) пределы изменчивости содержаний тория в конкрециях, но в отдельных зонах конкреций ими обнаружены высокие (до 130 г/т) его концентрации.

Содержание тория в конкрециях радиоляриевой зоны, по данным ряда исследователей [25, 28], колеблется в пределах от 9 до 38,4 г/т и составляет в среднем 21 г/т (см. табл. 3), что совпадает с нашими данными (см. табл. 1).

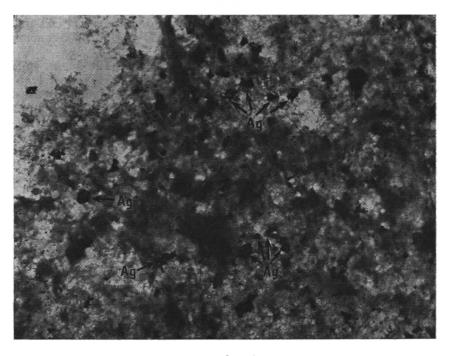
Содержание тория в железомарганцевых корках с подводной горы к югу от Гавайских островов (три образца) оказалось в целом выше, чем в аналогичных корках с подводных гор Мид-Пасифик, и составляет 26-64 г/т [20], что соответствует повышенным содержаниям тория, обнаруженным нами в железомарганцевых конкрециях из южных зон океанов. По нашим и литературным данным (см. табл. 1, 3), среднее содержание тория в железомарганцевых конкрециях Тихого океана составляет около 30 г/т, в конкрециях радиоляриевой зоны 21 г/т, в железомарганцевых корках с подводных гор Мид-Пасифик 14 г/т.

Распределение урана и тория в отдельных зонах конкреций обычно

исследовали попутно с радиометрическими определениями их возраста. По данным [13, 19, 20], уран в конкрециях концентрируется преимущественно в верхней корке или наружных корках в целом [10, 11]. Про-

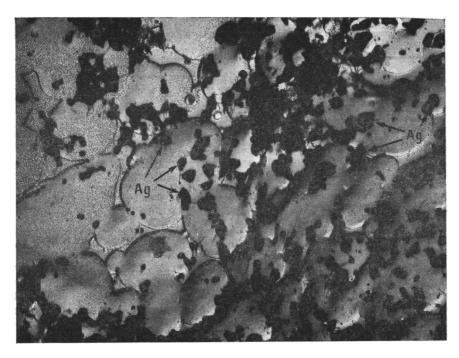


Фиг. 1а



Фиг. 1б

Фиг. 1. Электронно-микроскопическая авторадиография поверхности скола железомарганцевой конкреции a — гидроокислы железа и марганца (Γ), на которых образовались кристаллиты серебра, фиксирующие положение радиоактивных центров. Увел. 15 000. На врезке — микродифракционная картина гидроокисла марганца; δ — аморфная масса гидроокислов железа в марганца, в которой равномерно рассеяны кристаллиты серебра. Увел. 15 000



Фиг. 2. Электронно-микроскопическая авторадиография поверхности скола железомарганцевой конкреции с остатками микрофлоры, импрегнированными гидроокислами железа и марганца. Распределение кристаллитов серебра неравномерное. Увел. 15 000

анализировав 50 микроучастков из одного образца, X. Кунцендорф и Г. Фридрих [20] установили, что верхние слои конкреции содержат 6,3—8,3 г/т урана, промежуточные около 5 г/т, нижние около 3,4 г/т, а самый нижний, соприкасающийся с подстилающим осадком, 2,7 г/т; в железомарганцевых корках содержание урана оказалось относительно равномерным. Но в восточной экваториальной гемипелагической зоне Тихого океана уран концентрируется преимущественно в нижних частях конкреций [16].

• По данным, приведенным в работах [20—22], микрораспределение тория внутри конкреций характеризуется определенной тенденцией к относительному обогащению верхних слоев относительно нижних. Верхние слои одной детально исследованной этими авторами конкреции содержали 40—130 г/т Тh, нижние—20 г/т. Та же картина наблюдалась в железомарганцевых корках, где верхние слои содержали в среднем 64 г/т Th, а нижние—26 г/т. Аналогичные результаты получены нами (см. табл. 1).

Источником урана и тория в железомарганцевых конкрециях могут быть, по мнению различных исследователей [7, 10, 11, 13, 16—24, 27, 29], морская вода, гидротермальные растворы или подстилающие осадки.

Целесообразно сопоставить содержания урана, тория и главных рудообразующих элементов (железа и марганца) в конкрециях, осадках, взвесях и морской воде, что сделано нами на основе литературных и собственных данных (табл. 4). Как видим, в первых трех перечисленных выше объектах эти отношения довольно близки, но в то же время сильно отличаются от морской воды. Видимо, это свидетельствует о том, что уран и торий поступают в конкреции не за счет прямого хемогенного осаждения из морской воды. При этом в конкрециях рассматриваемые отношения ближе к осадкам, чем к взвесям, за исключением Th/Mn. Следовательно, для поставки урана в конкреции диагенетический механизм является преобладающим. Доказательства диагенетической подвижности урана в пелагических осадках приводились ранее на основе изучения его изотопного состава и поведения в поровых водах [1, 17]. Сопоставление величин U/Fe и U/Mn в осадках и конкрециях показы-

				Железомар	оганцевые конкре	ции и корки
Отношения	Океанская	Океанская	Глубоковод-	радиолярие-	южная часть	подводные
элементов	вода *	взвесь **	ные осадки ***	вый пояс	океана	горы
U/Fe	50	0,3·10 ⁻⁴	0,5·10 ⁻⁴	$ \begin{array}{c} 1 \cdot 10^{-4} \\ 0, 3 \cdot 10^{-4} \\ 2, 2 \cdot 10^{-4} \\ 0, 7 \cdot 10^{-4} \end{array} $	0,5·10-4	1,2·10 ⁻⁴
U/Mn	100	10·10 ⁻⁴	4·10 ⁻⁴		0,4·10-4	0,8·10 ⁻⁴
Th/Fe	20·10-4	0,1·10 ⁻⁴	1,7·10 ⁻⁴		2·10-4	0,7·10 ⁻⁴
Th/Mn	40·10-4	3·10 ⁻⁴	15·10 ⁻⁴		2·10-4	0,5·10 ⁻⁴
Th/U	0,3·10-4	0,3	3,5		5	0,8

<sup>Данные по U и Th заимствованы из табл. 3. Fe и Мп — из работы [14].
U и Th из работ [7, 8], Fe и Мп — из работ [7, 8, 30].
U и Th из табл. 3, Fe и Мп — из работы [9].</sup>

вает, что в конкрециях накопление урана происходит интенсивнее по сравнению с железом и менее интенсивно по сравнению с марганцем.

В поведении тория наблюдается другая особенность. Величины Th/Fe и Th/Mn в океанских осадках примерно на порядок выше, чем во взвеси, видимо, в результате растворения биогенных компонентов (карбоната кальция и опала), ведущего к пассивному обогащению остаточной части торием. В конкрециях значение Th/Fe в целом такое же, как в осадках, что свидетельствует о совместном их накоплении. Но значения Th/Mn в конкрециях в 7—20 раз ниже, чем в осадках, за счет гораздо более активного накопления марганца.

В железомарганцевых корках с подводных гор значения U/Fe и U/Mn несколько выше, чем в конкрециях из пелагической зоны океана, а значения Th/Fe и Th/Mn — ниже, при пониженном Th/U (в среднем 0,8). По значениям U/Mn, Th/Fe и Th/U железомарганцевые корки оказываются ближе к океанской взвеси, чем железомарганцевые конкреции, что, видимо, свидетельствует о меньшей преобразованности осадочного материала на подводных горах, чем в абиссальной зоне океана.

Рассмотренные данные позволяют сделать следующие выводы.

Средние содержания урана и тория в железомарганцевых конкрециях Тихого океана можно оценить значениями соответственно 7 и 28 г/т, а коэффициенты их накопления относительно вмещающих осадков -- соответственно 3 и 4.

Уран и торий в конкрециях распределяются неравномерно, находятся в тонкодисперсном состоянии и, вероятно, в сорбированной форме на гидроокислах железа (Th, U) и частично марганца (U). Они поступают в конкреции не путем непосредственного осаждения из морской воды, а в составе частиц океанской взвеси и вследствие диагенетической мобилизации из вмещающих и подстилающих осадков.

Литература

- 1. Батурин Г. Н. Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 152 c.
- 2. Батурин Г. Н., Коченов А. В., Дубинчук В. Т. Уран в фосфоритах с подводных гор
- Тихого океана. Литология и полез. ископаемые, 1981, N 1, с. 3—10. 3. Гурвич Е. Г., Лисицын А. П., Куринов А. Д. Торий. В кн.: Геохимия элементовгидролизатов. М.: Наука, 1980, с. 201-218.
- 4. Дубинчук В. Т., Мещанкина В. И., Белявская Н. Г. и др. Атлас электронно-микроскопических фотографий урановых и урансодержащих минералов. М.: Недра, 1978.
- 5. Ефимова Е. И., Николаев Д. С. Радиохимический состав железо-марганцевых конкреций и марганцевых руд. — Радиохимия, 1965, № 5, с. 603—611.
- 6. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана/Под ред. П. Л. Наука, 1976. 302 с.
- 7. Кузнецов Ю. В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976. 280 с.

- 8. Кузнецов Ю. В., Легин В. К., Лисицын А. П., Симоняк З. И. Радиоактивность океанических взвесей. Радиохимия, 1967, № 4, с. 489-498.
- 9. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с. 10. Николаев Д. С., Ефимова Е. И. К вопросу определения возраста железо-марганце-
- вых конкреций Индийского и Тихого океанов.— Геохимия, 1963, № 7, с. 678—688.

 11. Николаев Д. С., Ефимова Е. И. К вопросу о формах нахождения радиоактивных элементов в железомарганцевых конкрециях.—Радиохимия, 1965, № 5, с. 614—620.
- 12. Скорнякова Н. С., Батурин Г. Н., Мурдмаа И. О. Железомарганцевые конкреции приэкваториальной зоны радиоляриевых илов Тихого океана. В кн.: Геология
- Мирового океана (27-й Междунар. геол. конгр.), т. 6, ч. 1. М.: Наука, с. 19—27. 13. Чердынцев В. В., Кадыров Н. В., Новичкова Н. В. Происхождение железомарганцевых конкреций Тихого океана по данным о радиоизотопах.— Геохимия, 1971, № 3, c. 339—354.
- 14. Bruland K. W. Trace elements in sea-water.—In: Chemical Oceanography. London: Acad. Press, 1983, v. 8, p. 157—220.
- 15. Burton J. D. Radioactive nuclides in the marine environment.—In: Chem. Oceano-
- graphy. London: Acad. Press, 1975, v. 4, p. 203—285.

 16. Dymond J., Lyle M., Finney B. e. a. Ferromanganese nodules from MANOP Sites H, S and R - control of mineralogical and chemical composition by multiple accretio-
- nary processes.— Geochim. et cosmochim acta, 1984, v. 48, № 5, p. 931—949.

 17. Ku T. L. An evaluation of the ²³⁴U/²³⁸U method as a tool for dating pelagic sediments.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, № 14, p. 3457—3774. 18. Ku T. L. Rates of accretion.—In: Marine Manganese Deposits. Amsterdam: Elsevier,
- 1977, p. 249—267.
- 19. Ku T. L., Broecker W. S. Radiochemical studies on manganese nodules of deep-sea origin.— Deep-Sea Research, 1969, v. 16, № 6, p. 625—637.

 20. Kunzendorf H., Friefrich G. H. W. The distribution of U and Th in growth zones of
- manganese nodules.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, № 7, p. 844—852. 21. Kunzendorf H., Friedrich G. H. Uranium and thorium in deep-sea manganese nodules
- from the central Pacific.— Trans. Inst. Min. and Metallurg., 1976, B. 85, p. 284—288.

 22. Kunzendorf H., Friedrich G. H. Die Verteilung von Uran in Manganknollen in Abhängigkelt von der Knollfazies und der Morphologie des Meeresbodens.— Erzmetall, 1978, Bd 30, № 12, p. 590—592.
- 23. Kunzendorf H., Plüger W. L., Friedrich G. H. Uranium in Pacific deep-sea sediments and manganese nodules.—J. Geochem. Explor., 1983, v. 19, № 1—3, p. 147—162. Lalou C., Brichet E. On some relationships between the oxide layers and the cores of deep sea manganese nodules.— Min. Depos., 1976, v. 11, № 3, p. 267—277.
 McKelvey V. E., Wright N. A., Rowland R. W. Manganese nodule resources in the
- north-eastern Equatorial Pacific.— In: Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese nodule province. N. Y.: Plenum press, 1979, p. 747—762.
- 26. McKelvey V. E., Wright N. A., Bowen R. W. Analysis of the world distribution of metal-rich subsea manganese nodules.—U. S. Geol. Surv. Circ., 1983, № 886. 55 p.
- 27. Mo T., Suttle A. D., Sackett W. M. Uranium concentrations in marine sediments. Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, № 1, p. 35—51. 28. Piper D. Z., Leong K., Cannon W. F. Manganese nodules and surface sediment compo-
- sitions: DOMES Sites A, B and C.—In: Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. N. Y.: Plenum press, 1979, p. 437—474.
- 29. Rydell H., Kraemer T., Bostrom K., Joensuu O. Postdepositional injection of uranium-
- rich solution into East Pacific Rise.—Marine Geol., 1974, v. 17, No 3, p. 151—164. 30. Spencer D. W., Brewer P. G., Fleer A. e. a. Chemical fluxes from a sediment trap experiment in the deep Sargasso Sea.— J. Marine Res., 1978, v. 36, № 3, p. 493—523. Мингео СССР, Поступила в редакцию 30.V.1985 Москва

УДК 550.4:551.35.054

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В РАЗРЕЗАХ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОСАДКОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПЕРЕРЫВОВ СЕДИМЕНТАЦИИ

СВАЛЬНОВ В. Н.

В статье рассмотрены геохимические особенности пелагических осадков приэкваториальной зоны Тихого океана и критерии выявления кратковременных скрытых перерывов. Показано, что признаками скрытых перерывов являются железомарганцевые конкреции, повышенные по сравнению с фоном содержания марганца, никеля, кобальта, меди, обычно пониженные — цинка и хрома. Высказано предположение, что косвенным признаком длительности перерыва может служить значение коэффициента относительной концентрации марганца.

Каждый тип океанских осадков характеризуется присущим только ему соотношением основных компонентов, отражающим влияние комплекса седиментационных процессов. В разрезах, включающих разнородные осадки, обычно наблюдаются соответствующие закономерные изменения концентраций ряда элементов, и чем контрастнее состав сменяющих друг друга отложений, тем резче проявляются их геохимические различия. В связи с этим можно было бы ожидать, что в литологически однородных толщах, представленных только одним типом осадка и не испытавших воздействия эндогенных источников вещества, химический состав не должен сильно варьировать. Однако натурные наблюдения свидетельствуют о существенной геохимической неоднородности таких толщ. Ниже сделана попытка связать некоторые наблюдаемые в пелагических отложениях горизонты, обогащенные рудными компонентами, с очень замедленной седиментацией, фактически отвечающей перерыву в осадконакоплении.

Геохимические аномалии в литологически однородных разрезах издавна привлекают внимание исследователей, но до сих пор природа их интерпретируется неоднозначно. Наиболее стройными, на первый взгляд, являются представления о диффузионных потоках вещества при диагенезе. Справедливость этих представлений весьма убедительно доказана, например, при изучении поведения элементов на границе окислительной и восстановительной зон в толще осадков транстихоокеанского профиля [6, 8, 16]. Известны и другие многочисленные примеры миграции элементов в условиях восстановительного типа диагенеза, характерного для осадков периферии океана, окраинных и внутренних морей. Общепризнано, что движущей силой диагенеза в таких районах служат процессы преобразования органического вещества.

В глубоководных пелагических осадках развит окислительный тип диагенеза, когда органическое вещество из-за малых ($C_{\rm opr}$ 0,1—0,3%) содержаний играет подчиненную роль, а ведущими становятся процессы физико-химической (коллоидно-химической) природы [6, 11]. К сожалению, выявление общих тенденций окислительного и субокислительного [27, 28] диагенеза пока не завершено. Некоторые исследователи [31—33] указывают, что в глубоководных осадках марганец мигрирует через поровые воды, редуцируясь от Mn(IV) до Mn(II) при условии взаимодействия кислорода с органическим веществом. Сходные результаты получены позже в различных районах Тихого океана [37] — марганец мигрирует из глубоких горизонтов пелагических (окисленных) осадков, отлагаясь в близповерхностном (а не в поверхностном!) слое, и отчасти выносится в придонные воды через границу раздела осадок — вода.

В однородной колонке красных глин длиной 9,6 м авторы [37] выделяют только один максимум валового и редуцированного марганца (горизонт 30—35 см) в сухих осадках, тогда как в поровых водах содержание марганца увеличивается вниз по колонке, достигая наибольших величин на глубине около 4 м, а в осадках постепенно уменьшается относительно максимума вверх и вниз по разрезу. В предложенной ими трехслойной диффузионно-адвективной модели вертикального распределения марганца подчеркиваются следующие закономерности. Верхний (окисленный) слой характеризуется тем, что ионы марганца, поступающие через поровые воды, окисляются и затем осаждаются в виде окислов марганца. В промежуточном слое (с максимальным содержанием марганца) ни ионы, ни окислы марганца не изменяют свою химическую форму из-за отсутствия энергетических возможностей. В нижнем (редукционном) слое окислы марганца редуцируются до ионов и диффундируют через поровые воды. В целом модель предполагает стабильные во времени условия осадконакопления, поэтому границы промежуточного слоя должны мигрировать вверх со скоростью, равной скорости седиментации, хотя глубина их ниже границы осадок — вода всегда фиксируется. В прибрежных и пелагических осадках разного состава (красные глины, известковые и кремнистые илы, турбидиты, синие алевритистые глины) подошва промежуточного слоя, обогащенного марганцем, залегает на глубинах 5—61 см (максимум в красных глинах), однако мощность его никогда не превышает 5 см [37].

Упомянутая модель ограничена стабильными условиями седиментации, т. е. не учитывает реальные геохимические неоднородности, связанные с изменением скорости накопления осадков во времени (вплоть до нулевой или перерыва), а также с локальным разложением биогенных остатков, редукцией элементов вблизи следов жизнедеятельности бентосных организмов в толще осадков. Между тем известно, что существование микровосстановительных условий вокруг ходов илоедов приводит к мобилизации марганца, никеля, кобальта, в меньшей степени это касается меди, а железо совсем не затрагивается восстановительными процессами [24]. Результатом отмеченного перераспределения ряда элементов является пятнистое обесцвечивание коричневых пелагических осадков, а в конечном счете — изменение их химического состава.

Отдельные исследователи полагают [11], что при слабовосстановительных условиях наблюдаемые в осадочной толще горизонты с повышенным содержанием железа и марганца могут образоваться за счет погребения поверхностных, диагенетически обогащенных этими элементами осадков, так как органического вещества ($C_{\rm opr}$ 0,5—0,8%) достаточно, чтобы вызвать некоторое обогащение поверхностного слоя железом и марганцем, однако его не хватает для обратного восстановления и «рассасывания» обогащенного слоя по мере захоронения, как это имеет место в осадках с более высоким содержанием $C_{\rm opr}$.

Во всех цитированных работах геохимические неоднородности объясняются диагенетическим перераспределением элементов в осадочной толще, а также физико-химическими процессами на разделе осадоквода. Первые попытки связать литологические и геохимические аномалии с замедлением темпов седиментации, чередующимся с эпизодическими перерывами и эрозией придонными течениями, сделаны при изучении мезозойских и кайнозойских отложений Атлантического океана [10, 29]. На основании прямых наблюдений и геохимических данных высказано предположение о том, что появление в сероцветных толщах красноцветных осадков свойственно вообще перерывам в глубоководной седиментации [10]. В Индийском океане наличие в разрезах горизонтов погребенных конкреций и рудных корок, окисленных осадков в восстановленной толще [12, 13] объясняется замедлением темпов (вплоть до нулевых) осадкообразования. В других районах Мирового океана замечено также, что полиметаллы образуют высокие концентрации в осадках и конкрециях ниже КГК, а также в связи с перерывами накопления осадков [31, 38].

	Коор	_	
Номер станции	с. ш.	з. д.	Глубина, м
2474-20	9°34,4′	152°39′	5016
2474-27	9°25,9′	152°40′	5356
2483-22	10°06′	146°26′	5043
2483-39	10°00,1′	146°29,5′	5136
2512-17	7°09,8′	172°53,1′	6006
2520-15	10°27,3′	175°11,6′	5323
2520-27	10°29,1′	175°07.5′	4945

Приведенные примеры в основном касаются разрезов, в которых в той или иной мере взаимосвязаны окислительные и восстановительные обстановки. Что касается пелагических окисленных толщ, то в них цветовая гамма осадков не является решающим признаком геохимических неоднородностей. Главным здесь становится анализ закономерностей изменения содержаний различных металлов в однородных частях разрезов, представленных лишь одним типом осадка. Такой анализ позволяет выявить этапы замедления темпов седиментации и обусловленные ими кратковременные скрытые перерывы. В отличие от явных скрытые перерывы часто не имеют макроскопически выраженных литологических признаков, кроме того, их трудно обнаружить при стратиграфических (микропалеонтологических, палеомагнитных и др.) исследованиях. Выявляются они только при детальном геохимическом изучении разрезов. Примеры интерпретации геохимических данных с целью обнаружения перерывов рассмотрены ниже.

Материалом для настоящего сообщения послужили 23 колонки пелагических окисленных осадков длиной до 7 м, поднятых с глубин 4788— 6006 м при полигонных исследованиях в 28-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в Тихом океане. Полигоны 2474 и 2483 характеризуют западную чать конкреционной провинции Кларион — Клиппертон (Северо-Восточная котловина), полигоны 2512 и 2520 расположены в рудной провинции Центральной котловины, а полигон Кларион — в районе одноименного разлома. Расчленение осадочной толщи проводилось В. В. Мухиной (диатомеи, силикофлагелляты), М. Г. Ушаковой (известковый нанопланктон), Т. И. Линьковой (магнитостратиграфия). Атомно-абсорбционным и химическими методами определялись Fe, Mn, Al, CO₂, K, Cu, Ti, Zn, Ni, Co, Сг, Рь, Li, C_{opr} (аналитики: Е. С. Базилевская, В. В. Гордеев, Л. В. Демина, Е. Г. Соколова, Н. П. Толмачева, К. П. Толок, С. В. Храмов). Всего было изучено различными методами около 600 образцов. Местоположение наиболее интересных колонок, упоминаемых в тексте, приведено в табл. 1.

Пробами в той или иной мере охарактеризованы отложения от среднего олигоцена до голоцена включительно, при этом четвертичные осадки нередко с размывом перекрывают разновозрастные толщи палеогена и неогена. В основании обобщенного вскрытого разреза залегают радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые осадки среднего олигоцена, перекрытые позднеолигоценовыми радиоляриевыми осадками, включающими прослои кокколитово-радиоляриевых осадков, единичные железомарганцевые конкреции и их обломки. Разрез надстраивается постепенно сменяющими друг друга миоценовыми радиоляриевыми, глинисто-радиоляриевыми, радиоляриево-глинистыми осадками и относительно уплотненными пелагическими глинами, местами обогащенными радиоляриями; в низах пачки встречены единичные конкреции. Выше залегают плиоценплейстоценовые эвпелагические и плейстоценовые миопелагические глины с горизонтами погребенных конкреций. Разрез завершается радиоляриево-глинистыми и глинисто-радиоляриевыми илами с конкрециями как в толще, так и на поверхности осадков. Средняя скорость седиментации за последние 0,7 млн лет не превышала 1,6 мм/1000 лет в пределах большинства полигонов (до 5,5 мм/1000 лет на самом глубоководном полигоне 2512).

В целом исследованные участки характеризуются широким распространением железомарганцевых конкреций в поверхностном слое осадков (исключая полигон 2512). Погребенные конкреции обнаружены в 60% колонок. Осадкам свойственна пятнистость, обусловленная жизнедеятельностью бентосных организмов и последующими локальными процессами перераспределения элементов. Практически повсеместно седиментогенез сопровождался размывом и переотложением осадочного материала, обнаружены перерывы в осадконакоплении длительностью до десятков миллионов лет. Сходная картина наблюдается и в прилегающих районах северной приэкваториальной зоны Тихого океана [20, 26, 35].

Общепризнано, что перерывы в пелагической седиментации в основном обусловлены низкой биологической продуктивностью поверхностных вод и перемещением осадочного материала достаточно интенсивными придонными течениями. Последние не только эродируют дно и переотлагают осадки, но и препятствуют местами осаждению частиц из водной толщи, если даже концентрация взвеси в ней существенная. Перерывы на склонах нередко связаны с гравитационными процессами, однако выявление их при малых объемах перемещенного материала крайне затруднительно, хотя косвенным доказательством перерыва могут служить переотложенные осадки в понижениях дна, сопряженных с относительно крутыми склонами. Как правило, такие осадки (турбидиты) литологически и геохимически отличаются от вмещающей толщи.

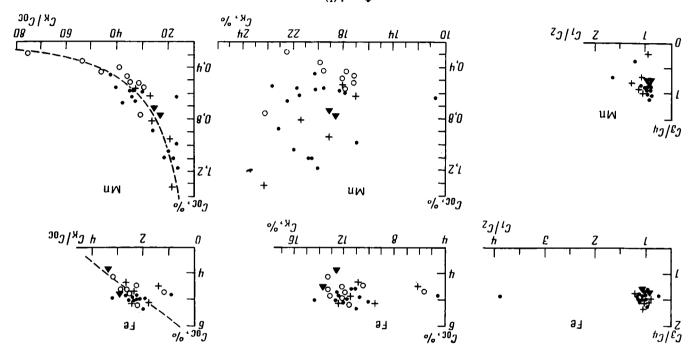
Условия «нулевой» седиментации приводят к образованию железомарганцевых микроконкреций, конкреций и корок, горизонтов «твердого дна», обогащению поверхностного слоя осадков железом, марганцем и некоторыми другими гидрогенными элементами за счет резкого снижения поставки нерудных компонентов (разбавителей). Вещественное выражение этих условий в основном зависит от длительности перерыва.

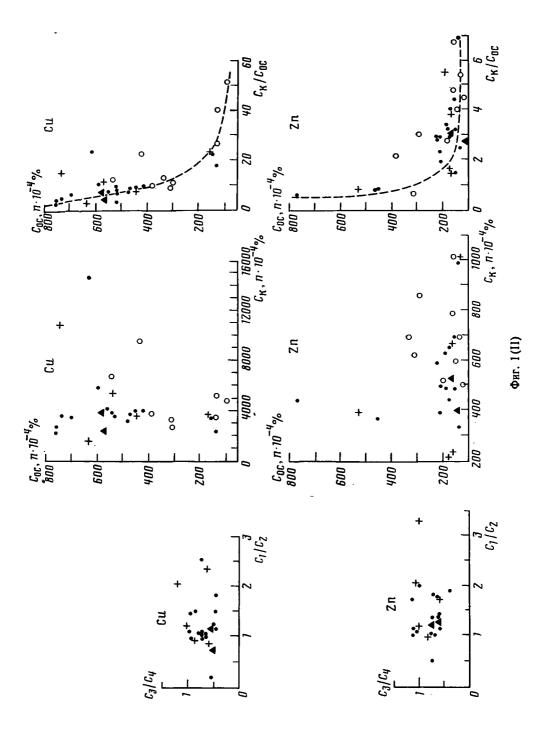
Наиболее ярко геохимическая неоднородность исследованных осадков проявлена в виде локальных высоких концентраций марганца, железа и связанных с ними микроэлементов, слагающих конкреции. Сравнение содержаний металлов в конкрециях и вмещающих осадках (фиг. 1) свидетельствует об отсутствии закономерных связей между ними, однако, за редким исключением, конкреции любого возраста содержат больше рудных компонентов, чем вмещающие осадки: Fe в 2—2,5 раза; Мп в 17—80 (30—80 на поверхности); Cu в 3—50 (13—50 на поверхности); Zn в 1,4—7; никеля в 8—60 (25—60 на поверхности); Со в 15—80 раз (27—80 на поверхности). В единичных конкрециях валовые концентрации железа и цинка оказались ниже, чем в осадках. Именно эти металлы ведут себя индифферентно по отношению к возрасту конкреций, тогда как другими перечисленными выше элементами заметно обогащены поверхностные конкреции по сравнению с погребенными.

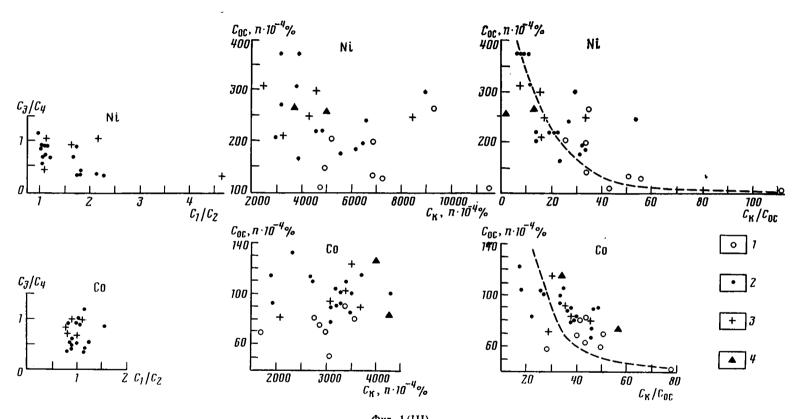
Если отношение концентраций металлов в осадках (вмещающих конкреции) поверхностного слоя и погребенных горизонтов в большинстве случаев приближается к единице, то в поверхностных и погребенных конкрециях соотношение концентраций часто колеблется в пределах 0,7—2. Наиболее отчетливо неоднозначный характер связей между составом осадков и конкреций проявляется при сопоставлении концентраций рудных компонентов в осадках с отношением содержаний их в конкрециях и осадках (см. фиг. 1).

Для использования железомарганцевых конкреций в качестве основного критерия скрытых перерывов достаточно несколько расширить распространенный тезис о том, что конкреции отвечают периодам замедления темпов пелагического осадкообразования [1, 2, 7, 16]. Сторонники диагенетического коллоидно-химического механизма образования конкреций [4, 5, 15—18] полагают, что стягивание металлов в конкреции









Фиг. 1. Соотношение элементов в системе осадок — конкреция. Конкреции и осадки: I — поверхностные; 2 — погребенные плейстоценовые; 3 — плиоценовые; 4 — миоценовые. Концентрация элементов: C_1 — в поверхностных конкрециях; C_2 — в погребенных конкрециях; C_3 — в поверхностных осадках; C_4 — в погребенных осадках; C_6 — в осадках в целом, C_8 — в конкрециях в целом

происходит в верхнем слое осадков мощностью около 3 см, при этом скорость седиментации не должна превышать 3 мм/1000 лет. В таком случае просто необходимо допустить, что в пелагических осадках конкреции образуются постоянно. Однако это противоречит действительному распределению их в осадочной толще. Поэтому, допуская седиментационный и седиментационно-диагенетический механизмы пелагического рудообразования, И. И. Волков [3] справедливо считает, что для резкого изменения геохимического облика пелагических осадков, необходимого для реализации интенсивного рудообразования, решающее значение имеет уменьшение абсолютных скоростей седиментации за счет нерудного терригенного материала, тогда как скорость накопления гидрогенной рудной составляющей практически не изменяется. К обязательным условиям интенсивного рудообразования в пелагиали океанов он относит также обогащение осадков всеми рудными элементами по сравнению с геохимическим фоном, хотя элементы подгруппы марганца должны обогащать осадки интенсивнее, чем менее геохимически подвижная подгруппа железа.

В связи с отмеченным выше [3] представляется, что наиболее благоприятны для формирования рудных концентраций конкреций и других геохимических неоднородностей условия перерывов в осадкообразовании, связанные с глобальными изменениями климата и циркуляцией придонных вод. Однако интенсивное рудообразование специфично не только для голоцена, как полагает автор работы [3].

В частности, распределение конкреций в толще пелагических осадков Индийского океана свидетельствует о том, что даже в четвертичное время образование их происходило неоднократно [12]. Аналогичная картина наблюдается и в других океанах [25].

Для массового зарождения конкреций необходим этап подготовки ядер, возможно, совпадающий по времени с формированием повышенных содержаний рудных элементов в поверхностном слое осадков. Возникновение ядер обусловлено тектоническими, гравитационными, химическими, биологическими и гидродинамическими процессами. Последним, вероятно, принадлежит решающая роль в препарировании ядер и поддержании длительных условий размыва осадков и «нулевой» седиментации взвешенного материала.

Асимметрия химического состава большинства пелагических конкреций [36] позволяет говорить не столько об их морфогенетических типах [23], сколько о стадиях роста, допуская, что не все конкреции, распространенные на современной поверхности дна океана, одинаково «зрелые». Большинство исследователей признают поступление рудного вещества, необходимого для роста конкреций, из осадков (раннедиагенетическое вещество) и из водной толщи (седиментационное вещество).

Широко известно, что движущей силой миграции металлов, включая марганец, на ранней стадии диагенеза является микробиологический распад органического вещества осадков в аэробных условиях. В приэкваториальных районах Тихого океана градиенты уменьшения концентраций кислорода и органического углерода в иловых водах максимальны в верхних нескольких сантиметрах осадков, а глубже (10-20 см) достигается стационарное состояние системы, когда респирация и распад органического вещества практически прекращаются [22]. По другим данным [34], мощность диагенетически активного слоя достигает 30—50 см. Пока неясно, в какой мере весь этот слой участвует в диагенетическом перераспределении металлов, но обогащение рудными компонентами верхнего полужидкого слоя (самого благоприятного для роста конкреций) за счет диффузионной миграции ионов двухвалентных металлов можно считать доказанным [14]. Следует отметить, что диагенетический поток металлов к границе раздела вода — дно связан сложной и противоречивой зависимостью со скоростями осадконакопления.

Каждая железомарганцевая конкреция рано или поздно проходит, вероятно, диагенетическую стадию развития. Однако при оптимальном размере псевдосфероидального ядра (первые сантиметры) эмбриональ-

Коэффициенты относительной концентрации элементов вблизи перерывов в накоплении осадков

Іомер станции	Горизонт, см	Перерыв•	Mn	Cu	Co	Ni	Zn	Cr	Fe	A1	Li	K	Pb
2474-20	20—25	СКП	1,2	1,1	1,0	1,3	1,0	0,9	1,0	1,0	1,1	1,0	0,8
120—125 137—141	,	1,6	1,3	1,3	1,7	1,3	0,8	0,9	1,0	1,1	1,0	-	
	*	1,9	1,9	1,7	2,2	1,1	0,7	1,0	1,1	1,3	0,9	1,0	
	145—150	жмк	1,8	1,9	1,7	2,2	1,1	0,7	1,0	1,1	1,4	1,0	1,0
	150155	СКП	1,9	1,9	1,7	2,4	1,1	0,7	1,0	1,1	1,4	0,9	1,0
155—160			1,8	1,6	1,6	2,1	1,5	0,7	0,9	1,0	1,2	1,0	-
	160—165	жмк	1,4	1,5	1,6	1,6	0,9	0,9	1,0	1,0	1,1	1,0	1,1
	165—170	СКП	1,4	1,5	1,5	1,5	0,9	0,9	1,0	1,0	1,1	0,9	1,3
	200—205	»	1,3	1,4	1,3	1,3	0,9	0,7	0,9	1,1	1,1	1,0	1,5
	320—325	*	1,3	1,4	1,1	1,2	0,9	0,5	0,9	0,9	1,1	0,9	1,6
2474-27	50—55	*	1,3	0,8	0,9	1,0	1,2	1,1	0,9	1,0	0,9	1,0	–
21/12/	180—185	»	1,3	1,0	1,1	1,3	1,3	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	_
	185—190		1,2	1,1	1,0	1,2	1,0	1,1	1,1	1,0	1,0	1,1	1,2
	280—285		1,4	1,0	1,1	1,5	1,3	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	-
	285—290	»	1,5	1,2	1,2	1,6	1,0	0,9	1,0	0,9	1,0	1,0	l -
1	315—320	•	1,1	0,9	0,9	1,2	1,3	0,8	1,0	0,9	1,5	0,9	1,1
	320—325	сп	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,4	0,9	0,8	1,2	0,7	1,5
	330—335	скп	1,5	1,1	1,8	1,8	1,2	1,7	1,2	1,3	1,2	1,2	-
	335—340		1,3	1,0	_	1,4	1,2	1,0	1,2	1,2	1,2	0,9	-

			1	1 1	1	1	1	1	l	1	1	1	1
2483-22	3—5	сп	4,1	3,3	4,3	8,5	1,5	1,4	1,1	1,1	0,7	1,2	0,8
2483-39	95—100	СКП	1,2	0,8	0,9	1,1	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9
	272—277	*	2,4	1,3	1,8	1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	0,9	1,0
	310—315	,	1,4	0,9	1,0	0,7	1,0	1,1	1,0	0,9	0,9	1,0	0,9
	475—480		1,6	1,1	1,1	0,8	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
	560—565	»	1,4	1,0	1,1	0,8	0,9	0,8	0,9	1,1	1,0	1,2	1,5
	300-300	»		-,,,	-,-		· ·	'	'				
2 512-17	10—15	»	1,2	1,0	1,0,	1,1	0,9	1,0	0,9	1,0	1,0	1,1	0,7
	185—190	,	1,2	1,1	1,1	1,0	1,1	1,1	1,0	1,2	1,1	1,0	0,8
	450457		1,2	1,0	0,9	1,2	1,1	0,8	1,0	1,0	1,0		_
	457—459		1,5	1,0	1,2	1,7	1,1	0,7	1,0	1,0	1,0		_
	525—530	»	1,1	1,0	0,9	1,1	0,9	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	0,8
	323—330	»	-,,,] -,,,	0,0	_,_	.,.	-,•	-,-	,		'	
2520-15	120—125		1,0	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	_
	125—130	»	1,1	0,9	1,2	1,1	0,9	0,9	1,1	1,0	1,3	1,0	-
	120 100	″	",-	1		,		'					
2 520- 2 7	265—270	»	1,1	1,0	1,2	1,1	1,0	0,9	1,0	1,0	1,0	0,9	
	270—275		1,1	1,0	1,1	1,2	1,1	1,1	1,0	1,1	1,1	1,0	_
	335—340	,	1,1	1,3	1,3	1,1	1,1	0,9	1,0	1,2	1,0	1,0	-
			1		l '	!	1	1	1			[l

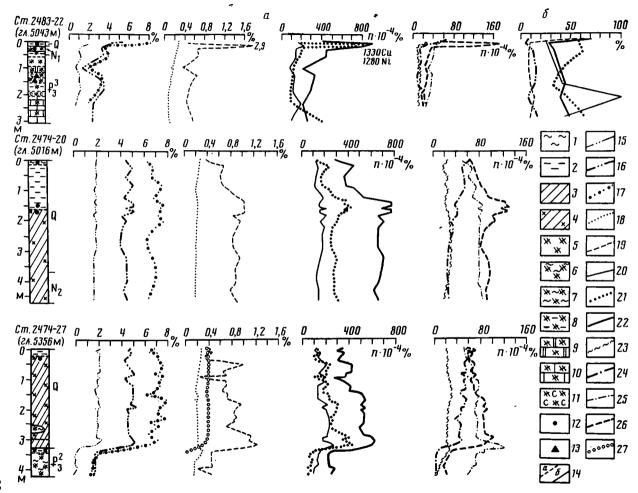
[•] СП — стратиграфически доказанный перерыв; СКП — скрытый перерыв; ЖМК — скрытый перерыв, маркированный конкрециями.

ная конкреция находится преимущественно на седиментационной стадии, когда ее рост определяется поступлением рудных компонентов из придонной воды. Такой механизм свойствен и формированию железомарганцевых корок. Именно начальная седиментационная стадия роста конкреции наиболее адекватна условиям перерыва в накоплении осадков. По мере восстановления нормального режима седиментации контакт конкреции с осадком увеличивается, поэтому все больше проявляется диагенетическая стадия, вплоть до образования зрелой конкреции непосредственно после ее захоронения. В перспективе этой стадией должно завершиться развитие всех современных конкреций. При мелких или уплощенных ядрах конкреции, вероятно, не проходят седиментационную стадию. Предлагаемая последовательность роста конкреций может многократно меняться, если вариации условий осадкообразования существенны. Модели влияния условий седиментации на формирование конкреций подробно рассмотрены П. Дитрихом [21].

Помимо конкреций кратковременные перерывы в осадконакоплении опознаются по обогащению маломощных горизонтов рудными элементами. Для количественной характеристики таких перерывов в качестве одного из основных показателей воспользуемся коэффициентом относительной концентрации марганца (табл. 2), рассчитанным из отношения концентраций в аномальных горизонтах (фиг. 2, 3) к средним содержаниям в соответствующих типах осадков по каждому полигону (табл. 3). В целях прослеживания динамики развития условий существенного замедления темпов седиментации в табл. 2 приведены также данные по осадкам, подстилающим и перекрывающим аномальные горизонты.

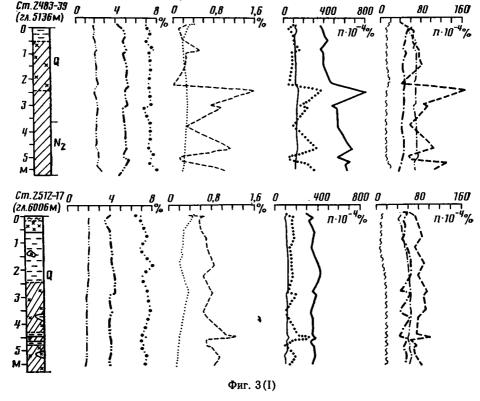
Полученные результаты свидетельствуют о том, что коэффициент относительной концентрации марганца $K_{\rm Mn}$ в аномальных горизонтах исследованных колонок не превышает 4,1. Для сравнения отметим, что диагенетические максимумы при окислительном и восстановительном типах диагенеза характеризуются соответствующим коэффициентом порядка 10—40 [19, 37]. Наибольшей величины $K_{\rm Mn}$ достигает на границе явного стратиграфического перерыва длительностью около 10 млн лет (ст. 2483-22, см. фиг. 2, a). На этой границе резко возрастают также валовые содержания меди, кобальта, никеля, в меньшей степени цинка, т. е. практически выполняется необходимое условие замедления темпов седиментации [3], в данном случае — условие перерыва. Весьма незначительно здесь повышение концентраций калия, железа и алюминия, тогда как содержания лития и свинца не достигают фоновых. В то же время на границе перерыва уменьшается доля подвижных форм элементов (см. фиг. 2, δ).

Однако не всегда стратиграфический перерыв отчетливо подтверждается геохимическими данными. Так, в колонке ст. 2474-27 (см. фиг. 2) перерыв на глубине 320 см обоснован литологическими, микропалеонтологическими и палеомагнитными исследованиями; продолжительность его около 25 млн лет. Наблюдаемое существенное увеличение содержаний рудных компонентов на границе перерыва обусловлено резкой сменой типов осадков (контакт олигоценовых глинисто-радиоляриевых осадков и плейстоценовых миопелагических глин), т. е. фоновыми характеристиками разных отложений. В самих же глинисто-радиоляриевых осадках, подвергшихся длительному размыву, концентрации большинства элементов (кроме лития) оказались ниже фоновых (см. табл. 2). Объяснение этого парадокса заключается, по-видимому, в том, что фоновые содержания вычислены только по трем пробам, и во всех случаях на полигоне 2474 такие осадки были непосредственно перекрыты с размывом плейстоценовыми илами. Таким образом, статистически недостоверный фон затушевал геохимические различия явного перерыва. Действительно, на соседнем участке (полигон 2483) аналогичные осадки характеризуются более низкими средними концентрациями всех элементов (см. табл. 3).



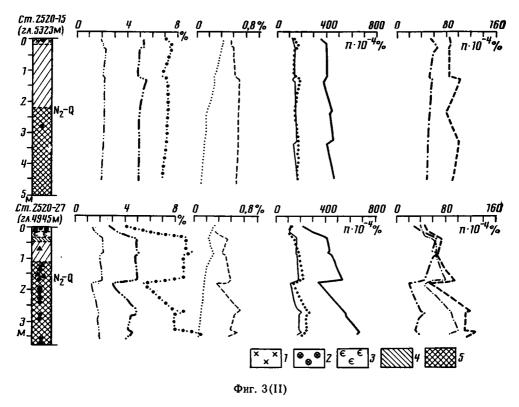
Фиг. 2. Распределение валовых содержаний (а) и доли подвижных форм (б) элементов в пелагических осадках

1 — глинисто-радиоляриевые илы; 2 — радиоляриево-глинистые илы; 3 — миопелагические глины; 4 — то же, обогащенные радиоляриями; 5 — радиоляриевые осадки: 6 — то же, обогащенные диатомеями; 7 диатомово-радиоляриевые осадки; 8 — глинисто-радиоляриевые осадки; 9 — кокколитовые осадки, обогащенные радиоляриями: 10 — кокколитово-радиоляриевые осадки; 11 — радиоляриевые осадки слабоизвестковистые; 12 — железомарганцевые конкреции; 13 — обломки железомарганцевых конкреций: 14 — границы раздела (а — постепенные, 6 — резкие); 15—27 — кривые содержания элементов (15 — K, 16 — Fe, 17 — Al, $18 - C_{opr}$, 19 - Mn, 20 - Zn, 21 - Ni, 22 - Cu, 23 - Pb, 24 - Cr, 25 - Li, 26 - Co, 27 - Ti)



Скрытые перерывы, маркированные горизонтами железомарганцевых конкреций, можно охарактеризовать на примере колонки ст. 2474-20 (см. табл. 2, фиг. 2). В других местах такие горизонты не анализировались. Конкреции залегают среди радиоляриево-глинистых илов и миопелагических глин. В осадках, вмещающих конкреции, коэффициент обогащения марганца составляет 1,8 и 1,4; они отличаются также повыщенным содержанием меди, кобальта, никеля, лития; концентрации цинка, железа, алюминия, калия и свинца близки к фоновым, а хрома — заметно ниже фона. Такое поведение хрома объясняется, по-видимому, тем, что в пелагических осадках он не накапливается, а, окисляясь до шестивалентного состояния, вновь уходит в придонную воду [9, 30]. Наиболее полно это реализуется в условиях перерыва. Судя по высоким остаточным концентрациям, накопленные за время перерыва рудные компоненты используются при диагенетической стадии роста конкреций лишь частично. Это обстоятельство позволяет интерпретировать многочисленные геохимические неоднородности в разрезах пелагических осадков как скрытые кратковременные перерывы. В то же время геохимические аномалии косвенно свидетельствуют о наличии горизонтов конкреций, не вскрытых пробоотборниками.

Скрытые перерывы выявлены по геохимическим данным в пределах всех изученных полигонов (см. фиг. 2, 3, табл. 2). Величина $K_{\rm Mn}$ на границе таких перерывов колеблется от 1,1 до 2,4, что указывает, по-видимому, на их относительную кратковременность. Из других элементов на границе перерыва устойчиво накапливаются медь, кобальт, никель; противоположная тенденция у хрома и цинка; поведение железа, лития, алюминия, калия и свинца неоднозначно. Весьма показательно, что переход от нормальной седиментации к условиям перерыва и наоборот, как правило, происходит постепенно, возможно, через серию более кратковременных перерывов и замедлений темпов осадконакопления (неустойчивую седиментацию). Об этом свидетельствует направленность изменений коэффициентов относительной концентрации рудных элементов (см. табл. 2).



Фиг. 3. Распределение валовых содержаний элементов в пелагических осадках 1 — глинисто-радиоляриевые илы; 2 — кокколитово-фораминиферовые осадки, обогащенные радиоляриями; 3 — радиоляриево-глинистые слабоизвестковистые илы; 4 — миопелагические слабоизвестковистые глины, обогащенные радиоляриями; 5 — эвпелагические глины. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

Анализ имеющихся материалов позволяет утверждать, что наблюдаемые в изученных колонках геохимические неоднородности трудно объяснить с позиций окислительного диагенеза: слишком мало в осадках реакционноспособного органического вещества, нет строгой цикличности горизонтов, обедненных и обогащенных рудными компонентами, низки значения $K_{\rm Mn}$. Осадки с повышенным содержанием марганца, железа и связанных с ними микроэлементов сформировались скорее всего на поверхности дна в условиях неустойчивой седиментации (низкие скорости, доходящие до нулевых, когда разбавление рудных компонентов, поступающих из воды, нерудными было очень слабым), а после захоронения не претерпели существенных изменений. В разрезах неустойчивая седиментация прослеживается на протяжении 10-40 см, примерно отвечающих 50—200 тыс. лет, и отмечена горизонтами конкреций или осадками с аномально высокими концентрациями металлов. Напомним, что диагенетические максимумы занимают не более 5 см [37]. Выявление точного положения границы скрытого перерыва возможно только при непрерывном геохимическом исследовании разрезов.

Таким образом, по характеру распределения элементов в разрезах однотипных пелагических осадков можно судить о степени устойчивости седиментации. Основным признаком перерывов служат горизонты железомарганцевых конкреций. Косвенно о наличии конкреций в осадочной толще можно судить по аномальным геохимическим горизонтам в имеющихся монолитах, отвечающим скрытым перерывам, но не связанным с диагенезом, что важно при картировании площадей распространения погребенных конкреций. Для границы скрытого перерыва характерно повышенное содержание марганца, никеля, кобальта, меди, иногда также железа, алюминия, калия, лития, свинца, однако количество хрома и

Средние содержания элементов в осадках полигонов

Тип осадка	Номер полиго- на	C _{opr}	Aı	Fe	Mn	Ti	К	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	Pb	Li
Глинисто- радиоляриевый ил	2474 2483 2512 2520	0,36 (9) 0,37 (9) 0,34 (2) 0,34 (3)	6,7 (15) 6,6 (13) 6,6 (6) 7,9 (1)	4,7 (13)	0,46 (15) 0,54 (13) 0,62 (6) 0,44 (1)	0,37 (15) 0,33 (12) 0,29 (2) 0,37 (4)	1,89 (15) 1,87 (13) 1,83 (6) 2,20 (1)	370 (15) 417 (13) 358 (6) 310 (1)	148 (15) 163 (13) 112 (6) 168 (1)	155 (15) 197 (13) 149 (6) 145 (1)	69 (15) 57 (13) 76 (6) 78 (1)	58 (15) 54 (13) 59 (6) 52 (1)	20 (15) 19 (13) 18 (5) He onp.	59 (15) 59 (13) 47 (6) 53 (1)
Радиоляриево- глинистый ил	2474 2483 2512 2520	0,26 (5) 0,31 (3) 0,25 (3) 0,27 (11)	7,0 (43) 6,6 (12) 6,8 (11) 7,4 (6)	4,6(12)	0,32 (12) 0,77 (11)	0,39 (31) 0,32 (6) 0,29 (1) 0,37 (7)	2,02 (44) 2,05 (12) 1,84 (10) 2,23 (6)	417 (44) 430 (12) 384 (11) 379 (6)	139 (44) 149 (12) 118 (11) 130 (6)	171 (44) 133 (12) 167 (11) 158 (6)	72 (43) 61 (12) 79 (11) 79 (6)	55 (44) 50 (12) 60 (11) 58 (6)	20 (41) 15 (12) 17 (8) Не опр.	60 (44) 59 (12) 54 (11) 54 (6)
Миопелагическая глина на	2474 2483 2512 2520	0,21 (1) 0,27 (2) 0,26 (1) 0,28 (7)	7,1 (11) 7,3 (10) 7,4 (4) 7,4 (22)	4,8 (10) 5,2 (4)	1,06 (11) 0,68 (10) 0,84 (4) 0,62 (22)	Не опр. »	2,09 (11) 2,17 (10) 1,55 (4) 2,11 (20)	673 (11) 620 (10) 403 (4) 449 (22)	215 (11) 160 (10) 117 (4) 147 (22)	341 (11) 212 (10) 191 (4) 166 (22)	96 (11) 94 (10) 80 (4) 84 (22)	43 (11) 43 (10) 56 (4) 60 (22)	19 (11) 13 (10) 21 (4) Не опр.	73 (11) 70 (10) 66 (4) 70 (22)
То же, обогащенная радиоляриями	2474 2483 2512 2520	0,19 (7) 0,21 (2) 0,26 (3) 0,33 (2)	7,2 (81) 7,4 (9) 6,9 (17) 7,7 (12)	4,9 (9) 4,5 (17)		0,40 (20) 0,35 (1) 0,29 (1) 0,40 (9)	2,00 (81) 2,04 (9) 1,67 (11) 2,19 (11)	520 (81) 473 (9) 377 (17) 426 (11)	170 (81) 151 (9) 119 (17) 136 (12)	241 (81) 149 (9) 182 (17) 144 (12)	82 (81) 84 (9) 82 (17) 84 (12)	46 (81) 48 (9) 55 (17) 58 (12)	19 (63) 14 (9) 25 (11) He onp.	73 (81) 70 (9) 63 (15) 60 (12)
Эвпелагическая глина	2483 2520	0,23 (2) 0,14 (3)	7,0 (7) 8,0 (12)	5,0 (7) 4,7 (12)	1,16 (7) 0,66 (12)	Не опр. »	2,28 (7) 2,04 (11)	711 (7) 528 (14)	181 (7) 168 (14)	386 (7) 214 (12)	109 (7) 101 (12)	30 (7) 43 (12)	17 (7) Не опр.	66 (7) 86 (12)
Глинисто-радиолярие- вый осадок	2474 2483	Не опр. 0,26 (2)	4,0 (3) 3,5 (7)	4,6(3) 3,4(7)	1,27 (3) 0,70 (7)	0,19 (3) Не опр.	1,23 (3) 1,02 (7)	552 (3) 400 (7)	187 (3) 156 (7)	233 (3) 151 (7)	53 (3) 34 (7)	23 (3) 21 (7)	17 (3) 13 (7)	100 (3) 71 (7)
Радиоляриевый осадок	2474 2483	0,20 (3) Не опр.	1,7 (10) 4,7 (5)	1,8 (10) 3,5 (5)	0,38 (10) 0,97 (5)	0,09 (1) 0,25 (4)	0,55 (10) 1,30 (5)	245 (10) 529 (5)	118 (10) 167 (5)	68 (10) 336 (5)	17 (9) 55 (5)	3 (10) 30 (5)	4 (4) 18 (5)	71 (10) 56 (5)

Примечание. Содержание C_{opr} , Al Fe, Mn, Ti, K приведено в %, остальных элементов — в $n \cdot 10^{-4}\%$ в скобках—число проб.

цинка обычно падает относительно фона. На этой же границе наблюдается уменьшение доли подвижных форм элементов.

Приведенные данные позволяют предположить, что по мере увеличения длительности перерыва возрастает концентрация практически всех перечисленных выше элементов, но наиболее чувствительны к фактору времени марганец и никель. В таком случае низкие величины $K_{\rm Mn}$ в изученных колонках указывают на кратковременность большинства скрытых перерывов. О продолжительности перерыва косвенно можно судить по степени зрелости конкреций, имея в виду прежде всего мощность седиментационного слоя, развитого непосредственно на крупном ядре. Если стадии роста конкреции многократно менялись, логично предположить длительные условия неустойчивой седиментации на фоне в целом низких скоростей накопления осадков. В отличие от диагенетического концентрирования элементов обогащение осадков рудными компонентами на границе перерыва имеет седиментационную природу.

Литература

- 1. Безруков П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. — Океанология, 1962, т. 11, вып. 1, с. 9-25.
- 2. Безруков П. Л. Перерывы в глубоководном осадконакоплении и их геологическое значение. — В кн. : МГК, ХХV сессия. Докл. сов. геологов. Палеонтология, морская геология. М.: Наука, 1976, с. 149—155.

 3. Волков И. И. Железомарганцевые конкреции. — В кн.: Химия океана. Т. 2. М.: Наука,
- 1979, c. 414-467.
- 4. Волков И. И., Фомина Л. С., Ягодинская Т. А. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана на разрезе атолл Уэйк — побережье Мексики. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков. М.: Наука, 1976, с. 186—204. 5. Волков И. И., Штеренберг Л. Е., Фомина Л. С. Железомарганцевые конкреции.—
- В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980, с. 169-223.
- 6. Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. 288 c.
- 7. Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. 203 с.
- 8. Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). - Тр. ГИН, 1979, вып. 334. 264 с.
- 9. Лукашин В. Н. Геохим'я микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 1981. 184 с. 10. Мурдмаа И. А. Красноцветные и пестроцветные слои в разрезах глубоководных от-
- ложений северо-западной части Атлантического океана. В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979, с. 148-165.
- 11. Розанов А. Г., Волков И. И., Соколов В. С. и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана (соединения железа и марганца).— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 96—135.
- 12. Свальнов В. Н. Влияние островного вулканизма на осадкообразование в Индийском океане.— Океанология, 1981, т. XXI, вып. 5, с. 855—864.

 13. Свальнов В. Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского
- океана. М.: Наука, 1983. 192 с.
- 14. Скорнякова Н. С., Батурин Г. Н., Мурдмаа И. О. Железомарганцевые конкреции приэкваториальной зоны радиоляриевых илов Тихого океана.— В кн.: Геология Мирового океана (27-й МГК, доклады, т. 6, ч. 1). М.: Наука, 1984, с. 19—27. 15. Страхов Н. М. Локализация рудных стяжений Fe и Мп в Тихом океане и ее гене-
- тический смысл.— Литология и полез. ископаемые, 1974, № 5, с. 3—17.
- 16. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 c.
- 17. Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 3,
- 18. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. — Тр. ГИН, 1968, вып. 185. 496 с.
- 19. Bonatti E. Manganese fluctuation in Caribbean sediment cores due to postdepositional
- Bonath E. Manganese fluctuation in Caribbean sediment cores due to postdepositional remobilization.— Bull. Marine Sci., 1971, v. 21, № 2, p. 510—518.
 Craig J. D. Geological investigations of the equatorial North Pacific sea-flor; a discussion of sediment redistribution.— In: Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodules province/Eds J. L. Bischoff, D. Z. Biper. N. Y.— London: Plenum Press, 1979, p. 529—557.
 Dietrich P. G. Ein Diskussionbeitrag zur Genese pelagischer mariner Fe—Mn-Konkretion (Manganknollen).— Z. angew. Geol., 1982, B. 28, H. 3, S. 132—136.
 Grundmanis V., Murray J. Aerobic respiration in pelagic marine sediments.— Geochim et cosmochim acta. 1982 v. 46 p. 1101—1120.
- chim. et cosmochim. acta, 1982, v. 46, p. 1101-1120.

- 23. Halbach P., Özkara M. Morphological and geochemical classification of deep-sea ferromanganese nodules and its genetical interpretation.— Proc. Colloq. C. N. R. S., 1979, v. 289, p. 77—88.
- 24. Hartmann M. Evidence for early diagenetic mobilisation of trace metals from discolorations of pelagic sediments.—Chem. Geol., 1979, v. 26, p. 277—293.
 25. Heath G. R. Deep-sea manganese nodules.—Oceanus, 1978, v. 21, № 1, p. 60—68.
- 26. Johnson D. A. Ocean-flor erosion in the Equatorial Pacific.—Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, № 10, p. 3121—3144.

 27. Klinkhammer G. P. Early diagenesis in sediments from the eastern equatorial Paci-
- fic. II, Pore water metal results.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, v. 49, № 1, o. 81—101.
- Klinkhammer G. P., Heggie D. T., Graham D. W. Metal diagenesis in oxic marine sediments.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, v. 61, № 2, p. 211—219.
 Lancelot Y., Hathaway J. C., Hollister C. D. Litology of sediments from the Western
- North Atlantic. Leg 11.— In: Initial Reports of DSDP, Wash., 1972, v. 11, p. 901-
- 30. Landergreen S. On the geochemistry of deep-sea sediments.— In: Reports of the Swedish deep-sea expedition. Göteborg, 1964, v. X, № 5, p. 61—154.
 31. Leclaire L., Denis-Clocchiatti M., Vergés E. Environnements sédimentaries et nodules
- polymétalliques dans l'océan Indien.—Bull. Museum nat. histoire natur., 1982, C3, № 3, p. 211—244.
- I. J. -H. Bischoff J., Mathieu G. The migration of manganese in arctic basin sediments.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, v: 7, p. 265—270.
 Lynn D. C., Bonatti E. Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments.— Marine Geol., 1965, v. 3, p. 457—474.
 Müller P. J., Mangini A. Organic carbon decomposition rates in sediments of the Pacific manganese radule belt by 290Th and 231Da. Farth and Planet Sci. Lett. 1980.
- cific manganese nodule belt by 230Th and 231Pa.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1980,
- v. 51, p. 94-114.
 35. Piper D. Z., Blueford J. R. Distribution, mineralogy and texture of manganese nodules and their relation to sedimentation at DOMES Site A in the equatorial North
- Pacific.— Deep-Sea Res., 1982, v. 29, N8A, p. 927—952.

 36. Raab W. Physical and chemical features of Pacific deep-sea manganese nodules and their implications to the genesis of nodules.— In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. Wash., 1972, p. 31—49.

 37. Tsunagoi S., Kusakabe M. Migration of manganese in the deep-sea sediments.— In:
- The dynamic environment of the ocean floor. Toronto, 1982, p. 257—273.
- 38. Von Stackelberg U. Influence of hiatuses and volcanic ash rains on the origin of manganese nodules of the equatorial North Pacific.—Marine Mining, 1982, v. 3, № 3—4, p. 297—314.

Институт океанологии АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 12.II.1985

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6,1986

УДК 552.14:552.313(261)

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ ХРЕБТА РЕЙКЬЯНЕС

КАЛЕДА К. Г.

По материалам 4-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», в ходе которого были использованы подводные обитаемые аппараты «Пайсис», изучены вторичные изменения базальтов рифтовой долины хр. Рейкьянес. Показано, что основным фактором вторичных преобразований базальтов является гидротермальная деятельность. Новообразования представлены аморфными, плохоокристаллизованными фазами: палагонитом, железокремнистыми фазами, хлорофеитом и селадонитоподобным веществом.

В последние годы появилось много работ, посвященных вторичным изменениям базальтоидов дна океана. Это связано с интенсивным поступлением каменного материала, получаемого с помощью бурового судна «Гломар Челленджер» и многочисленных драгировок как с советских, так и зарубежных научно-исследовательских судов. Однако применяющаяся до настоящего времени технология бурения не позволяла бурить не покрытые осадками наиболее молодые базальты океана — базальты рифтовых долин, а относительно пологое залегание затрудняло их драгировку. В результате этого минеральные преобразования четвертичных базальтов рифтовых долин оставались практически не изучены. Знание этих процессов необходимо для решения целого ряда вопросов, в том числе и для выяснения роли преобразований, происходящих на дейтерической стадии.

Интерес к этой проблеме возрос в связи с дискуссией об образовании микроскопически аморфного вещества, издавна получившего название *хлорофеит* [5, 6, 8—12, 14, 17, 18 и др.]. Эта дискуссия имеет длинную историю и вновь оживилась после выхода в свет работ [11, 12]. Термин хлорофеит был введен в литературу в прошлом столетии для обозначения изотропного или слабодвупреломляющего, зеленого или оранжевого вещества траппов. Детальное описание этого образования впервые было дано в работе [18]. Это аморфное, смолоподобное вещество, с раковистым изломом, выполняющее в основных породах различного типа везикулы и трещины, образующее псевдоморфозы по оливину и, возможно, ортопироксену. В проходящем свете окрашено в зеленые и коричневые цвета, изотропно, реже двупреломляет. Эти авторы отмечали, что хлорофеит не является минеральным видом и имеет непостоянный химический состав и подразумевали, что он образован в результате воздействия гидротермальных растворов на остывшую породу. Сходную точку зрения на генезис хлорофеита высказывали многие исследователи [5, 10, 17] и др.].

В противовес этому было высказано предположение об образовании хлорофеита на позднемагматической, дейтерической стадии [8, 9, 14 и др.]. Наиболее глубоко эта концепция была разработана И. М. Симановичем с соавторами [11, 12], детально изучивших хлорофеит в траппах Тунгусской синеклизы (триас), Северного Тимана (девон) и в базальтах скв. 304 DSDP (мел). С точки зрения этих авторов хлорофеит образовывается в результате застывания гидратированных ликвантов остаточного расплава.

Нахождение хлорофеита в океанических базальтах [10, 12, 14] перенесло дискуссию о генезисе хлорофеита и соответственно о роли дейтерической стадии в процессах минеральных преобразований на океанические базальты. Однако до настоящего времени широкое распространение

хлорофента, как и других новообразованных фаз, было описано в относительно древних базальтах, воздействие на которых многих постдейтерических процессов трудно игнорировать. Для решения вопроса о роли дейтерической стадии преобразования базальтов естественно обратиться к изучению наиболее молодых океанических базальтов — базальтов рифтовых долин.

Летом 1982 г. исследованием рифтовой долины хр. Рейкьянес в районе 58° с. ш. занималась экспедиция Института океанологии АН СССР, в которой участвовали два надводных корабля— «Академик Мстислав Келдыш» и «Рифт» и два подводных обитаемых аппарата «Пайсис». Собранные в ходе экспедиции материалы, любезно предоставленные автору Ю. А. Богдановым, и легли в основу настоящей статьи.

Геология и геоморфология исследованного участка рифтовой долины описаны в работах [2, 7], поэтому здесь мы приведем лишь краткое описание ее геологического строения.

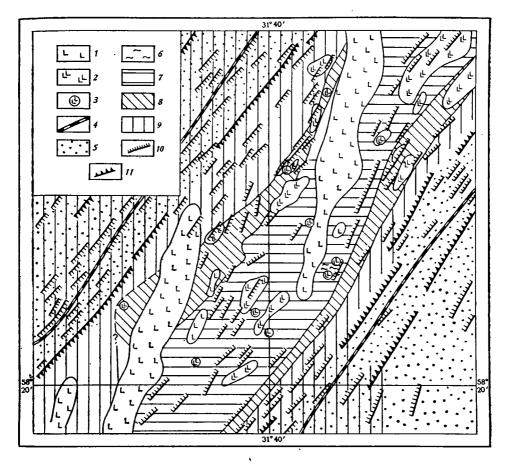
Ширина рифтовой долины около 15 км (фиг. 1). По обе стороны от нее протягиваются возвышенности, обычно имеющие более крутые склоны, обращенные к оси рифта, и пологие обратные. На дне рифтовой долины выделяются две протяженные вулканические гряды, в плане имеющие сигмоидальную форму и ориентированные под углом 20—30° по отношению к простиранию оси долины. Ширина северо-восточной гряды 3—5 км, высота до 700 м. На изученной площади гряда прослежена на расстояние около 20 км. На севере она почти вплотную примыкает к борту долины, а южное ее окончание расположено в 4—5 км от краевого уступа. Вершина гряды относительно плоская. Западный склон имеет крутой и изрезанный профиль, восточный более пологий. Юго-западная гряда имеет сходное строение. Параллельно грядам протягиваются отдельные небольшие возвышенности удлиненной формы.

Гряды и борта долины сложены низкокалиевыми толеитами. Ввиду отсутствия осадков на упомянутых вулканических грядах возраст слагающих их базальтов принят голоценовым. Голоценовые базальты слагают и отдельные мелкие возвышенности, встречаются они и в краевых частях долины, например в западной краевой ложбине. Помимо голоценовых базальтов выделяются вюрмские, возраст которых определен по возрасту базального горизонта перекрывающих их осадков. Они слагают вулканические возвышенности, вытянутые параллельно простиранию долины.

Наиболее распространенным типом излияния базальтов являются лавовые трубы разнообразного облика и размеров. В северной части северовосточной гряды вблизи от ее вершины обнаружены пустотелые трубы с толщиной стенок 10—12 см. Встречаются и типичные подушечные лавы, а в отдельных местах и лавовые потоки.

Базальты представлены в основном порфировыми разностями с содержанием вкрапленников в количестве первых процентов. Вкрапленники представлены плагиоклазом и оливином, реже клинопироксеном. Встречаются и отдельные афировые разности. Структура основной массы породы меняется в зависимости от места образца в теле лавовой трубы или потока от стекловатой в краевых частях, через вариолитовую и метельчатую до интерсертальной в центральных. Везикулы (в основном сферические, дегазационные, диаметром до 1 мм) обычно составляют до 5, реже до 8% общего объема породы. В отдельных разностях, особенно в стенках пустотелых лавовых труб, размер везикул может быть и больше. В последних встречаются эллипсоидальные пустоты размером до 3 см. Наряду с относительно крупными дегазационными везикулами в разностях с метельчатой и интерсертальной структурами основной массы имеются мелкие неправильной формы пустоты. Их размер колеблется от сотых до десятых долей миллиметра, а форма обусловлена формой интерстиции, которую они занимают. Иногда встречаются также сегрегационные везикулы.

Молодые голоценовые базальты, слагающие вулканические гряды и отдельные возвышенности, практически не содержат новообразованных



Фиг. 1. Геологическая карта рифтовой долины хр. Рейкьянес [7] 1-3 — базальты (1 — голоценовые, 2 — вюрмские, 3 — то же, местами покрытые маломощным чехлом осадков); 4 — линейные магнитные аномалии, соответствующие возрасту 0,97 млн лет; 5 — краевые тектонические уступы; 6 — гидротермальные проявления; 7-9 — мощность осадочного чехла (7 — менее 2, 8 — 2 — 4; 9 — более 4 м); 10 — 11 — сбросы (10 — высотой менее 300 м, 11 — высотой более 300 м)

минеральных форм. Лишь в одном образце из стенки пустотелой трубы в отдельных дегазационных везикулах обнаружены выделения железокремнистых аморфных фаз.

В базальтах вюрмского возраста отмечаются самые начальные стадии изменения. В зоне сидеромеланового стекла наблюдается слабая палагонитизация, а во внутренних частях тел по отдельным зернам оливина развивается иддингсит в виде мелких выделений внутри единичных зерен или по отдельным участкам в краевых частях зерен. Кроме того, единичные интерстиционные везикулы окаймлены хлорофеитом, имеющим светло-зеленую окраску в проходящем свете. Граница хлорофеита с пустотой в центре везикулы неровная, с выступами и наростами. Подобное вещество встречается и в отдельных капиллярных трещинах, секущих породу. Следует отметить, что как палагонит, так и иддингсит и хлорофеит развиты в вюрмских базальтах очень незначительно и составляют сотые доли процента от общего объема породы.

Существенным преобразованиям подвержены лишь базальты из района разгрузки гидротерм в восточном борту основной вулканической гряды. Проявление гидротермальной активности установлено по наличию на коренных породах корок натечной формы, обогащенных рядом элементов (Fe, Mn, Cu, Zn), характерных для новообразований гидротермальных систем срединно-океанических хребтов [7], а также ранней литификации перекрывающих базальты осадков [13].

Наиболее интенсивно преобразованы внешние части пиллоу-лав и потоков. Обычно пиллоу-лавы покрыты тонкой (0,1 мм), плотной, марганцевой коркой с бугристой, натечной поверхностью, обладающей матовым, смолоподобным блеском и окрашенной в черный цвет. Внутренняя часть марганцевой корки рыхлая и имеет более светлую, коричневую окраску. Создается впечатление, что внешняя черная часть (собственно корка) является натечным, осажденным образованием, тогда как внутренняя, коричневая часть образовалась по субстрату породы.

Под марганцевой коркой прослеживается зона осветленной породы (мощность до 1 мм), а за ней зона палагонитизации (мощность до 5 мм), приуроченная к дисквамационным трещинам и развивающаяся внутрь тела сидеромелана по отдельным тупо заканчивающимся корешковым каналам (мощность сотые доли миллиметра). Палагонит образуется и вдоль границ сидеромелана с вкрапленниками плагиоклаза, по стенкам мелких дегазационных везикул, реже замещает участки сидеромелана, зажатые между вариолями. Палагонит — рыхлый, окрашен в охристый цвет, в проходящем свете имеет золотисто-желтую окраску, изотропен; показатель преломления колеблется от 1,685 до 1,700; плотность 2,6. Сидеромелан, по которому развивается палагонит, бледно-коричневого цвета, прозрачен.

В табл. 1 приведен химический состав палагонита одного из корешковых каналов и состав сидеромелана, по которому он развивается. Для сравнения приведен состав пар «сидеромелан — палагонит» из скв. 407, 409 и 410, пробуренных в 49-м рейсе «Гломара Челленджера» на склонах хр. Рейкьянес, состав которых характерен для палагонитов из океанических базальтов [6, 19]. Состав изученного нами палагонита сильно отличается от состава палагонитов из базальтов, вскрытых указанными скважинами, хотя в целом направленность перераспределения элементов совпадает. Прежде всего бросается в глаза сильный вынос кремнезема и обогащение железом. Накопление железа, а также титана и алюминия, возможно, обусловлено разубоживанием вещества вследствие выноса кремнезема. С высоким содержанием железа, видимо, связано появление гётита, обнаруженного рентгенодифракционным анализом в виде примеси к рентгеноаморфному палагониту во внешней части зоны палагонитизации. Непостоянство химического состава палагонитов отмечалось многими исследователями [3, 5, 18]. Наблюдающиеся отличия состава изученного палагонита от более типичных палагонитов океанических базальтов, вероятно, обусловлены составом гидротермальных вод, под действием которых происходила палагонитизация в рифтовой долине хр. Рейкьянес. Следует отметить, что палагонитизация с сильным выносом кремнезема характерна для гиалокластитов подводной горы Атлантис, расположенной к югу от Азорских островов [1]. Низкокремниевые палагониты известны и среди гиалокластитов Исландии [4], хотя и в них содержание кремнезема несколько выше (23%), чем в нашем случае (табл. 1).

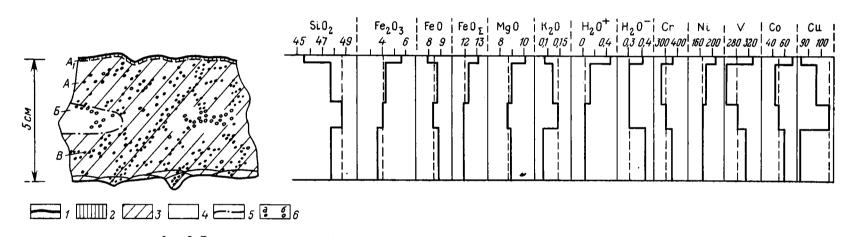
Помимо пиллоу-лав в районе разгрузки гидротерм были обнаружены маломощные лавовые потоки, образовавшиеся, очевидно, из достаточно жидких лав с низкой вязкостью. Так, обломок потока мощностью около 6 см был драгирован на ст. 475.

Поток сложен афировым базальтом с интерсертальной структурой, в краевых частях потока переходящей в метельчатую. Порода состоит из мелких изометричных зерен оливина (5%), игольчатых и футляровидных лейст плагиоклаза (Ап₅₀) (40—45%), между которыми расположены мелкие, иногда удлиненные зерна клинопироксена (до 40%). Отдельные участки породы сложены афанитовой массой и стеклом с сыпью мелких зерен рудных минералов. Около 5% от общего объема породы составляют везикулы. Среди них явно преобладают сферические, дегазационные везикулы диаметром до 1 мм. Распределены они в породе неравномерно, образуя шлейфы от некоторых точек в подошве потока (фиг. 2), что свидетельствует о существовании в момент излияния базальтов на дно моря продувки потока газовой фазой. Наряду с крупными сфериче-

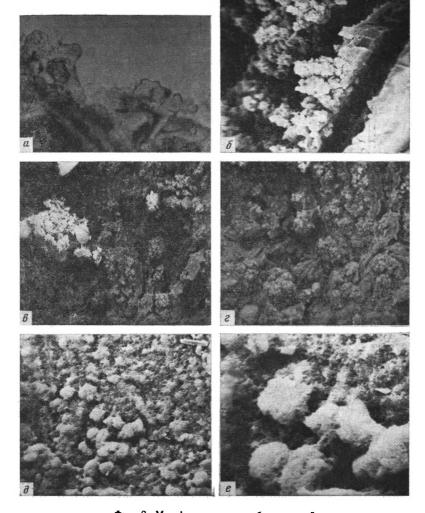
Химический состав пар стекло (а) — палагонит (б), вес. %

Оки сел	1	1 2		1 2		3 4		5		6		7		
	a	б	a	б	a	6	. a	б		б	a	б	a	б
SiO ₂	52,88	14,23	49,04	39,95	49,46	43,15	49,63	39,39	49,99	36,94	50,69	33,58	47,95	23,48
TiO ₂	1,07	3,65	1,92	3,74	1,92	3,10	1,90	2,99	1,53	2,86	1,24	2,32	1,86	2,93
Al_2O_3	13,93	20,63	15,69	10,71	14,05	9,91	14,48	11,63	13,26	7,02	16,61	17,40	14,42	20,55
FeO	11,15	35,03	11,93	20,38	12,61	19,36	12,11	17,39	12,25	21,65	7,97	12,23	12,41	19,95
MnO	0,22	-	0,15	_	0,22	_	0,22	_	0,21	_	0,14	_	0,19	0,26
MgO	7,64	3,48	6,23	2,97	6,52	3,32	6,61	2,63	6,10	5,50	7,12	0,99	7,13	0,80
CaO	11,78	2,20	10,93	1,94	11,42	1,78	11,24	1,45	11,38	0,66	11,00	1,61	11,90	0,84
Na ₂ O	1,87	2,09	2,49	0,93	2,48		2,60	1,89	2,13	_	2,80	1,85	2,16	0,14
K₃O	0,13	0,57	0,19	3,25	0,25	3,67	0,21	3,56	0,18	4,05	0,35	2,57	0,33	0,10
Σ	100,67	81,88	98,57	83,87	98,93	84,29	99,00	80,93	97,03	78,68	97,92	72,55	98,37	71,71

Примечание. 1 ≤ обр. П-104/16-6, рифтовая долина хр. Рейкьянес, микроанализатор «Камебакс», оператор Г. В. Карпова, ГИН АН СССР; 2=6 — материалы 49-го рейса «Гломара Челленджера» [19]: 2−4 — скв. 407, 5 — скв. 409, 6 — скв. 410; 7 — сидеромелановая гналокластика Исландии [4].



Фиг. 2. Распределение породообразующих и рассеянных элементов по телу потока (обр. 475)
1 — Fe—Мп-корка; 2 — прикровлевая, светло-бежевая зона A_1 ; 3 — краевые, бежево-серые зоны A и B; 4 — центральная, сине-серая зона B; 5 — линия «черного фронта»; 6 — везикулы (a — содержание новообразованные фазы, 6 — не содержащие их). Содержание окислов породообразующих элементов приведено в вес. %, рассеянных — в г/т. Пунктиром отмечено содержание в неизмененной породе



Фиг. 3. Морфология новообразований a — микрофото, увел. 100, без анализатора; δ — e — РЭМ («Квикскам», МГУ, оператор В. М. Григорьев): δ — увел. 1000, ϵ — увел. 400, ϵ — увел. 800, δ — увел. 1500, ϵ — увел. 5000

скими везикулами в основной массе породы имеются также мелкие везикулы неправильной формы.

По степени измененности окраски породы в разрезе потока выделяется несколько зон. Прикровлевая часть потока (зона A_1), расположенная непосредственно под тонкой марганцевой коркой, окрашена в бежевый цвет (мощность до 3 мм). Следующая — зона A (мощность до 2,5 см) имеет бежево-серую окраску, а центральная часть потока (зона B) — сине-серую. Мощность зоны B около 1,5 см. Нижняя зона (B) окрашена аналогично зоне A и имеет примерно такую же мощность. Местами зоны A и B смыкаются, и зона B выклинивается. Переход от зоны B к зонам B и B в одних местах постепенный, в других проходит через линию «черного фронта» [16], которая представляет собой линию темно-серого, почти черного цвета мощностью около 1 мм.

В центральной зоне *Б* не отмечено каких-либо следов вторичных преобразований. Ни в везикулах, ни в основной массе породы не обнаружены новообразованные фазы. Все магматические компоненты, в том числе и интерстиционное стекло, остаются свежими. Иная картина наблюдается в пределах краевых зон *А* и *В*, где дегазационные везикулы окаймлены тонкими, прерывистыми каймами изотропного вещества, окрашенного в проходящем свете в различные тона желто-зеленого цвета, пере-

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O Σ	5,11 1,91 4,15 60,12 0,58 1,78 1,88 1,14 0,65 77,42	23,27 0,12 2,02 58,12 0,22 1,54 2,36 0,38 0,40 88,43	26,90 0,82 6,67 34,16 0,03 0,96 0,80 0,28 0,97 71,59	45,16 1,35 38,46 0,05 2,84 0,40 0,47 3,25 92,00	48,53 0,56 3,24 27,89 0,07 9,23 0,98 0,19 0,21 90,90	37,34 0,12 0,77 24,28 0,41 8,14 2,12 0,05 73,23	44,65 0,02 4,57 24,93 0,23 11,54 1,53 0,03 0,12 87,62

Примечание. 1—4 = обр. 475 — срединная долина хр. Рейкьянся, анализы выполнены на микроанализаторе «Камебакс», оператор Г. В. Карпова, ГИН АН СССР: 1 — железокремнистая фаза из обрамления дегазационной везикулы, зона A_1 ; 2 — железокремнистая фаза в интерстиции, зона B; 3 — хлорофент из обрамления дегазационной везикулы, зона B; 4 — селадонитоподобное вещество из интерстиции около линии «черного фронта»: 5 — 7 — состав хлорофента: 5 — скв. 304 (северо-запад Тихого океана), среднее из четырех анализов [12]; 6 — трашны Декана, среднее из двух анализов [18]; 7 — базальты Исландии, среднее из трех анализов [17].

ходящего в светло-зеленый и оранжевый. Поверхность кайм, обращенная к пустоте, имеет натечную форму, часто с выступами и древовидными наростами (фиг. 3, a). Это же вещество выполняет мелкие интерстиции, а в краевых частях потока замещает интерстиционное стекло. По морфологическому положению и свойствам описанное вещество соответствует определению «хлорофеита» в понимании М. Пикока и Ф. Фулера [18]. Наряду с изотропным хлорофеитом местами встречаются слабодвупреломляющие разности, а около линии «черного фронта» — зеленое в проходящем свете вещество с сильным, веерообразным двупреломлением. В краевых частях потока, особенно в прикровлевой зоне A_1 , положение, аналогичное хлорофеиту, занимают микроскопически аморфные, яркокрасные в проходящем свете железокремнистые фазы. Они же распространены непосредственно вдоль линии «черного фронта». Между хлорофеитом и железокремнистыми фазами местами прослеживаются постепенные переходы.

Исследование с помощью сканирующего электронного микроскопа показало, что как хлорофеит, так и железокремнистые фазы (они отличаются по различной способности к отражению электронов), выделяющиеся в везикулах, имеют сложную, неправильную форму, напоминающую цветную капусту (см. фиг. 3). В одних везикулах отдельные, капустовидные обособления разобщены друг от друга, в других, особенно в самых внешних частях потока, их количество в везикуле увеличивается и они образуют прерывистые каймы. Иногда между отдельными обособлениями пространство заполняется рыхлым, сотовидным веществом (см. фиг. 3, ∂ , e). Размер обособлений сильно варьирует.

Микрозондовое изучение состава описанных выше новообразований показало (табл. 2), что железокремнистые фазы содержат большое количество железа с подчиненным содержанием кремния и других элементов. Их состав непостоянен, но близок к составу ранее известных в океанических базальтах железокремнистых фаз [5]. Желто-зеленое двупреломляющее вещество около линии «черного фронта» с относительно высоким содержанием калия (К2О 3,42%) по составу приближается к минералам группы селадонит-глауконита, широко распространенным в базальтоидах дна океана, в том числе и хр. Рейкьянес [5], но высокое содержание железа не позволяет пересчитать его состав на кристаллохимическую формулу селадонита. Тем не менее веерообразное двупреломление, столь характерное для селадонитов, позволяет предположить, что это вещество имеет кристаллическую структуру и относится к минералам группы глауконит-селадонита. Высокое содержание железа, вероятно, связано с примесью аморфных окислов железа. Состав хлорофеита занимает промежуточное положение между железокремнистыми

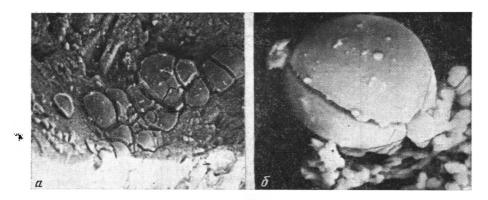
Компонент	Aı	А	Б	В
SiO ₂	45,61	47,89	48,78	48,04
TiO_2	0,94	0,86	0,85	0,85
Al_2O_3	14,08	14,21	13,98	14,36
Fe_2O_3	5,73	4,37	4,28	3,76
FeO	7,96	8,72	8,44	8,89
MnO	0,20	0,19	0,18	0,18
MgO	10,22	9,02	8,89	8,95
CaO	11,79	11,77	11,71	11,91
P_2O_5	0,02	0.02	0,01	0,02
Na₂O	2,18	2,18	2,25	2,25
K_2O	0,09	0,13	0,15	0,09
H _° O+	0,50	0,15	0,07	0,07
H ₂ O- E Cr Ni	0,43	0,30	0,31	0,42
$oldsymbol{\Sigma}^-$	99,75	99,81	99,90	99,79
Cr	365	260	305	340
Ni	212	177	160	162
V	330	240	282	305
Cu	83	95	107	80
Co	74	45	51	57
Pb	74 5	45 5 13 3	5	5
Ga	15	13	14 3	14
Ge	3	3	3	3
Mo	1,6	1,6	1,5	1,5

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР; содержание окислов породообразующих элементов дано в вес. %, рассеянных — в r/r

фазами и селадонитоподобным веществом. Сравнение его состава с составами хлорофеита из других регионов (см. табл. 2) показывает его резкую обедненность кремнием и повышенное содержание железа и алюминия. Следует напомнить, что палагонит из зоны разгрузки гидротерм рифтовой долины хр. Рейкьянес также отличается от типичных океанических палагонитов резко пониженным содержанием кремния и повышенным — железа и алюминия.

В табл. З приведены результаты изучения химического состава разных зон. Сравнение состава краевых зон с составом центральной, неизмененной зоны A показывает (см. фиг. 2), что наибольшие отклонения в содержании отдельных элементов характерны для прикровлевой зоны A_1 . Из внешних частей потока происходит вынос кремнезема, калия, меди и увеличение содержания H_2O , Mg, Mn, Cr, Ni, V, Co. Суммарное содержание железа лишь незначительно увеличивается в прикровлевой части потока, но происходит его окисление. Очень интересен факт уменьшения количества калия во внешних частях потока, так как обычно в ходе преобразований базальтоидов под действием морской воды происходит увеличение содержания этого элемента. Возможно, это связано с конкретным составом минерализованных термальных вод, обусловивших перераспределение и вынос калия из внешних частей потока.

Форма выделения хлорофеита и железокремнистых фаз в изученном базальтовом потоке однозначно свидетельствует о их образовании в условиях свободного роста в пустоте, а не при застывании остаточного расплава. Анализ изменения степени преобразования породы, изменения содержания отдельных породообразующих элементов в разных частях потока, а также распределения новообразованных фаз по телу потока (их отсутствие в центральной, неизмененной части потока и увеличение их количества в краевых частях) свидетельствует о воздействии на поток внешних растворов и возникновении новообразованных фаз под действием проникающих внутрь потока растворов. Распространение железокремнистых фаз в краевых частях потока, вдоль линии «черного фронта» и вдоль отдельных шлейфов везикул, видимо, связано с тем, что они образуются в участках активного взаимодействия в системе раствор — порода. В местах менее активного их взаимодействия образовывался хлорофеит. Он, вероятно, является зародышевой фазой, по которой при более



Фиг. 4. Морфология выделений окислов марганца РЭМ («Квикскам», МГУ, оператор В. М. Григорьев): а — увел. 600; б — увел. 1300

глубокой дифференциации вещества в ходе процесса преобразования базальтов возможно образование как железокремнистых фаз, так и селадонита, на что указывают постепенные переходы между ними.

Подтверждением образования описанной ассоциации в результате воздействия гидротермальных растворов на породу является нахождение совместно с описанными новообразованиями обособлений окислов марганца. Они образуют в краевых частях потока выделения в виде пятен с такыроподобной поверхностью (фиг. 4, а), черного цвета, не просвечивающие в проходящем свете. Кроме того, встречаются обособления окислов марганца яйцевидной формы (см. фиг. 4, б) с гладкой матовой поверхностью, почти черного цвета.

Образование аморфных фаз, по составу отвечающих глинистым минералам, в результате воздействия гидротермальных растворов на базальты подтверждено многочисленными экспериментальными работами (например, [15]). Полученные данные не исключают возможности при определенных условиях ликвантогенного образования хлорофеита, но показывают, что в базальтах рифтовой долины срединно-океанических хребтов этого не наблюдается.

Молодые голоценовые базальты рифтовой долины хр. Рейкьянес вне зон разгрузки гидротерм не подвержены вторичным изменениям, а вюрмские — лишь очень незначительным. Наиболее преобразованы базальты в местах разгрузки гидротермальных источников, где стекловатые корки пиллоу-лав претерпели палагонитизацию, а в базальтах, излившихся в виде потоков, образованы железокремнистые фазы, хлорофеит и селадонитоподобное вещество. Новообразованные фазы выделяются в виде капустоподобных выделений на стенках везикул. Судя по форме этих выделений, они образовывались в условиях свободного роста в пустотах, а не в результате застывания остаточного расплава. Хлорофеит, кроме того, замещает интерстиционное стекло. Наиболее интенсивно преобразованы как в минералогическом, так и химическом плане внешние части тел базальтов. Центральные части остаются неизмененными. Проявления преобразований на дейтерической стадии обнаружено не было. Совокупность данных позволяет говорить о решающей роли гидротермальной деятельности в ходе преобразований рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Специфичный состав новообразованных фаз (палагонита и хлорофента) обусловлен конкретным составом воздействующих на породу растворов. Литература

1. Богданов Ю. А., Лисицына Н. А., Хворова И. В. К литологии некоторых подводных гор. Восточной Атлантики — Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. с. 3—19.

гор Восточной Атлантики.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 3, с. 3—19. 2. Богданов Ю. А., Сагалевич А. М., Кузьмин М. И., Кузнецов А. П. Геологическое строение рифтовой зоны хр. Рейкьянес в районе 58° с. ш.— Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 6, с. 1478—1482.

- Гептнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 5, с. 113—130.
- 4. Гептнер А. Р., Селезнева М. А., Смелов С. Б., Лискун И. Г. Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла. — Литология и полез, ископаемые, 1984, № 4, с. 44-62.
- 5. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледа К. Г. и др. Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407 DSDP).— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 63—84.
- 6. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. Минеральные ассоциации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 10—31.
- 7. Кузнецов А. П., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М. и др. Некоторые результаты геологических исследований хр. Рейкьянес с подводных аппаратов. - Океанология, 1985.
- т. XXV, вып. I, с. 100—107. 8. Куплетский Б. М. Палагонитовые базальты Тимана.—Тр. ИГН АН СССР. Петрограф. сер. (8), 1940, вып. 25, с. 7—22.
- 9. Ляхович В. В. К минералогии палагонитов.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1957, № 11, c. 193-222.
- 10. Метьюз Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана.—В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103—124.

 11. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Хлорофент в эффузивных базальтах.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 43—54.
- 12. Симанович И. М., Степанов С. С. Минеральные преобразования базальтов скв. 304 (рейс 32 «Гломара Челленджера»).— В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 41—48.

 13. Хворова И. В., Лисицына Н. А., Богданов Ю. А. Осадки рифтовой зоны хр. Рейкья-
- нес (58° с. ш.) Литология и полез. ископаемые, 1985, № 3, с. 5—16.

 14. Baragar W. R., Plant A. G., Pringle G. Y., Sghay M. Petrology and alteration of selected units of Mid Atlantic Ridges basalts sampled from sites 332 and 335 DSDP.— Canad. J. Sci., 1977, v. 14, № 4, p. 837—874.
- basaltique tholeitique par l'eau de mer entre 3 et 50° C.—Sci. Geol. Bull.,
- v. 36, for 2-3, p. 187-206.

 16. Honnorez J., Bohlke J. K., Honnorez-Guerstein B. M. Petrographical and geochemical study of the low temperature submarine alteration of basalt from hole 396B, Leg 46.—In: Initial Reports DSDP. Wash., 1979, v. 46, p. 299—329.
- 17. Meyer P. S., Sigurdsson H. Interstitial acid glass and chlorophaeite in Iceland ba-
- salts.—Lithos, 1978, v. 11, № 3, p. 231—241.

 18. Peacock M. R., Fuller R. E. Chlorophaeite, sideromelane and palagonite from the Columbia River Plateau.—Amer. Mineralogist, 1928, v. 13, p. 360—383.

 19. Pritchard R. G., Cann J. R. Low-temperature alteration of occanic basalts, DSDP, 1979, 197
- Leg 49.— In: Initial Reports DSDP. Wash., 1979, v. 49, p. 709-714.

Геологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 8.I.1986

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1986

УДК 552.12.4(571.5)

СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ЛЕНТОЧНО-СЛОИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НИЗОВЬЯХ ЕНИСЕЯ

ДАНИЛОВ И. Д., ШАПОШНИКОВА Е. А.

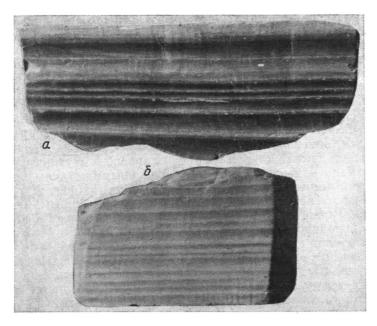
В статье приводятся результаты микроскопического изучения карбонатных конкреций и вмещающих ленточнослоистых отложений криолитозоны. Проведенные исследования подтвердили их позднесингенетическую — раннедиагенетическую природу.

В статье излагаются результаты исследований ленточно-слоистых отложений, развитых в пределах криолитозоны севера Западной Сибири (низовья р. Енисея), и содержащихся в них карбонатных конкреций. Мерзлое состояние отложений, их высокая степень льдонасыщения и характер криогенной текстуры свидетельствуют, что промерзали сильно обводненные осадки в условиях дна мелеющего водоема [1]. Это обстоятельство резко ограничивает возможный временной интервал образования конкреций: от момента отложения осадка до его промерзания, т. е. они могли формироваться лишь на стадии сингенеза — раннего диагенеза. Сингенетически-раннедиагенетическая природа карбонатных конкреций подтверждена результатами сравнения радиоуглеродного датирования конкреций и вмещающих пород. Возраст тех и других оказался примерно одинаковым и составляет около 30 тыс. лет [2].

Таким образом, время формирования рассматриваемых конкреций в отличие от большинства других случаев четко зафиксировано на общем фоне литогенеза осадочных пород. Кроме того, сами конкрециеносные отложения прошли лишь стадии осадконакопления, раннего диагенеза и промерзания (криогенеза) и не претерпели каких-либо иных постдиагенетических (катагенных или гипергенных) изменений. Отсюда становится очевидным методическое и теоретическое значение детального изучения строения и состава конкреций и вмещающих их пород, как достоверно отражающих характер физико-химических и минералогических преобразований осадочного вещества в конечных водоемах криолитозоны в стадии сингенеза и раннего диагенеза.

Важен и другой аспект: конкреции формировались в условиях холодноводного перигляциального водоема с резко дифференцированным по сезонам поступлением осадочного вещества. Процессы аутигенного карбонатного минералообразования и тем более конкрециеобразования в этих условиях изучены слабо. Имеются указания о наличии карбонатных новообразований конкреционного типа в современных и голоценовых отложениях областей сурового резко континентального климата Канады и Сибири (Центральная Якутия). Установлены они в озерных отложениях перигляциальных ландшафтных зон позднеплейстоценового возраста на севере Северной Америки, Европы и Азии, к которым относятся и исследованные ленточно-слоистые отложения [1]. Они представлены двумя литологическими типами: глинами и алевритами (фиг. 1).

В глинах ритмичная ленточная слоистость тоньше, преобладающая мощность лент составляет 2—5 мм, выражена четче; в алевритах больше толщина лент (от 0,5 до 10 см) и меньше степень выраженности. Отдельные ленты представляют собой типичные циклотемы, состоящие из последовательно сменяющих друг друга более песчанистых и более глинистых прослоев. Границы между прослоями внутри лент постепенные, между соседними лентами четкие, нередко волнистые, в основании пес-



Фиг. 1. Ленточно-слоистые отложения (a — глины, δ — алевриты)

чанистого прослоя, с которого начинается новая лента — циклотема, отмечаются включения зерен более крупного песка.

Накопление ленточно-слоистых отложений как преимущественно алевритового, так и преимущественно глинистого состава происходило в основном в пресноводных бассейнах, о чем свидетельствует состав микрофауны (остракоды) и микрофлоры (диатомеи). В направлении к устью р. Енисея обстановка осадконакопления сменялась солоноватоводной и даже опресненной морской, что подтверждается наличием в светлых алевритовых прослоях раковин Portlandia arctica (Gray) var. aestuariorum — морского арктического вида молюсков [3], выдерживающего значительное опреснение и заходящего в эстуарии северных рек, например в современный Енисейский залив.

Микроскопически был изучен наиболее показательный литологический тип ленточно-слоистых осадков — глины, которые в свою очередь подразделяются на две разновидности. В основном они представлены тонкослоистыми (толщина лент 2—4 мм) разностями с преобладанием в отдельных лентах глинистых прослоев при подчиненном значении тонкопесчано-алевритовых. В верхних и нижних частях разрезов ленточнослоистых толщ строение их меняется: толщина лент возрастает до 10 мм, преобладающей в них становится тонкопесчано-алевритовая составляющая — вторая разновидность ленточных глин. Ниже характеризуются две указанные разновидности ленточно-слоистых глин.

В тонкослоистых глинах глинистые прослои в лентах составляют примерно две трети их мощности. Внутри них прослеживаются три-четыре невыдержанных микропрослоя мощностью до 0,3 мм, к которым иногда приурочено повышенное количество изотропного органического вещества с рассеянным глобулярным пиритом. Глинистое вещество бурого цвета, интерферирует в серо-желтых тонах с совершенной ориентировкой и одновременным угасанием всего слоя. В нем содержатся единичные угловатые зерна кварца размером 0,001 мм, кусочки растительной ткани с клеточным строением размером 2—3 мм, рассеянный глобулярный пирит и наряду с ним, вероятно уже вторичные, бурые выделения оксидов железа.

Тонкопесчано-алевритовые (светлые) прослои в лентах состоят из угловатых и полуокатанных зерен кварца, полевого шпата, плагиоклаза, моноклинного пироксена. В небольших количествах присутствуют хлорит, мусковит, рудные минералы. В виде единичных включений более

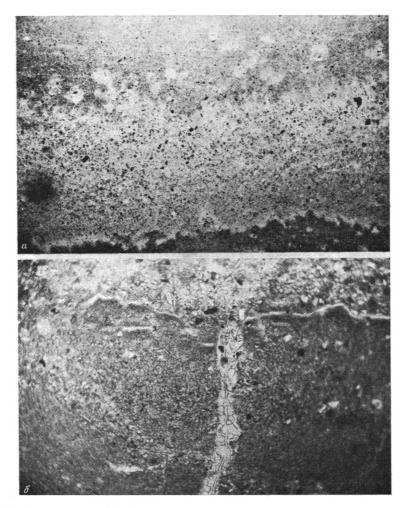
крупного размера встречаются зерна базальтового порфирита, долерита, песчаника, мрамора. Характерны сгустки оксидов железа расплывчатой формы, а также округлые и фасолевидные микровыделения органического вещества. Показательно присутствие равномерно распределенных в тонкопесчано-алевритовой массе глинистых окатышей (до 5%). На контакте песчанистых прослоев с подстилающими их глинистыми прослоями отмечаются микроструктуры внедрения одного слоя в другой, а также скопления глинистых окатышей — свидетельство того, что при накоплении песчано-алевритового материала нижележащий глинистый взмучивался, коагулировал и осаждался вместе с обломочными частицами. Граница песчанистых и глинистых прослоев внутри лент постепенная, неровная с «завихрениями», обусловленными пластическими микровнедрениями песчанистого материала в глинистый (фиг. 2, a). Фрагменты песчанистых прослоев часто оказываются оторванными от них, и тогда граница приобретает ветвистую фигурчатую форму в виде листьев дуба. Диапироподобные внедрения глинистых прослоев в вышележащие песчанистые слои не нарушают общей четкости границы между лентамициклотемами, оторванных фрагментов здесь не наблюдается.

Пластические деформации на границах раздела отдельных лент и внутри них между литологически разнородными прослоями, несомненно, имели место в процессе осадконакопления во влагонасыщенных, неуплотненных грунтах — это своего рода микроструктуры «нагрузки», часто образующиеся в донных осадках и имеющие более крупные размеры. В данном случае они выражены в микроскопическом масштабе, что свидетельствует о принципиальной однотипности физических диагенетических процессов в бассейновых осадках на макро- и микроуровнях.

Ленточно-слоистые глины второго типа характеризуются тем, что в них преобладают прослои алеврито-песчанистого состава, глинистые имеют подчиненное значение. В первых обломочный материал представлен в основном тонкопесчаной фракцией, в которой резко увеличено (до 15%) содержание пироксенов. В глинистых прослоях также увеличивается количество терригенного материала. Показательно наличие ходов илоедов округлой, червеобразной или неправильной, причудливой формы в зависимости от плоскости их среза. Они прекрасно видны на фоне тонкодисперсного глинистого вещества, поскольку заполнены более грубым материалом. В глинистых прослоях наблюдаются диагенетические трещины уплотнения и микроразрывные нарушения. Наиболее типичная картина: выдержанные горизонтальные трещины вдоль поверхностей напластования между лентами в основании песчанистого прослоя и отходящие от них вниз вертикальные трещины (см. фиг. 2, б). Вдоль трещин шла миграция карбонатов вместе с иловыми растворами и их последующее осаждение. Преобладающая форма карбонатных выделений линейная, ступенчатая, реже каплевидная.

Проведенное сравнительное изучение показывает, что для тонкослоистых глин с преобладанием глинистого вещества в лентах характерны пластические деформации практически жидкого осадка без нарушения сплошности слоев. Для более крупнослоистых глин с более резкой дифференциацией материала на относительно грубый и тонкодисперсный характерно образование при диагенетическом уплотнении трещин и микроразрывных нарушений, залеченных карбонатом. Вероятно, на самых ранних стадиях диагенеза в местах скоплений органического вещества шло образование глобулярных выделений пирита.

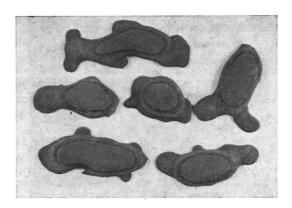
Конкреции встречаются как в ленточно-слоистых глинах, так и в алевритах. Они являются сильно уплотненными образованиями, состоящими из вещества вмещающей породы, сцементированного тонкорассеянным карбонатом. Форма конкреций преимущественно уплощенная (фиг. 3), фигурчатая: дисковидная, пуговицевидная, лопастная, реже шаровидная; при срастании отдельных экземпляров более сложная—очковидная, гроздевидная и т. п. Уплощенные конкреции имеют 2—5 мм в толщину и 5—50 мм в поперечнике, шаровидные—обычно 5—10 мм в диаметре. Цвет конкреций светлый, палево-серый, скол ровный. Внутри конкреций



Фиг. 2. Различные типы контактов между лентами (циклотемами) и внутри них

а — два неровных контакта с пластическими микроструктурами внедрения («нагрузки»). В нижней части снимка видна четкая граница между соседними лентами: алеврито-песчанистым (светлым) прослоем одной ленты и алеврито-глинистым (темным) прослоем нижележащей; в верхней части — нечеткая расплывчатая граница между нижним (более песчанистым) и верхним (более глинистым) прослоями внутри ленты. Видны пятнообразные фрагменты песчанистого прослоя ленты в основании вышележащего глинистого. Увел. 90, николи скрещенные; б — диагенетические трещины уплотнения вдоль горизонтального контакта между отдельными лентами; от них отходят вниз более крупные вертикальные трещины. Обе системы трещин выполнены аутигенным карбонатом. Увел. 90, николи скрещенные

отчетливо видна ленточная слоистость, обусловленная чередованием более глинистых и более песчанистых прослоев, к краям конкреций в глинах слои внутри них утоньшаются и выклиниваются; в алевритах как бы проходят сквозь них, не меняя мощности. Песчано-алевритовые прослои в конкрециях наиболее обогащены карбонатами и наиболее активно реагируют с 10%-ной HCl.



Фиг. 3. Фигурчатые карбонатные конкреции уплощенной лопастной формы из ленточно-слоистых глин нижнего течения р. Енисея. Уменьшено в 2 раза

Минеральный состав карбонатов конкреций в основном кальцитовый, иногда с примесью игольчатого арагонита. Карбонаты составляют от 22,5 до 58,5% вещества конкреций [1]. Во вмещающих ленточно-слоистых отложениях количество карбонатов максимально в песчанистых алевритах и минимально в глинах, причем в отдельных лентах оно наибольшее (1,8%) в песчанисто-алевритовых прослоях и наименьшее (0,6%) — в глинистых. Иными словами, содержание карбонатов резко дифференцировано в зависимости от литологии осадков. Для большинства конкреций свойственно повышенное содержание марганца, количество МпО достигает 1,8—2,6%, тогда как во вмещающих породах не превышает 0,1%. Обогащенность алевритовых прослоев карбонатами связана, вероятно, с наиболее активной утечкой по ним СО2 и осаждением СаСО3 из иловых растворов. Утечка СО2 происходила также по диагенетическим трещинам уплотнения, которые залечивались выпадавшими из растворов карбонатами.

Микростроение конкреций в значительной степени предопределено текстурно-структурными особенностями вмещающих пород, различиями в составе, крупности и распределении обломочного материала в них. В конкрециях из ленточно-слоистых алевритов четко видно чередование прослоев с более крупным и более мелким обломочным материалом, послойно распределена также примесь глинистого и органического вещества. Зерна кварца удлиненной формы, ориентированы длинной осью строго вдоль границ раздела лент. В глинистых прослоях внутри конкреций вещество отличается беспорядочной текстурой и равномерно карбонатизировано. Обломочная составляющая представлена кварцем, полевыми шпатами, плагиоклазом, моноклинным пироксеном, хлоритом, рудными минералами, обломками базальтового порфирита. Кварц резко преобладает. Тонкорассеянное карбонатное вещество цементирует обломочные частицы, тип цемента поровый. Карбонат микрозернистый (<0,05 мм) и скрытокристаллический, вместе с глинистым веществом образует массу с характерными золотисто-радужными цветами интерференции. Он корродирует зерна всех минералов с образованием характерных форм разъедания по краям.

В конкрециях из ленточных глин с преобладанием глинистой составляющей слоистость менее выражена. Конкреции имеют либо полосчатую, либо неслоистую ориентированную и неориентированную текстуры.

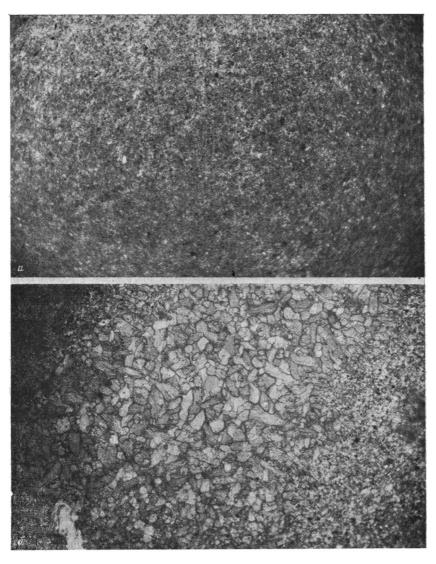
Ориентированную полосчатую текстуру в конкрециях образуют агрегаты зерен карбоната, расположенные параллельно в виде цепочек и нечетко оконтуренных полос. Ориентированная хлопьевидная текстура кон-

креций возникла, вероятно, в результате полного замещения карбонатом обломочных зерен, о чем свидетельствуют светлые новообразованные карбонатные пятнышки в глинисто-карбонатной массе (фиг. 4, а). В конкрециях с неориентированной текстурой микрозернистая глинистая масса, сцементированная карбонатом, содержит микроокатыши глин, а также угловатые и полуокатанные зерна кварца, полевого шпата, плагиоклаза, вулканического стекла, единичные лейсты биотита. Структура вещества конкреций сгустковая, карбонатный цемент неравномерно раскристаллизован и образует выделения округлой и овальной формы размером до 0,5 мм с микрозернистой структурой внутри. Зерна карбоната в них неправильной вытянутой формы, «лепящиеся» друг к другу, с золотистыми цветами интерференции. Участки карбонитизации с таким строением приурочены к скоплениям глинистых окатышей, растительным остаткам, иногда они обволакивают зерна кварца.

Все три разновидности конкреций из ленточных глин свидетельствуют о более глубоком преобразовании исходного вещества осадка в них по сравнению с ленточно-слоистыми алевритами, вплоть до полного замещения обломочных зерен новообразованным карбонатом. В них же отмечены структуры перекристаллизации карбонатного цемента: сноповидные зерна размером 0,5 мм. Они выполняют участки неправильной формы в глинисто-карбонатной массе и составляют до 30% всей конкреции. Границы между участками перекристаллизации и основной глинисто-карбонатной массой резкие, с расположением со стороны участков перекристаллизации вдоль всей их границы меньших по размеру зерен карбонатов, ориентированных длинной осью перпендикулярно к границе. К центру участков перекристаллизации происходит укрупнение зерен карбоната (см. фиг. 4, б). Обломочные зерна в участках перекристаллизации отсутствуют или замещены целиком карбонатом, о чем свидетельствует правильная округлая форма карбонатных выделений.

Приведенные данные по микростроению и вещественному составу конкреций и вмещающих пород позволяют высказать ряд суждений об условиях образования тех и других. Рост конкреций начинался в неуплотненном влагонасыщенном осадке и шел по пути захвата карбонатным конкрециеобразователем обломочного материала с выполнением порового пространства. Наличие диагенетических трещин уплотнения и разрывных нарушений во вмещающих ленточных глинах и отсутствие их в конкрециях свидетельствуют о формировании последних до начала уплотнения влагонасыщенного осадка. В жидких илах имели место процессы, связанные с неравномерной нагрузкой и конвекцией на границах раздела литологически неоднородных осадков. Последующее их уплотнение и обезвоживание сопровождалось образованием микротрещин в литологически четко дифференцированных разновидностях ленточных глин. В конкрециях также происходило (но менее интенсивно) уплотнение вещества, о чем свидетельствует сокращение мощности и даже выклинивание прослоев к краям конкреций. Этот факт сам по себе говорит также о радиально-концентрическом нарастании конкреций от центра к периферии с последовательной цементацией постепенно уплотняющихся терригенных осадков. Кроме того, в глинистых илах в процессе конкрециеобразования происходило глубокое химико-минералогическое преобразование терригенного материала и замещение некоторых зерен минералов и обломков пород карбонатом. Следует также подчеркнуть, что процесс карбонитизации продолжался и после достаточно сильного обезвоживания осадка, выразившегося в образовании диагенетических трещин уплотнения, которые залечивались впоследствии карбонатом.

Песчано-алевритовые осадки менее подвержены усадке при обезвоживании и уплотнении. Поэтому внутри конкреций из отложений песчано-алевритового состава отчетливо прослеживается первично-седиментационная текстура, отдельные слои проходят через продольное сечение конкреций, не меняя своей толщины. Видимо, осаждение карбонатов из иловых растворов в связи с утечкой СО₂ имело здесь характер практически седиментационного процесса, который не сопровождался сколько-



Фиг. 4. Различные типы внутреннего строения конкреций a — хлопьевидная ориентированная текстура конкреций в ленточно-слоистых глинах: светлое — тонкорассеянный карбонатный цемент, на фоне которого видны белые пятна — результат замещения карбонатом отдельных относительно крупных обломочных зерен. Увел. 90, николи скрещенные; δ — структура участков перекристаллизации карбонатного цемента: видно укрупнение зерен карбоната от периферии к центру участка. Увел. 90, николи скрещенные

нибудь глубоким или просто заметным преобразованием терригенного вещества внутри конкреций.

Проведенные исследования микростроения карбонатных конкреций подтвердили их безусловную позднесингенетическую — раннедиагенетическую природу [1], выявили особенности процессов литогенеза бассейновых осадков на ранних его стадиях. Подтверждена также принципиальная возможность аутигенного карбонатообразования в холодноводных, промерзающих в донных условиях водоемах криолитозоны при определенном сочетании природных факторов.

Литература

1. Данилов И. Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с. 2. Данилов И. Д., Парунин О. Б. Сравнительные результаты радиоуглеродного датирования карбонатных конкреций и растительных остатков из верхнеплейстоценовых отложений каргинской террасы низовьев Енисея.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, c. 402—404.

3. Суздальский О. В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л.: Наука, 1976. 111 с.

Московский государственный **университет** Московская сельскохозяйственная академия им. К. А. Тимирязева

Поступила в редакцию 17.IV.1985

УДК 552.543 (479.2)

О ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТОВ ТКВАРЧЕЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

КУЗНЕЦОВ А. П., УЛЬЯНЕНКО В. С., ШУШАКОВА Т. А.

В статье рассматривается новый промышленный тип месторождения доломитов хемогенно-метасоматического генезиса. По комплексу признаков доломиты отнесены к вторичным — эпигенетическим образованиям, сформировавшимся при помощи высокомагнезиальных низкотемпературных растворов, путем изменения уже твердых, подвергшихся метагенезу и тектонической переработке известняков.

В течение 1983—1984 гг. авторами изучалось Ткварчельское месторождение доломитов, расположенное в Абхазской АССР. В результате этих работ был получен фактический материал, в корне изменивший представления о вещественном составе, форме рудного тела, тектонике и генезисе месторождения, сложившиеся в результате проведения геологоразведочных работ.

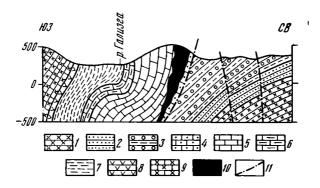
Детальная разведка на месторождении проведена в 1967—1968 и 1976—1977 гг., доразведка — в 1981—1982 гг. В настоящее время оно является сырьевой базой металлургических доломитов для Руставского металлургического завода. Запасы доломитов утверждены в количестве 41 млн т., из которых 20 млн т., согласно технологическим исследованиям [7], отвечают требованиям ТУ-14-8-232-77. Доломит полезной толщи характеризуется умеренным содержанием кремнезема (0,02—1,29%), глинозема (0,01—0,70%), низким содержанием щелочей (0,04—0,08%), полуторных окислов и серы. Содержание MgO колеблется от 11,45 до 19,0% и иногда достигает 21,85%, что соответствует теоретическому его значению. Ценность месторождения велика в связи с тем, что в ближайшие годы оно будет служить основным источником конверторных доломитов для металлургических заводов европейской части СССР.

Месторождение находится на водоразделе хр. Айстра и вытянуто с северо-запада на юго-восток. Оно располагается на стыке двух геотектонических структур — Грузинской глыбы на юге, характеризующейся покровной складчатостью, и складчатой системой южного склона Большого Кавказа на севере, отличающейся развитием надвиговых структур. Граница между ними устанавливается вдоль тектонического контакта по краевому надвигу, разделяющему юрские и меловые отложения, который определяет как сложность тектонической обстановки на месторождении, так и особенности генезиса доломитов.

В геологическом строении месторождения принимают участие отложения юрской, меловой и четвертичной систем. Континентальные угленосные отложения юрской системы находятся на северо-востоке от месторождения, онй имеют пологое падение на юго-запад, контакт их с нижнемеловой толщей тектонический (фиг. 1). Нижнемеловые продуктивные отложения, протягивающиеся широкой полосой с северо-запада на юго-восток, характеризуются крутым, почти вертикальным падением к юго-западу.

В основании тела доломитов залегают известняки валанжинского и готеривского ярусов с тектонической брекчией на контакте с юрскими образованиями. Тектоническую брекчию сменяют доломиты и слоистые песчанистые известняки, сложенные тонкозернистой кальцитовой массой с глинистым материалом. В тонкозернистой массе известняков различаются кремнеземистые остатки диатомей размером 0,08—0,12 мм, редкие точечные включения рудных минералов, тонкие прожилки кальцита.

Мощность отложений валанжина — готерива достигает 100 м. В кровле полезной толщи залегают известняки барремского яруса. Они слабо перекристаллизованы, имеют органогенно-обломочную структуру и состоят из карбонатных остатков организмов и мелких слабоокатанных обломков пелитоморфного известняка, сцементированных мелкокристаллическим кальцитом. В отличие от подстилающих известняков в них отсутствуют песчаные зерна кварца. Мощность отложений баррема составляет 400 м. Выше по разрезу известняки баррема сменяются без следов перерыва известняками и карбонатными песчаниками аптского яруса и другими отложениями (см. фиг. 1). В результате геологического картирования действующего карьера установлено, что доломиты полезной толщи являются эпигенетическими и сформировались по известнякам как валанжин-готеривского, так и барремского ярусов.

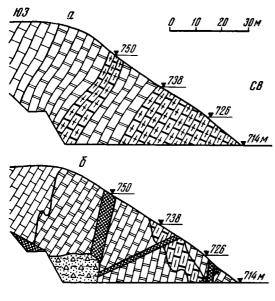


Фиг. 1. Геологический разрез района Ткварчельского месторождения доломитов (по А. С. Нариманидзе с дополнениями авторов)

Юрская система. Средний отдел: 1—байосский ярус (порфириты, туфобрекчии, туфопесчаники); 2—батский ярус, угленосная свита (аргиллиты, алевролиты, песчаники с пластами каменных углей. Верхний отдел: 3 кимериджский ярус, пестроцветная свита (конгломераты, песчаники и глины с пластами гипса). Меловая система. Нижний отдел: 4—валанжинский и готеривский ярусы, нерасчлененные (песчанистые известняки); 5—барремский ярус (известняки грубослоистые); 6—аптский ярус (песчанистые известняки и мергели); 7—альбский ярус (мергели и глины). Верхний отдел: 8—сеноманский ярус (глауконитовые песчаники, мергели и известняки); 9—туронский и датский ярусы нерасчлененные (известняки); 10—тело доломитов; 11—линии тектонических нарушений

Для выяснения генезиса доломитов месторождения был произведен комплекс исследований по методике, изложенной в фундаментальных работах [5, 16-18, 20, 29, 30, 41, 42]. Известно большое число генетических классификаций доломитов, наиболее полной из которых мы считаем классификацию Л. Б. Рухина [30], в которой выделяются: первично-осадочные доломиты (первичные седиментационные - по Н. М. Страхову [31], протогенные — по С. Г. Вишнякову [10], хемогенные — по Г. И. Теодоровичу [35, 36]), син- и диагенетические доломиты, возникшие при преобразовании ила; вторичные (эпигенетические), образующиеся замещением при помощи растворов уже твердых известняков. Вопрос о возможности эпигенетического формирования доломитов оставался открытым до появления работ В. Н. Холодова с соавторами [43, 44], в которых убедительно доказана возможность доломитизации с помощью рассолов, а также циркулирующих подземных вод, растворяющих седиментационно-диагенетические доломиты в области питания и формирующих эпигенетические доломиты в области разгрузки.

Одним из основных признаков первичности или седиментационного происхождения доломитов считается пластовость и сплошность их тел [10, 28, 31, 35]. Под пластовостью подразумевается наличие седиментационной кровли и подошвы. Детальной разведкой установлено, что в пределах месторождения тело полезного ископаемого представлено пластообразной вертикально залегающей линзой, ширина которой на разве-



Фиг. 2. Геологические разрезы полезной толщи по данным разведки (a) и по результатам отработки (b) 1— доломиты, пригодные для получения конверторных огнеупоров; 2 — металлургические доломиты; 3 — известняки; 4 — карстовые заполнения (обломки известняков, сцементированные глиной); 5 — зоны дробления; 6 — эксплуатационные горизонты

данной площади колеблется от 15 до 245 м. По простиранию линза прослежена горными выработками на 1,2 км. Поисковым обследованием установлено, что доломиты, периодически выклиниваясь, протягиваются далеко на северо-запад. Залежь доломитов вскрыта эрозией на высоту 500 м. При разведке контакты доломитов с известняками устанавливались по результатам сокращенных химических анализов, так как считалось, что известняки, залегающие в кровле и подошве рудного тела, макроскопически не отличаются от доломитов. Аналогично оконтуривались технологические типы доломитов и прослои некондиционных карбонатных пород внутри полезной толщи. Внутреннее строение полезной толщи представлялось простым. В средней части выделялась зона конверторных доломитов, а по периферии — зоны, сложенные пластами металлургических разностей (фиг. 2).

В процессе геологического картирования карьера обнаружено, что тело полезного ископаемого не имеет пластового строения, у седиментационной кровли и подошвы, кроме того, отсутствует зональность в распространении конверторных доломитов, а также толща металлургических доломитов. Переходы между доломитами и известняками очень резкие, происходят на расстоянии 3—5 см и выражаются в интенсивном осветлении известняков при трансформации их в доломиты. В литературе эта узкая зона на контакте между доломитами и неизменными породами называется фронтом доломитизации [48], наличие которого указывает на эпигенетическое происхождение доломитов [19, 26].

Установлено, что контуры перехода доломитов в известняки имеют сильноизвилистый характер и не наследуют слоистости. Они приобретают наибольшую изменчивость близ зон интенсивной трещиноватости и тектонических нарушений и осложнены пострудной тектоникой, а также процессами раздоломичивания и карстообразования. Анализ материалов отработки позволяет утверждать, что контакт доломитов с известняками представляет собой не плоскость напластования, а волнистую поверхность, наличие изгибов которой на разных эксплуатационных горизонтах различно и смещается по горизонтали на 10—30 м. Общее направление падения рудного тела юго-западное с углами, близкими 80° (фиг. 2). Внутреннее строение тела полезного ископаемого также оказалось значительно более сложным, чем считалось по результатам разведочных работ. На основании документации и опробования карьера выделяются конверторные и металлургические разности доломитов, а также извест-

няки раздоломичивания и заполнения карстовых полостей. На верхних (750 и 730 м) горизонтах полезная толща в основном сложена металлургическими доломитами с редкими мелкими телами конверторных доломитов. На горизонте 726 м среди металлургических доломитов появляется семь тел конверторных разностей. В горизонтальном сечении их форма разнообразна — ог почти круглой, диаметром 5—40 м, до вытянутой эллипсоидальной и линзовидной шириной от 2 до 8 м при длине 6—40 м. Ниже, на горизонте 714 м, имеется восемь тел конверторных доломитов, размеры которых увеличиваются и достигают 40×60 м.

Тела конверторных доломитов контактируют с металлургическими преимущественно по линиям тектонических нарушений и сопровождающим их зонам дробления. Нарушения расчленяют тело полезного исколаемого на балки величиной от 15×15 до 35×35 м. По данным отработки отмечается увеличение количества конверторных доломитов от верхнего (750 м) к нижнему горизонту (714 м) соответственно от 12 до 50%. Несмотря на увеличение количества конверторных доломитов на нижнем горизонте, они не образуют сплошной залежи и сосредоточены в разобщенных телах.

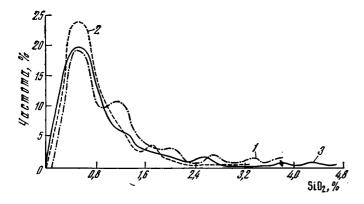
Как видно из изложенного выше, контуры полезного ископаемого, а также технологических типов доломитов имеют избирательный, прихотливый рисунок при отсутствии пластовости, что указывает на эпигенетическое происхождение доломитов.

Толща доломитов на месторождении не занимает определенного стратиграфического положения. Доломитизации подвергались как известняки кровли, относящиеся к барремскому, так и известняки подошвы, относящиеся к валанжинскому и гетеривскому ярусам. Как известно [30, 45], кривые распределения размерностей песков всегда несут генетическую информацию. Ввиду наличия в доломитах и известняках терригенных примесей было проведено сравнение кривых распределения полуторных окислов и кремнезема в карбонатных породах месторождения с целью выяснения того, какие известняки подвергались доломитизации. кривые распределения кремнезема (фиг. 3) асимметричны, вершины их сдвинуты влево. Кривая распределения кремнезема в известняках валанжина — готерива многовершинная с пятью максимумами в точках с содержаниями SiO_2 , равными 0.5; 1,2; 2,0; 2,7; 3,4%. Она отличается от кривой по известнякам баррема, которая имеет двухвершинное строение. В то же время кривая распределения кремнезема в доломитах является результирующей, занимая промежуточное положение между ними. Картина распределения полуторных окислов аналогична. Кривая по известнякам валанжина — готерива также имеет пять максимумов, фиксирующихся при 0,25; 0,45; 0,75; 0,95; 1,15% R₂O₃. Ритмическое повторение максимумов через 0,20%, по-видимому, характеризует цикличность накопления терригенной составляющей. Кривая распределения по известнякам баррема имеет двухвершинное строение. Аналогично кремнезему кривая распределения полуторных окислов в доломитах является результирующей из первых двух. Так, например, модальное содержание R_2O_3 в первых составляет 0,266%, во вторых — 0,2%, а в доломитах соответствует их среднему значению (0,233%).

Генетическую информацию несет дифференциация структурных классов доломитов [28, 34]. Пелитоморфные доломиты с зернистостью менее 0,001 мм существуют в форме биохемогенных и эвапоритовых пород; мелкокристаллические, с размером в несколько сотых миллиметра, являются результатом осаждения высокомагнезиальных карбонатных илов; тонкокристаллические доломиты с размерностью кристаллов в несколько десятых миллиметра характерны для диагенетического, реже катагенетического замещения известняков; яснокристаллические доломиты размерностью в десятые доли миллиметра и крупнее образуются почти исключительно по плотным породам.

Доломиты Ткварчельского месторождения беловато-серые, светло-серые, часто розовато-белые, пятнистые высокопористые с сахаровидной яснокристаллической структурой. Высокая пористость доломитов отме-

чается при геологической документации керна скважин, штолен, откосов карьера, а также при изучении шлифов под микроскопом. В результате изучения размеров зерен под микроскопом в доломитах месторождения установлено наличие трех разновидностей: тонкозернистых, с величиной зерен 0.05-0.1 мм, среднезернистых — $0.2\div0.4$ мм и крупнозернистых — $0.45\div0.6$ мм. Преобладают среднезернистые, слагающие около 50% полезной толщи, на втором месте находятся крупнозернистые (30%) и в малом количестве встречаются мелкозернистые доломиты (20%). Размеры зерен доломитов обычно резко изменяются на небольших расстояниях как по простиранию, так и на глубину, а также вкрест простирания тела полезного ископаемого.



Фиг. 3. Кривые распределения кремнезема в карбонатных породах 1 — известняки валанжинского и готеривского ярусов (170 анализов): 2 — известняки барремского яруса (575 анализов); 3 — доломиты (764 анализа)

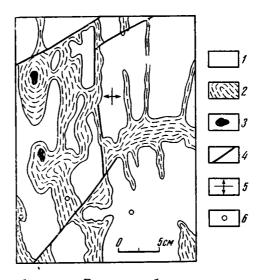
При изучении шлифов установлено, что доломиты, как правило, характеризуются мозаичной структурой, часто наследуют «тени» скелетных остатков организмов, слепки и структурные рисунки известняков. Они состоят из плотно прилегающих друг к другу ромбоэдров иногда с ясно выраженной зональностью и обилием скоплений крупнозернистого прозрачного кальцита. Между ромбоэдрами часто встречаются пустоты диаметром до 0,5 мм. По яснокристаллическому облику, размеру зерен и наличию тканей скелетных остатков известняков доломиты должны быть отнесены к доломитам замещения уже плотных пород.

Мозаичная структура, сахаровидный искристый излом, высокая пористость, отсутствие избирательности доломитизации, наличие доломитизированных полей с извилистыми контурами, в пределах которых сглаживаются фациальные различия и затушевываются седиментационные границы, характерны для вторичных седиментационных доломитов [27, 28]. Выделение кристаллов в виде мозаики указывает на замещение уже сформировавшейся породы под действием внешних по отношению к ней факторов. Крупные размеры кристаллов в сочетании с зональностью отражают как длительность, так и неблагоприятные условия роста [35].

Среди текстур доломитов различают прежде всего седиментационные, возникшие при накоплении магнезиально-карбонатных осадков и связанные с замещением. Л. Н. Ботвинкина [6] указывает, что типичной текстурой для хемогенных доломитов является тонкая параллельно-горизонтальная слойчатость с мощностью слойков 1—2 мм и их хорошей выдержанностью по простиранию. В доломитах месторождения тонкая слойчатость не обнаружена, хотя изредка отмечается неясная, слегка затушеванная, унаследованная от известняков, реликтовая слоистость. В то же время они обладают массивным обликом вследствие цементации трещин и пустот в эпигенетических доломитах доломитовым же материалом, отличающимся высокой степенью кристаллизации и довольно крупными размерами зерен. По этим признакам изучаемые доломиты не могут быть отнесены к седиментационным.

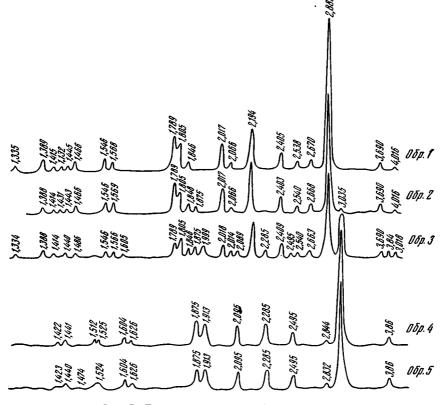
Наиболее характерная текстурная особенность доломитов месторождения — их пятнистость, которая не была отмечена при разведке. При детальном исследовании пятнистости установлено (фиг. 4), что основная доломитовая масса имеет крупноглыбовую обломочную текстуру с величиной обломков 0,3—0,8 м, отличается белым цветом и сахаровидным обликом; микропористая, сложена ромбоэдрическими кристаллами доломита величиной 0,3 мм с явно выраженной зональностью (чередование темных и светлых зон, параллельных граням). Эти глыбы сцементированы доломитовой же породой, окрашенной в светло-розовый, слегка сероватый цвет. Под микроскопом цементирующая часть породы отличается четко очерченными, сливающимися в сплошную мозаику, крупными ромбоэдрическими кристаллами размером до 6 мм. Она микропористая и имеет редкие включения рудных минералов. Цементирующий доломит заполняет в породе как послойные, так и перпендикулярные к слоям трещины (см. фиг. 4), при этом в определенной степени сглаживаются

Фиг. 4. Зарисовки доломитов 1—белый мелкокристаллический доломит замещения, сформированный известнякам; 2 светло-розовый, слегка крупнокрисероватый сталлический хемогенный доломит; 3 — кавернозные каналы; 4 — трещины; 5 — направление слоистости; реликтовой 6 — место отбора образнов



острые углы цементируемых обломков. В узлах, образовавшихся на пересечениях сцементированных трещин, встречаются каверны — круглые каналы диаметром от 3 мм до 3 см с довольно гладкой внутренней поверхностью из-за их облицовки карбонатной корочкой, обычно состоящей из нескольких тонких слоев. Изредка внутри каналов наблюдаются щетки мелких прозрачных кристаллов кальцита. Изучение зон переходов между этими двумя разновидностями доломитов, слагающими месторождение, показало, что они резкие и прослеживаются на расстоянии 2— 3 мм. Вероятно, имеет место взаимопроникновение или частичное разъедание цементирующим доломитом обломочного. Реликтовая слоистость характерна только для доломитов первой разновидности, в то время как цементирующие доломиты отличаются массивной текстурой, хотя макроскопически в них отмечаются неясно выраженные текстуры течения. Такое сложное строение толщи доломитов позволяет предположить, что они возникли в результате воздействия на известняки высококонцентрированных магнийсодержащих растворов.

Для выяснения формы нахождения окиси магния в карбонатных породах месторождения пять образцов с содержанием MgO 2,4—19% были подвергнуты рентгеноструктурному анализу. На полученных дифрактограммах (фиг. 5) имеются рефлексы доломита и кальцита [22]. Образец I на дифрактограмме отличается наличием только рефлексов доломита. На основании имеющихся данных химических анализов была рассчитана формула минерала, имеющая вид: Сао, 53 Mgo, 47 CO3. Этот минерал соответствует протодоломиту — доломитоподобному ромбоэдрическому карбонату с полностью упорядоченной структурой кристаллической решетки и тенденцией к обогащению изоморфной примесью CaCO3. Протодоломит, для которого свойственна упорядоченность в позиции катионов, отличается от псевдодоломита, характеризующегося отсутствием упорядоченности в позиции катионов [47]. На месторождении среднее содер-



Фиг. 5. Дифрактограммы карбонатных пород Обр. 1 — протодоломит; обр. 2 — доломит; обр. 3 — известняк раздоломичивания; обр. 4 и 5 — магнезиальный кальцит

жание доломита в полезной толще составляет 84,36%, что также подтверждает присутствие протодоломита. Как установлено опытным путем и наблюдениями в природных условиях [14], протодоломит является промежуточной фазой при гидротермальном синтезе доломита, а также

при доломитизации в условиях низких температур.

На дифрактограмме обр. 2 с содержанием MgO 16,5% и CaO 34,5% появляются рефлексы 3,035 и 1,875 Å очень малой интенсивности (<2 баллов), характерные для кальцита, в то время как для первой плоскости нормальная интенсивность кальцита равна 10 баллам, а для второй — 8 баллам. Из этих данных можно сделать вывод, что преобладающая часть исследованного образца сложена протодоломитом с небольшой примесью кальцита. На дифрактограммах обр. 4 и 5, представленных известняками с содержанием окиси магния соответственно 2,4 и 6,2%, имеются рефлексы, характерные только для кальцита. Вероятно, магний входит в состав кальциевого минерала — магнезиального кальцита, который может включать в свою решетку до 15 мол.% углекислого кальция [12]. Химические формулы магнезиального кальцита соответственно имеют вид Са_{0,94} Mg_{0,08} CO₃ и Са_{0,85} Mg_{0,15} CO₃.

Характер связи доломитности и нерастворимого остатка зависит от генетического типа доломита. Показано [14, 25, 28, 46, 49], что эта связь положительна в породах с седиментационным или седиментационно-диагенетическим доломитом, в то время как в доломитах замещения она обычно не носит определенного характера. С целью выяснения наличия связи между MgO, CaO, SiO₂ и R₂O₃ в карбонатных породах месторождения вычислены значения коэффициентов парной корреляции. На полученной матрице (таблица) связь в доломитах между MgO с полуторными окислами и кремнеземом не обнаружена. Отсутствие связи указывает на то, что мы имеем дело с доломитами замещения. Устанавливается

Матрица парной корреляции между содержанием основных химических компонентов в карбонатных породах

	L	Қоэффици ен	г корреляци	Статистические показатели				
Компонент	MgO	CaO	SiO ₂	R₂O₃	среднее \overline{X}	стандарт S	коэффици- ент вариа- ции V	
MgO CaO SiO₂ R₂O₃ Среднее \overline{X} Стандарт S Коэффициент вариации V	1 -0,83 0,04 0,06 19,31 1,27 6,81	$\begin{array}{c} -0,88 \\ 1 \\ -0,18 \\ -0,14 \\ 32,59 \\ 1,55 \\ 4,67 \end{array}$	-0,14 -0,04 1 0,37 1,03 0,49 44,93	-0,12 0,02 0,78 1 0,46 0,29 59,71	2,37 52,12 1,12 0,38	2,40 2,98 0,63 0,27	101,45 5,73 55,14 68,64	

обратная зависимость между MgO и CaO, с коэффициентом корреляции для доломитов —0,83, а для известняков —0,88. Высокое отрицательное значение коэффициента корреляции между CaO и MgO совершенно закономерно, так как из этих компонентов состоит минерал доломит, в то же время столь же высокая связь между ними во вмещающих известняках подтверждает данные рентгеноструктурного анализа, показывающие, что известняки сложены магнезиальным кальцитом. В известняках между полуторными окислами и кремнеземом коэффициент корреляции составляет 0,78, что свидетельствует о том, что в них в виде примесей преобладают глины. В доломитах эта связь в значительной мере затушевана.

По диаграмме соотношения между доломитностью и содержанием кремнезема в карбонатных породах установлено, что при аномально повышенных содержаниях кремнезема в трех случаях из десяти резко возрастает доломитность. При ревизии проб, содержащих кремнезем более 4%, обнаружено, что они были отобраны в пределах зон дробления и интенсивной трещиноватости полезной толщи.

Содержание стронция в известняках на основании полуколичественного спектрального анализа достигает по отдельным пробам 300 г/т (в среднем 70,8 г/т). В доломитах содержание стронция не превышает 200 г/т (в среднем 11,7 г/т). Содержание Na₂O, определенное химическими анализами, во вмещающих известняках достигает 0,24% (в среднем 0,11%), в то время как в доломитах оно не превышает 0,08% (в среднем 0,06%), т. е. практически находится в пределах чувствительности анализа. Резкое уменьшение содержания натрия и стронция в доломитах по сравнению с известняками — показатель, характерный для наложенной доломитизации, что является еще одним свидетельством в пользу эпигенетического происхождения доломитов [28].

Различная геохимическая история стронция и бария в зоне гипергенеза разделяет их и позволяет использовать величину отношения стронция к барию для выяснения пресноводных и морских обстановок [1]. В осадках пресноводных бассейнов она будет меньше единицы, в морских — больше. Величина этого отношения для известняков Ткварчельского месторождения достигает 6,2, указывая на нормальную морскую обстановку их формирования, в то время как для доломитов оно равно 0,6, что характерно для пресноводных отложений и не соответствует условиям формирования карбонатных фаций.

На морское происхождение карбонатного материала доломитов указывает также химический и минеральный состав глин, заполняющих трещины и зоны карстообразования в доломитах. Установлено [1], что химический состав тонкодисперсного вещества различных пород, в том числе и карбонатных, в процессе катагенеза, метагенеза и, вероятно, начального метаморфизма не претерпевает существенных изменений: Глины были подвергнуты комплексу исследований, включая рентгеноструктурный и химический анализы. На дифрактограммах по базальным рефлексам 14,6—14,8 Å, в естественном виде, и 17,8 Å, насыщенных глицерином, установлено, что глины имеют существенно монтмориллонитовый

состав [21] с примесью кальцита, бейделлита и сапонита. Они содержат, %: SiO₂ 33,29—41,96; Al₂O₃ 15,36—21,80; TiO₂ 0,52—0,82; Fe₂O₃ 4,05—8,37; FeO 0,24—0,83; MnO 0,02—0,04; CaO 4,86—17,95; MgO 2,57—2,94; K₂O 0,41—0,75; Na₂O 0,04—0,07; P₂O₅ 0,07—0,20; S 0,01; п. п. п. 17,70—25,88. По химическому составу глины относятся к щелочно-земельному монтмориллониту, который указывает на нормальную морскую обстановку осадконакопления карбонатных пород [33]. Образование монтмориллонита в морской среде происходит в условиях гумидного климата и умеренных глубин путем замещения слюд, гидрослюд и других минералов при воздействии на них щелочных растворов [8]. Формирование хемогенных доломитов сопровождается синтезом глинистых минералов, представленных палыгорскитом и сепиолитом и происходит в щелочной среде, богатой катионами (особенно магнием), в аридном и полуаридном климате, в морских и соленоводных (озера, лагуны) бассейнах.

Наконец, наиболее убедительным доказательством генезиса доломита путем замещения [38] служит наличие органических остатков, состоящих из доломита, но первоначально выделенных в виде высокомагнезиального кальцита, так как доломитовых остатков организмов не существует. Замещение доломитом остатков микроорганизмов, сложенных пелитоморфным кальцитом, отчетливо фиксируется в некоторых шлифах под микроскопом. Так, например, в образце, отобранном на 249-м метре от устья штольни на контакте доломитов с известняками, Н. Багримовой описана переходная разность известняка в доломиты, довольно редкая для месторождения — доломитизированный известняк с порфировидной структурой, за счет крупных скоплений ромбоэдров доломита, в матриксе которого различимы обломки пелитоморфного кальцита, а также карбонатные остатки организмов в виде овальных пластин и палочек, по-видимому, кокколитофорид [40]. В некоторых шлифах прослеживается, как доломит замещает остатки микроорганизмов, сложенных пелитоморфным кальцитом. В большинстве образцов доломитов присутствуют реликты органогенно-обломочной сгустковой структуры исходных известняков. Характерно, что замещенные органические остатки встречены только в тонко- и среднезернистых доломитах, в то время как крупнозернистые (0,45—0,60 мм) доломиты остатков организмов не содержат.

Установление постседиментационного характера доломитизации известняков и доломитового цемента в них лишь первый шаг к выяснению генезиса доломитов месторождения.

Анализ геологического строения и гидрогеологии района позволяет считать, что источником магнезиальных растворов служила мощная толща отложений юры, расположенная северо-восточнее месторождения и слагающая центральную часть и юго-западный склон Кавказского хребта (см. фиг. 1). Юра сформировалась в континентальных условиях и содержит разобщенные тектоникой угленосные площади Ткварчельского месторождения каменного угля. Кроме пластов угля к верхнему горизонту профиритовой свиты приурочены эвапориты, содержащие прослои и пласты гипса. В гипсоносных эвапоритовых толщах всегда присутствует магнезит [3]. Кроме того, источником магния могут служить пласты угля, в которых встречаются лансфордит MgCO₃·5H₂O и несквегонит MgCO₃·3H₂O. Эвапоритовые формации Кавказской геосинклинали отличаются высокой минерализацией подземных вод, достигающей 300 г/кг [2].

На основании полных химических и полуколичественных спектральных анализов известняков и доломитов подсчитан баланс перераспределения вещества в процессе преобразования известняков в доломиты. Установлено, что при доломитизации были стабильны TiO₂, K₂O, P₂O₅, привносились окислы, %: SiO₂ 0,01; Al₂O₃ 0,05; Fe₂O₃ 0,46; FeO 0,14; MnO 0,01; MgO 12,81; микроэлементы, г/т: В 16,8; Ва 6,9; Lа 3,3; Zr 0,4; Ni 0,2; выносились окислы, %: CaO 16,06; Na₂O 0,06; микроэлементы, г/т: Zn 105,8; Sr 59,1; Cr 4,3; Pb 5,1. Из баланса следует, что растворы кроме большого количества магния содержали окислы железа, марганца, кремнезем и глинозем (скорее всего в виде глинистых коллоидов), бор, ба-

рий, лантан, цирконий, никель. Геохимическая связь бора с кремнеземом и железом, в частности концентрирование бора тонкокристаллическими и аморфными окислами и гидроокислами железа, отмечается многими исследователями [15, 23, 37, 39]. Кроме того, Н. М. Страхов [32] показал, что при интенсивном химическом выветривании исходных пород на водосборной площади все сложные силикатные и сульфидные, магматические и метаморфические минералы разрушаются, входящие же в них элементы Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co и др. переходят в раствор и частично мигрируют в таком виде, частично сорбируются мицеллами глинистых минералов и транспортируются в составе взвесей. Бор является подвижным элементом в водных растворах, им обогащены обычно усыхающие соленосные бассейны [24]. Он попадает в растворы в результате процессов выветривания и вулканических извержений [9]. Барий легко переходит в раствор в континентальных отложениях и, как правило, также отличается высокой подвижностью. Источниками лантана, циркония и никеля могли быть также и эффузивы юры.

Подземные воды континентальной юры, характерной особенностью которой является отсутствие водоупорных горизонтов (устное сообщение А. Г. Попова), двигались в юго-западном направлении, в сторону Черного моря, их путь по линии краевого надвига преграждал интенсивно дислоцированный, поставленный на голову, массив известняков нижнего мела. Для известняков характерны щелочные воды, в то время как мигрировавшие юрские воды имели близкий к нейтральному или кислый состав и содержали химические компоненты, перечисленные выше. В зоне смешивания вод существовал щелочной геохимический барьер, являвшийся причиной доломитизации, которой способствовала также высокая трещиноватость и обилие зон дробления в карбонатных породах [11].

Доломиты формировались в зоне геохимического барьера в следующей последовательности: вначале доломитизации подвергались известняки путем замены в них части ионов кальция на магний. Эти известняки преобразовались в конечном счете в мелко- и среднезернистые доломиты первой генерации, для которых характерно наличие органогенных остатков замещения, скелетных «теней» известняков, зональность ромбоэдрических кристаллов. Доломитизации известняков в значительной мере способствовало наличие в их минеральном составе магнезиального кальцита, который легко замещается доломитом. Согласно классической реакции замещения при доломитизации известняков из породы выносился кальций в виде раствора, который, реагируя с остатками магния, находящегося в исходном растворе или во вновь притекающих его порциях, синтезировался в крупнозернистый доломит с четко очерченными прозрачными кристаллами, в котором отсутствуют текстуры замещения известняков и какие-либо включения, похожие на микрофаунистические остатки. Хемогенный доломит второй генерации, выпадая в осадок, цементировал обломочный доломит первой генерации, сформировавшийся путем замещения известняков, слагая наиболее обогащенные магнием части рудного тела Ткварчельского месторождения. Именно этот хемогенный доломит отличается от доломита замещения светло-розовой окраской, высоким содержанием магния, повышенными количествами кремнезема, глинозема и гидроокислов железа, а также наличием микроэлементов, отсутствующих в известняках.

По комплексу признаков, таких, как форма тела полезного ископаемого и его соотношение с вмещающими породами (фронт доломитизации), структурные особенности (размеры, габитус и зональность кристаллов), текстура (степень выраженности слоистости, пятнистость), химизм пород (Sr, Na₂O), минеральный состав (наличие протодоломита и магнезиального кальцита) и содержание некарбонатных примесей (в том числе глин), присутствие микроэлементов и их соотношение, а также наличие известковых органических остатков, замещенных доломитом, доломиты месторождения должны быть отнесены к вторичным — эпигенетическим, сформировавшимся при помощи высокомагнезиальных низкотемпературных растворов, путем изменения уже твердых, подвергшихся

метагенезу и тектонической переработке известняков. Присутствие второй генерации доломитового минерала, образовавшегося путем синтеза вынесенного из известняков кальция с остаточным магнием растворов и его кристаллизации, усложняет общую картину формирования полезной толщи. В ее происхождении выделяются две последовательные фазы: замещение магнезиальных известняков на доломит и реакция вытесненного кальция с остатком магния в растворе с одновременным синтезом хемогенного доломита, цементирующего доломит замещения.

Таким образом, обнаружен новый промышленный хемогенно-метасоматический генетический тип месторождения доломитов, до настоящего времени не известный в литературе и не вошедший в имеющиеся классификации [4, 13].

Литература

- 1. Акульшина Е. П. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1976, вып. 223. 191 с.
- 2. Басков Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л.: Наука, 1983. 263 c.
- 3. Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолтехиздат, 1950. 956 с.
- 4. Борзунов В. М. Поиски и разведка месторождений нерудного металлургического сырья. М.: Недра, 1980. 303 с.
- 5. Ботвинкина Л. Н., Рухин Л. Б., Хворова И. В. Полевые наблюдения над структурами и текстурами осадочных пород.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. І. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 78—113.
- 6. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 59. 538 с.
- 7. Васильева В. А., Померанец Н. Т., Ваничева Л. Л. Исследование доломитов Боснинского и Ткварчельского месторождений. — Огнеупоры, 1975, № 11, с. 16—21.
- 8. Викулова М. Ф., Бурков Ю. К., Македонов А. В. и др. Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности). Л.: Недра, 1973. 288 с.
- 9. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород СЗ окраины Русской плат-формы.— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956, č. 209—255
- 11. Головин Е. А., Легошин В. П. Об эпигенетических (наложенных) процессах в осадочных породах. В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. І. М.: Наука, 1970, c. 130—140.
- 12. Емельянов Е. М., Елецина И. Г., Кошелев Б. А. Магний в верхнем слое осадков Атлантического океана.— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 6, с. 1034—1039.
- 13. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям карбонатных пород. М.: ГКЗ, 1983. 40 с.
- ных пород. М.: 1 ҚЗ, 1983. 40 с.

 14. Кадунас В. В. О вторичных изменениях верхнепермских карбонатных пород Северной Литвы.— Тр. Ин-та геол. АН Лит ССР, 1966, вып. 3, с. 35—44.

 15. Казаков Г. А., Боровик-Романова Т. Ф., Ермишкина А. И. Закономерности изменения во времени содержаний бора и фтора в морском аутигенном осадочном процессе (на примере глауконитов).— Геохимия, 1975, № 9, с. 1355—1371.

 16. Каледа А. Г., Коссовская А. Г., Хворова И. В., Шутов В. Д. Изучение структур и текстур осадочных пород в шлифах и пришлифовках.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 2.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 225—245.
- 17. Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород. Тр.
- МГРИ, 1958, вып. XXXIII, с. 14—31.
 18. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Оптическая диагностика карбонатных минералов.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 177-
- 19. Краузе С. Н., Маслов В. А. Об эпигенетических доломитах в нижнедевонских отложениях западного склона Южного Урала. В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 4. Уфа: Горно-геол. ин-т. Башк. фил. АН СССР, 1959, с. 85—89.

 20. Либрович В. Л. Карбонатные породы.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 1. Л.: Недра, 1969, с. 35—37.
- 21. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 350 с.
- 22. Михеев В. И., Сальдау Э. П. Рентгенометрический определитель минералов. Т. 2. Л.: Недра, 1965. 364 с.
- Оборин А. А., Залкинд И. Э. К геохимии бора в гипергенных процессах.— Геохимия, 1964, № 2, с. 148—162.
 Овчинников А. М. Гидрогеохимия. М.: Недра, 1980. 200 с.
- 25. Патрунов Д. К. Генетические типы нижнедевонских карбонатных пород и их распределение в разрезе на юге Новой Земли. Л.: Недра, 1968, с. 170-206.
- Патрунов Д. К. О глубинном происхождении вторичных доломитов в девоне Тай-мыра. Тр. Сиб. НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, 1973, вып. 170, c. 69-74.

- 27. Патрунов Д. К. Доломиты в органогенных постройках и вмещающих отложениях.-В кн.: Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными остатками (методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000). Л.:
- Недра, 1982, с. 124—126. 28. Патрунов Д. К. Доломиты и доломитообразование.— Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. Т. 17. М.: ВИНИТИ, 1983. 121 с.
- 29. Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). — В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 256—384.
- 30. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 704 с.
 31. Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний).—
 В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 209—
- 32. Страхов Н. М. Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 157—186.
- 33. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. Т. 2, 1962, 575 с.; т. 3, 551 с.
- 34. Татарский В. Б. О номенклатуре и классификации карбонатного материала по раз-
- меру зерен.— Вестн. ЛГУ. Геология. География, 1959, вып. 4, с. 5—11.
 35. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л.: Гостехиздат, 1958. 572 с.
 36. Теодорович Г. И. О генезисе осадочного доломита.— В кн.: Геолого-геохимические
- исследования нефтегазоносных областей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 108-208.
- 37. Фенашина У. И., Василевская А. Е. О форме нахождения бора в глауконитах.—
- Минерал. сб. Львов. ун-та, 1972, № 26, вып. 1, с. 64—72. 38. Фридмен Дж. М., Сендерс Дж. И. Генезис и распространение доломитов.— В кн.: Карбонатные породы. Т. 2. М.: Мир, 1970, с. 249—320. 39. Хардер Г. Геохимия бора. М.: Недра, 1965. 137 с.
- Хворова И. В. Известковые органические остатки.— В кн.: Методы изучения оса-дочных пород. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 211—217.
 Хворова И. В. Опыт стадиального анализа карбонатных пород (на примере камен-
- ноугольных отложений Русской платформы). В кн.: Методы изучения осадочных
- пород. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 252-266. 42. Хворова И. В. Особенности изучения карбонатных пород. В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 284-307.
- 43. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, c. 3—22.
- 44. Холодов В. Н., Комарова Г. В., Лисицин А. К. К проблеме эпигенетического доломитообразования.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 81—95. 45. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.
- 46. Bisque R. E., Lemish J. Insoluble residue-magnesium content relationship of carbona-
- te rocks from the Devonian Cedar Valley Formation J. Sediment. Petrol, 1959, v. 29, № 1, p. 73—76. 47. Gaines A. M. Protodolomet.— J. Sediment. Petrol., 1977, v. 47, № 2, p. 543—546.
- 48. Javoy M., Fayard M. Etude de «Fronts de dolomitisation» dans le lias des Causses et le Montagne Noirse.— Geol. Rundschau, 1966, v. 55, № 1, p. 78—85.
- 49. Zenger \vec{D} . H. Calcite-dolomite ratios vs insoluble content in the dockpart Formation (Niagran) in New York State. J. Sediment. Petrol., 1965, v. 35, No 1, p. 262-265.

УДК 552.54: 552.511(574.5)

КАРБОНАТНЫЕ БРЕКЧИИ В РАЗДЕЛЕ ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ И НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ЛОГУ БАТЫРБАЙ В МАЛОМ КАРАТАУ

ЖЕМЧУЖНИКОВ В. Г.

Описаны карбонатные брекчии, сдагающие значительную часть Батыр-байского разреза верхнего кембрия и нижнего ордовика и хр. Малый Каратау. По структурно-текстурным особенностям выделены четыре морфологических типа брекчий, Комплекс признаков, таких, как тип брекчий, состав и структурно-текстурные особенности вмещающих пород, взаимо-отношения линз брекчий и вмещающих пород, позволил расшифровать механизм образования брекчий. Генетическая интерпретация брекчий позволила установить различные обстановки их накопления.

Разрез карбонатных отложений шабактинской свиты тамдинской серии по логу Батырбай в Малом Каратау известен как возможный стратотип границы кембрийской и ордовикской систем [1, 2, 5, 9, 10]. Он хорошо обнажен, сложен крутопадающими пластами известняков и доломитов, слабо нарушенных разломами, и охарактеризован фауной, главным образом трилобитами, конодонтами и брахиоподами.

Одним из существенных элементов разреза являются карбонатные

брекчии, описанию которых посвящена предлагаемая работа.

Карбонатные брекчии по разрезу лога Батырбай слагают линзы и пласты, резко выделяющиеся среди слоистых известняков и доломитов в виде массивных гряд (фиг. 1). На нижних 350 м разреза они образуют около 30 линз и пластов общей мощностью 90 м, варьируя в отдельных линзах от десятков сантиметров до 15 м. Брекчии представляют собой обломки (фрагменты) известняковых слойков, сцементированные зерни-

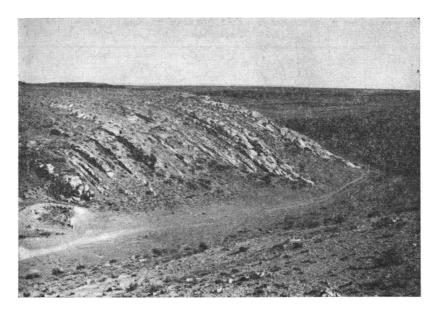
стым карбонатным матриксом.

Карбонатные породы, вмещающие линзы и пласты брекчий, чрезвычайно разнообразны. Разрез слагается темно-серыми нодулярными и волнисто-слоистыми известняками, плитчатыми параллельно-слоистыми тонкозернистыми известняками с микроградационной текстурой, массивными грубоплитчатыми известняковыми песчаниками (калькаренитами) и грубоплитчатыми калькаренитами с градационной текстурой, массивными светло-серыми доломитами. На отдельных стратиграфических уровнях брекчии ассоциируют с водорослевыми биогермами. Сопоставление состава слоистых карбонатных пород и обломочного материала в брекчиях свидетельствует об их близости. Это позволяет предполагать внутрибассейновый источник обломочного материала, а также близость по времени процессов накопления, дезинтеграции и переотложения осадков.

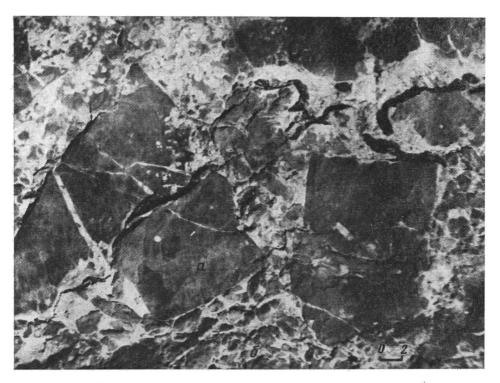
Форма обломков брекчий варьирует от плитообразной и таблитчатой до угловатой и окатанной (фиг. 2). В поперечном срезе плитообразные и таблитчатые обломки имеют форму вытянутых прямоугольников.

По составу обломков и цементирующего их матрикса можно выделить три группы брекчий (таблица): 1) с обломками преимущественно параллельно-слоистых известняков с зернистым карбонатным (кальцитодоломитовым) матриксом; 2) с обломками преимущественно волнисто-слоистых известняков с зернистым карбонатным матриксом (фиг. 3, a, b, e, m); 3) с обломками водорослевых и волнисто-слоистых известняков с зернистым доломитовым матриксом (см. фиг. 3, e, d).

В строении линз и пластов брекчий наблюдаются определенные закономерности, обусловленные распределением обломочного материала.



Фиг. 1. Общий вид нижней части Батырбайского разреза; в рельефе видны выступы гряд массивных брекчий (пачка 3, интервал 40—150 м)



Фиг. 2. Таблитчатые и плитообразные (a) и изометричные (δ) обломки в карбонатной брекчии — вид плоскости наслоения (пачка 2, отметка 5 м; деление линейки — сантиметр)

Эти закономерности проявляются в изменениях формы обломков, соотношении обломков и зернистого матрикса, ориентировки обломков по отношению к подошве и кровле пласта, размера обломков. По таким параметрам выделены следующие типы брекчий (фиг. 4, см. таблицу): 1) компактные, образованные черпитчато наслоенными обломками плитообразной и таблитчатой формы, субсогласно ориентированными по отношению к подошве и кровле пласта (фиг. 5, a; 6, в); размеры обломков

	По составу обломков и матрикса								
По типу компонов- ки обломков	параллельно-слоистые известняки; матрикс зернистый карбонатный			волнисто-слоистые известняки; матрикс зернистый карбонатный				водорослевые и волни- сто-слоистые извест- няки; матрикс зернис- тый доломитовый	
	1*	2	3	ı	2	3	4	3	4
Сортированные Плавающие Каркасные Компактные	+++++++	+ - + +	— — + +	+++++	+ - + + +	 - + +	- + + -		+ +

Классификация потоков по происхождению: 1 - `дебрисовые, 2 — зерновые, 3 — обвально-оползневые,
 4 — штормовые; (+) ← тип брекчий в разрезе прослежен, (--) — не прослежен.

по длинной оси изменяются от 0,05 до 0,5 м; 2) каркасные, сложенные плитообразными, таблитчатыми и угловатыми обломками с произвольной ориентировкой, образующими плотный каркас породы, с зернистым матриксом, выполняющим промежутки (см. фиг. 5, θ ; θ , a); размеры обломков варьируют в широких пределах от первых до десятков сантиметров; 3) плавающие, характеризующиеся преобладанием зернистого матрикса, в котором ориентированные обломки таблитчатой, угловатой или округлой формы рассеяны («плавают») в матриксе и не имеют взаимных контактов; размеры обломков 0,03—0,1 м, редко первые десятки сантиметров; 4) сортированные, отличающиеся мелкими и сравнительно равномерными по размеру обломками угловатой и эллипсовидной формы с субпараллельной ориентировкой относительно кровли пласта (фиг. 7). В отдельных линзах и пластах брекчий отмечаются крупные экзотические валуны и глыбы массивных калькаренитов и водорослевых известняков. Большинство линз и пластов брекчий включает обособленные ритмы, сложенные калькаренитами, которые либо начинают, либо завершают брекчиевые ритмы. Иногда они нивелируют неровные поверхности последних (см. фиг. 5, в). В других случаях брекчиевые пласты подстилают массивные биогермные постройки, сложенные водорослевыми (эпифитовыми) известняками (см. фиг. 4, г).

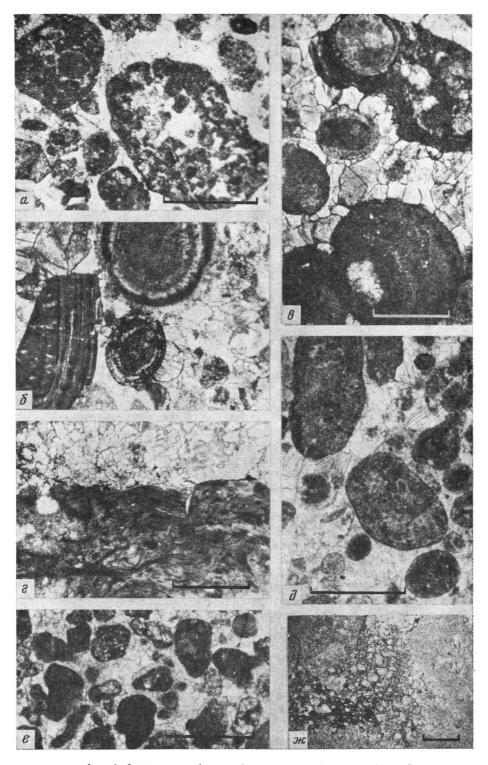
Перечисленные типы брекчий на разных стратиграфических уровнях разреза слагают линзы и пласты, нередко образуя последовательные переходы от одного типа к другому. Наблюдается такая общая градационная последовательность типов (см. фиг. 4, a): компактный (1) — каркасный (2) — плавающий (3) — сортированный (4) — калькарениты (5). Нередко какой-либо из типов выпадает, и ряд представляется в виде сокращенной последовательности: 1-2-4-5, или 2-3-4-5 и т. д. Кроме того, присутствуют пласты и линзы, сложенные только одним типом,— компактным (см. фиг. 4, δ) или сортированным с градационным рядом 5-4-5 (см. фиг. 4, δ), либо комбинированным — каркасным и плавающим (см. фиг. 4, δ).

Различные типы брекчий распределены по разрезу неравномерно, с определенными закономерностями, очевидно, связанными с эволюцией бассейна. Характеристика разреза приводится по данным автора и других исследователей [1, 2, 10].

Пачка 1 (от -60 до -36 м) ¹ сложена тонкоплитчатыми волнисто-слочистыми известняками. В этой пачке отмечаются восемь линз и пластов брекчий мощностью от 0,5 до 2 м. Крупные линзы характеризуются градацией типов 1-2-4-5. Более мелкие линзы и пласты сложены компактными либо сортированными брекчиями с градацией 5-4-5.

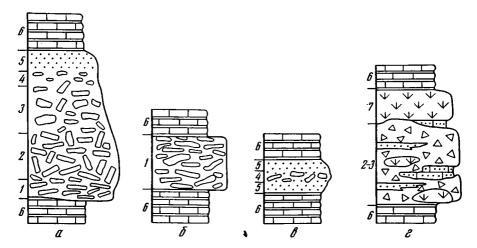
 Π ачка 2 (от —36 до 0 м) сложена тонкозернистыми параллельно-слочистыми известняками с микроградационной слоистостью. Среди таких

¹ Знак «минус» использован при маркировке части разреза, расположенной ниже условной нулевой отметки [1, 10].



Фиг. 3. Зернисто-карбонатный матрикс карбонатных брекчий a, e — микритовые и агрегированные зерна известняков в кальцитовом цементе; δ , δ — абрадированные зерна оолитового известняка в кальцитодоломитовом цементе; ϵ — стяжение водорослевого известняка (показано стрелкой), заключенное в доломитовый цемент; δ — зерна микрозернистого известняка, заключенные в кальцитодоломитовый цемент; κ — кальцитодоломитовый матрикс с тонким рассеянным глинистым материалом (длина линейки 1 мм)

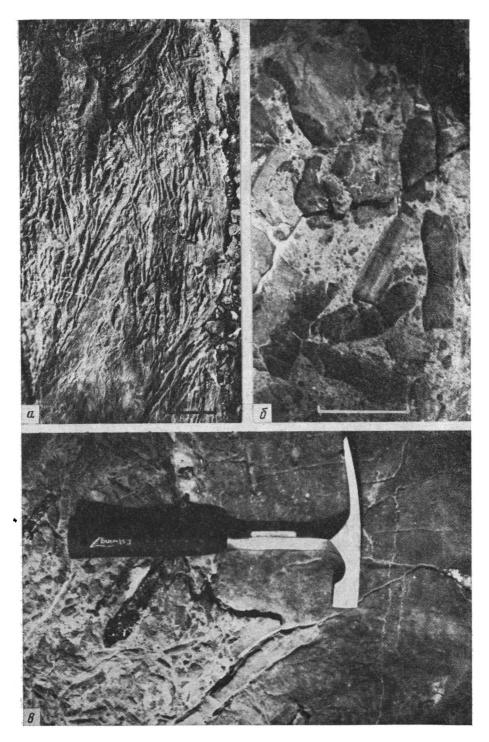
пород часто отмечаются пласты грубоплитчатых калькаренитов с градационной слоистостью. Здесь прослежено десять линз и пластов хорошо дифференцированных брекчий с градацией 1—2—3—4—5; 1—2—4—5; 1—2—5; 5—4—5. Их отличительная особенность — преобладание обломков плитообразной формы. Мощность брекчиевых пластов колеблется от 0,5 до 10—15 м.



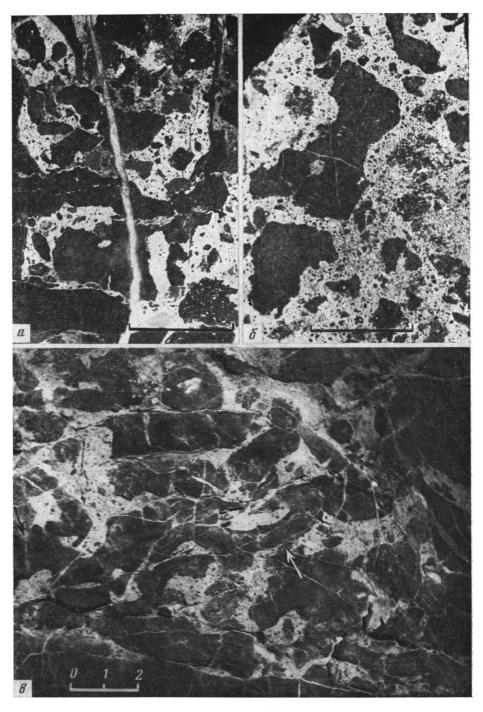
Фиг. 4. Типы карбонатных брекчий разреза Батырбай Γ енетические типы: a — отложения дебрисовых потоков (олистостромы); δ — обвально-оползневые отложения; s — отложения зерновых потоков; e — штормовые отложения (отложения волнового взламывания). M орфологические типы: 1 — компактный; 2 — кар-касный; 3 — плавающий; 4 — сортированный; 5 — калькарениты; 6 — вмещающие слоистые породы; 7 — массивные водорослевые биогермы (вне масштаба)

Пачка 3 (от 0 до 103,4 м) слагается волнисто-слоистыми известяками и грубоплитчатыми массивными калькаренитами. Пласты и линзы брекчий на отдельных интервалах разреза этой пачки резко отличаются друг от друга. В основании пачки (интервал от 0 до 35 м) брекчии представлены только одним компактным типом, и лишь один пласт (интервал 11—14 м) имеет выраженную градацию ряда 2—3—5. Мощность линз и пластов составляет 1—3 м; интервалы 40—60 и 70—89 м заключают линзы и пласты с крайне беспорядочной ориентировкой обломков. Массивные и грубоплитчатые пласты калькаренитов мощностью до 1 м вклиниваются в линзы брекчий, в которых выделяются каркасный и плавающий типы. При прослеживании таких брекчий по простиранию заметно непостоянство объемных соотношений обломков и зернистого матрикса, линзообразная сгруженность и резкое выклинивание на контакте с вмещающими породами. Характерно также присутствие небольших округлых тел (калиптр) водорослевых известняков (см. фиг. 3, ε ; 4, ε). Линзы в некоторых случаях перекрываются массивными водорослевыми биогермами. Мощность отдельных линз 1—1,5 м. Общая суммарная мощность пачек, состоящих из тесно сгруженных линз, составляет 10—15 м; интервалы 60-70 и 89-103,4 м слагаются разнообразными нодулярными и волнисто-слоистыми известняками, иногда с мелкомасштабной косой слоистостью. Пласты грубоплитчатых калькаренитов довольно часто прослаивают волнисто-слоистые известняки. Линзы и пласты брекчий маломощные и редко достигают 1,5-2 м. В одном случае брекчии имеют градацию ряда 2-4-5, здесь же присутствуют брекчии сортированного типа, заключенные в грубоплитчатые калькренитовые пласты либо с маятниковой, либо с инверсной градационной текстурой ряда 5—4—5. Мощность таких линз и пластов 0,2—0,5 м.

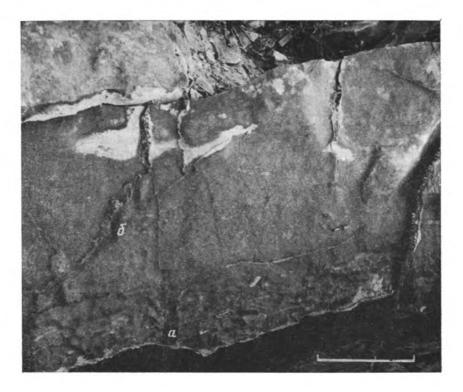
Пачка 4 (103,4—168 м) слагается микроградационными и волнистослоистыми известняками. Линзы карбонатных брекчий разделяют этот интервал примерно на равные части мощностью по 7—10 м. Градация



Фиг. 5. Морфологические типы брекчий a — компактный тип брекчий обвально-оползневых отложений; отчетливо видно черепитчатое наслоение обломков, субпараллельное подошве пласта (пачка 2, интервал от —18 до —16 м; длина линейки 0,2 м); b — каркасные брекчии отложений дебрисовых потоков (пачка 2, отметка —5 м, длина линейки 5 см; b — брекчии сортированного типа переходят в калькарениты. В центре снимка крупный обломок подчеркивает текстуру стоячих волн. Головка молотка направлена к кровле пласта (пачка 2, отметка —21 м)



Фиг. 6. Морфологические типы брекчий a — каркасные брекчии штормовых отложений (пришлифовка), (пачка 5, длина линей-ки 3 см); b — плавающие брекчии штормовых отложений (пришлифовка, пачка 4, отметка 260 м, длина линейки 3 см); b — компактный тип брекчий обвально-оползневых отложений. Стрелками показаны пластически деформированные обломки, свидетельствующие о неполной литификации осадка в момент дезинтеграции (лачка 3, интервально-б,5 м, деление линейки — см)



Фиг. 7. Сортированные брекчии зернового потока; брекчиевый (a) и калькаренитовый (b) ритмы градации (длина линейки 0,1 м)

практически отсутствует, преобладают каркасные и плавающие брекчии. Обломки однородны по составу и представлены фрагментами слойков волнисто-слоистых известняков. В некоторых линзах (интервалы 124—126 и 146—149 м) наблюдаются глыбы водорослевых известняков. Подошва этих линз срезает кровлю нижележащих слоистых пород.

* Пачка 5 (168—300 м) слагается доломитами и известняками с разнообразными структурно-текстурными признаками. В целом этот интервал представлен ритмичным чередованием пакетов по 5—10 м. Каждый ритм завершается массивными карбонатными брекчиями с обломками водорослевых и волнисто-слоистых известняков. При однообразии состава брекчии этой пачки имеют разнообразные текстуры. На одних интервалах (181,5—193; 198—205; 288,5—289,5 м) наблюдаются явные признаки гравитационного переотложения — абразия кровли нижележащих отложений, наличие огромных экзотических глыб водорослевых известняков, микроскладки пластического течения. Для брекчий с интервалов 192—194; 223—226; 238—239 и 256,5—260 м характерны слабая сортированность, прямая зависимость состава обломков и матрикса от состава подстилающих слоистых пород, присутствие перекрывающих их неперемещенных водорослевых биогермов. Мощность линз брекчий 1,5—2 м.

Накопление грубообломочных карбонатных отложений в слоистых толщах обычно связывается либо с зонами мелководья выше волнового базиса, когда седиментация определяется глубинами, достаточными для проникновения активного волнения [3, 16], либо с зонами, более глубоководными, в которых седиментация обусловливалась гравитационным переотложением слаболитифицированного осадка по склону бассейна [6, 7, 12, 14, 15, 18].

Резко отличающиеся обстановки накопления грубообломочного карбонатного материала предполагают и различия в процессах его отложения, а также в структурно-текстурных особенностях образованных ими осадков и их вещественном составе.

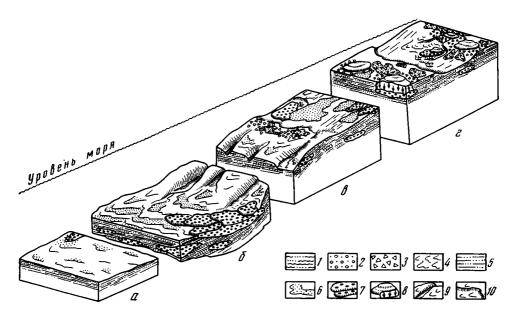
В литературе, преимущественно зарубежной, известны классификации карбонатных брекчий по различным параметрам. По данным Х. Кука и М. Тейлора [11], в зависимости от материала обломков различаются карбонатные брекчии с глубоководным и смешанным (мелководным и глубоководным) материалом. Ф. Краузе и А. Олдершоу [15] предложили классификацию по способу компоновки обломков и характеру их градационного распределения. По составу и структурно-текстурным признакам выделяются различные зоны обстановок осадконакопления склонового подножия (уступ, русла каньона, подводные конусы выноса).

Генетическая интерпретация брекчий разреза лога Батырбай строится на предположении, что их формирование в мелководных и глубоководных зонах бассейна различалось временем накопления обломочного материала. В зонах мелководья выше волнового базиса накопление обломков происходило эпизодически при сильных штормах, эродировавших слаболитифицированный донный осадок. В период резкого убывания энергии водной массы на поверхности таких линз могли нарастать небольшие биогермы известковых водорослей или строматолитов (см. фиг. 3, ϵ ; 4, ϵ), что наблюдается и в других разрезах шабактинской свиты Малого Каратау [4]. Чередование периодов высокого и низкого энергетического состояния водной среды определяло особенности текстурных и структурных характеристик таких брекчий. Они не несут признаков гравитационного переотложения, пространственно связаны с водорослевыми биогермами, состав обломков в них зависит от состава вмещающих пород. При прослеживании линз брекчий по простиранию заметно непостоянство объемных соотношений обломков и зернистого матрикса, линзообразная сгруженность и клинообразное причленение на контакте с вмещающими породами. В подошве линз брекчий наблюдаются мелкомасштабные слабонаклонные поверхности несогласия. Какая-либо сортированность обломков отсутствует, брекчии представлены каркасным или плавающим типами либо их комбинацией (см. фиг. 6, a, δ).

Отмеченные выше особенности характеризуют линзы и пласты брекчий пачки 3 на интервалах 40—50 и 70—89 м, пачки 5 на интервалах 192—194; 223—226 и 256,5—260 м.

Совокупность признаков брекчий этих интервалов разреза свидетельствует о переотложении дезинтегрированного материала практически на месте, что позволяет рассматривать их как брекчии штормовых отложений средней зоны карбонатного шельфа (см. таблицу и фиг. 8, 2).

В обстановках относительно глубоководной части бассейна седиментация определялась переотложением обломочного материала гравитационными потоками из относительно мелководных зон, причем вся масса слоя брекчий могла образоваться единовременно [12]. Структурно-текстурные признаки таких отложений свидетельствуют об особых физических свойствах потока неньютоновской жидкости — ламинарном режиме, дисперсионном напряжении зерен (эффект Бэгнолда), турбулентности. Эти свойства обусловливают механизм «несущей способности» потока, которым обеспечивается переотложение грубообломочных фрагментов на расстояние [12, 15, 18]. Установлено, что наиболее важными седиментологическими параметрами, определяющими условия накопления отложений гравитационных потоков, являются уклон дна, гетерогенный состав донного осадка, критическая масса осадка и воздействие внешних сил, нарушающих стабильность осадка (волны, сейсмические толчки) [7, 8, 12-14]. При движении потока осадков по склону возможны различные режимы — от ламинарного до турбулентного в зависимости от состава, уклона дна и расстояния, на которое он переместился [14, 15, 18]. Классификации современного осадконакопления гравитационными потоками [15, 17] основываются на этих режимах с выделением нескольких типов: обвалы, оползни, дебрисовые потоки (потоки обломков), зерновые потоки, флюидные потоки, ликвидные потоки, турбидитные потоки. Р. Фишером [12] для отложений гравитационных потоков отмечены следующие признаки: градационное распределение обломков как с прямой, так и обратной градацией, плохая сортированность материала, парал-



Фиг. 8. Модель обстановок накопления брекчий по логу Батырбай a — бассейновая впадина, δ — склон и склоновое подножие (карбонатная рампа), s — внешняя часть карбонатного шельфа, ϵ — средняя часть карбонатного шельфа. 1 — волнисто-слоистые известняки; 2 — массивные неяснослоистые калькарениты; 3 — брекчии штормовых отложений; 4 — параллельно-слоистые микроградационные известняки (дистальные калькотурбидиты); 5 — то же в разрезе; 6 — калькарениты с градационной слоистостью (проксимальные калькотурбидиты); 7 — карбонатные брекчии гравитационного переотложения (обвально-оползневые, зерновых и дебрисовых потоков); 8 — биогермы водорослевых известняков; 9 — подводные русла (каньоны); 10 — подводные уступы

лельная ориентировка обломков по отношению к слоистости, каналовые формы подошвы. Такие отложения известны в литературе как олистостромы, автокинетические отложения и гравитационные микститы [5, 7, 8, 18].

По наблюдаемым структурно-текстурным признакам брекчий гравитационных отложений по логу Батырбай можно предполагать, что они отлагались потоками с ламинарным, дисперсионным и ликвидным режимами. Ламинарный режим потока формировал компактный и каркасный типы брекчий (см. фиг. 5, a, b; 6, b), ликвидный — плавающий тип (см. фиг. 4, а), а режим дисперсионного напряжения — сортированный тип брекчий (см. фиг. 4, a; 5, s; 7). Обращает внимание различная степень структурно-текстурной зрелости (степень градационной сортировки) линз брекчий, которая согласуется с составом обломков. Наиболее развитая градация, представленная всеми типами брекчий в последовательности 1—2—3—4—5, характерна для пачки 2, сложенной калькотурбидитами. Для других пачек отмечается выпадение одного или нескольких типов с развитием градационной последовательности типов 1-2-5, 2-5, 5-4-5, 2-3 и т. д. По-видимому, структурно-текстурная дифференциация внутри линз брекчий зависит от расстояния, на которое был переотложен поток.

Для пачек 1—3 (интервалы 0—35; 60—70 и 89—103 м) брекчии можно интерпретировать как отложения обломочных потоков. Для них характерны прямая и обратная градация обломков, плохая сортированность отложений, хорошая сохранность текстурных признаков, эрозия кровли нижележащих отложений (каналовые формы ложа), линейная ориентировка обломков нижних и верхних градационных ритмов по отношению к общему наслоению толщи, переработанный органический детрит. Причем наиболее развитая градационная последовательность пачки 2 свидетельствует о значительных расчлененности и уклонах дна, тогда как слабо дифференцированные брекчии пачек 1 и 3, отложенные потоками с ликвидным режимом, по-видимому, отлагались при меньших

уклонах дна. Маломощные калькаренитовые пласты этих интервалов с прямой, обратной и маятниковой градационной текстурой и с заключенными в них обломками брекчий сортированного типа могут быть интерпретированы как отложения зерновых потоков. Линзы брекчий с неразвитой градацией (компактный тип) и со следами пластической деформации (см. фиг. 6, в) представляют собой обвально-оползневые отложения.

Для пачек 1 и 3 генетические особенности линз и пластов брекчий и характер вмещающих пород позволяют предполагать обстановки внешней части карбонатного шельфа (см. фиг. 8, в). Калькотурбидитовый тип отложений пачки 2, наличие здесь мощных пластов и линз брекчий с хорошо развитой градацией обломочного материала свидетельствуют об обстановках либо внешней части шельфа, либо склонового подножия и подводных конусов выноса (см. фиг. 8, a, δ). Линзы и пласты брекчий пачек 4 и 5 местами имеют отдельные признаки гравитационного переот-(интервалы 124,5—126,6; 145,5—150; 181,5—183; 289,5 м). Для брекчий этих пачек предполагаются обстановки средней части карбонатного шельфа (см. фиг. 8, г). Механизм образования таких брекчий включает дезинтеграцию донного осадка волнами и последующее переотложение оползнями в условиях мелководья в расчлененной зоне водорослевых биогермов.

Таким образом, изучение брекчий Батырбайского разреза показало, что эти образования чрезвычайно разнообразны по текстурным особенностям и генезису, что связано с их накоплением в разных фациальных условиях. Какой-либо отдельно взятый признак не позволяет однозначно интерпретировать условия среды. Генетическая интерпретация пластов и линз брекчий возможна лишь на основе сопоставления комплекса признаков, таких, как состав обломков и матрикса, структурно-текстурные особенности брекчий, состав и структурно-текстурные особенности вмещающих пород, характер органических остатков, взаимоотношений брекчий и вмещающих пород. Расшифровка механизма брекчий различного типа дает важные материалы для седиментологического и палеогеографического анализа.

Литература

- 1. Аполлонов М. К., Чугаева М. Н. Батырбайсайский разрез кембрия и ордовика в Малом Каратау (Южный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 4,
- 2. Аполлонов М. К., Дубинина С. В., Ергалиев Г. Х., Чугаева М. Н. Потенциальный стратотип границы кембрия и ордовика в Малом Каратау.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1985, № 1, с. 32—39.

 3. Вишняков С. Г. Конгломератобрекчиевые известняки взмучивания и брекчиевид-
- ные известняки.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 6, с. 36—49.
- 4. Еганов Э. А., Советов Ю. К. Каратау модель региона фосфатонакопления. Ново-
- сибирск: Наука, 1979. 192 с. 5. Ергалиев Г. Х. Трилобиты среднего и верхнего кембрия Малого Каратау. Алма-Ата: Наука, 1980. 212 с.
- 6. Леонов М. Г. Тектоно-гравитационные микститы и формы проявления горизонтальных движений земной коры.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 14-27.
- 7. Хворова И. В. Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их форми-
- торования. Литология и полез. ископаемые, 1974, № 2, с. 38—46.

 8. Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П. и др. Формации Сакмарского аллохтона. Южный Урал. Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 311. 238 с.
- 9. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир,
- 10. Chugaeva M. N., Apollonov M. K. The Cambrian Ordovician boundary Batyrbaisai section, Malyi Karatau Range, Kazakhstan, USSR.— In: The Cambrian --Ordovician boundary: sections, fossil distribution and correlations. National Museum
- Ordovician boundary: sections, tossil distribution and correlations. National Museum of Wales, Geol. Ser., № 3. Cardiff, 1982, p. 77—85.
 11. Cook H. E., Taylor M. E. Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lower Ordovician of Nevada.— Soc. Econ. Paleontol. and Miner., Spec. Publ., 1977, № 25, p. 51—81.
 12. Fisher R. V. Features of coarse-grain high concentration fluids and their deposits.—
- J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, p. 916-927.
- 13. Hurst 1. M., Surlyk F. Deposition environments along a carbonate ramp to slope transition, in the Silurian of Washington Land, North Greenland.—Canad. J. Earth. Sci., 1983, v. 20, № 3, p. 488—493.

- 14. Krause F. F., Oldershow A. E. Submarine carbonate breccia beds a depositional model for two-layer, sediment gravity flows from Sekwe Formation (Lower Cambrian) Mackenzie Mountains Northwest Territories, Canada. -- Canad. J. Earth Sci., 1979, v. 16, № 1, p. 189—199.
- 15. Lowe R. D. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits.—Soc. Econ. Paleontol. and Miner., Spec. Publ., 1983, № 27, p. 75—82
- 16. Markello J. R., Read J. F. Carbonate ramp-to-deeper shale shelf transitions Upper
- Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia, Appalachian.—Sedimentology, 1981, v. 28, № 4, p. 573—597.

 17. Nardin T. R., Hein F. G., Gorsline D. S., Edwards B. D. A review of mass movement processes, sediment and acoustics characteristics, and contrasts in slope and baseof-slope systems versus canyon-fan-basin floor system.— Soc. Econ. Paleontol. and Miner., Spec. Publ., 1979, № 27, p. 61-73.
- 18. Naylor M. A. Debris flow (olistostromes) and slumping an a distal passive continental margin the Polombini limestone shale sequence of the Northern Appennins.—Sedimentology, 1981, v. 28, № 6, p. 837—852.

Институт геологических наук АН КазССР, Алма-Ата

Поступила в редакцию 12.IX.1985 УДК 552.53:553.632:551.736(574.5)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ УРАЛО-ПОВОЛЖЬЯ И СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ В ЭПОХУ КУНГУРСКОГО КАЛИЕНАКОПЛЕНИЯ

ТИХВИНСКИЙ И. Н.

В статье рассмотрены данные о стратиграфической приуроченности, латеральном развитии и масштабах сильвиновой, карналлитовой, бишофитовой и полигалитовой минерализации в артинско-кунгурской галогенной формации Прикаспийской синеклизы. Сделан вывод о возникновении в пределах региона в начале кунгурского века системы суббассейнов калийной седиментации, разделенных архипелагами островов и мелководьями. Показаны основные источники питания тупикового суббассейна морскими и континентальными водами и главные направления миграции рапы из одного суббассейна в другой.

В артинском и кунгурском веках ранней перми в пределах Урало-Поволжья и Северного Прикаспия, на территории Прикаспийской синеклизы, ее северного и западного обрамлений, а также Сакмаро-Бельской впадины Предуральского прогиба располагался огромный бассейн. Он входил в состав системы артинско-кунгурских и кунгурских бассейнов эвапоритовой седиментации Восточно-Европейской платформы и являлся в этой системе основным тупиком, питаясь главным образом морскими водами, которые поступали из подготовительного бассейна Московской синеклизы [8].

В отношении палеогеографии региона, занятого Прикаспийским тупиковым бассейном и его прибрежными пространствами, имеются общие представления, базирующиеся на итогах изучения и обобщения обширного материала. Установлено, что в течение большей части кунгурского века бассейн был единым, причем в первые его отрезки в тектонически погруженных областях, унаследованных с артинского века, являлся сравнительно глубоким. На протяжении кунгура он постепенно мелел, превращясь в систему неглубоких, но очень крупных, простиравшихся на сотни километров водоемов. В этих водоемах, местоположение которых определялось унаследованными тектоническими прогибами и впадинами, выраженными в рельефе поверхности уже накопившейся осадочной толщи, периодически осуществлялась калийная седиментация. В последние отрезки кунгурского века тупиковый бассейн в связи с его усилившейся изоляцией и прогрессировавшим обмелением преобразовался в систему полуизолированных водоемов, в конце кунгура прекративших свое существование [7]. Кроме морских вод, поступавших с севера, из подготовительного бассейна, тупиковый бассейн питали континентальные воды, приносившиеся главным образом с Урала речными и временными потоками. Некоторые из них, унаследованные, видимо, с артинского века [7], оставались, вероятно, довольно мощными и в первой половине кунгурского века. Определенное количество континентальных вод, скорее всего в виде подземного стока, поступало с огромного континента, располагавшегося на западе [11].

Предполагается [2], что в эпоху калиенакопления акватория бассейна была расчленена крупными поднятиями, а осадочная толща, слагавшая его дно, была смята в разноамплитудные антиклинали, способствовавшие возникновению полуизолированных ванн. На очертания и рельеф дна бассейна в данную эпоху существенное влияние оказывали цепочки локальных поднятий, венчавших западный и северный бортовые уступы Прикаспийской синеклизы и представлявших собой погребенные биогермные (на западном уступе местами рифовые) сооружения ассельскосакмарского (на западном уступе) и артинского (на северном) возраста. Привнос в бассейн терригенного материала осуществлялся не только з

его побережий, но и из внутренних областей. Одна из таких областей находилась в централькых районах восточной половины синеклизы.

Изложенные выше общие представления о палеогеографии региона в кунгурском веке могут быть, однако, существенно конкретизированы и детализированы как на базе уже известных результатов изучения геологического строения артинско-кунгурской галогенной формации Прикаспийской синеклизы и закономерностей накопления слагающих ее образований, так и на основе новых данных.

Анализ опубликованных [3, 4, 9 и др.] и вновь полученных материалов по геологическому строению, литолого-фациальному составу и калиеносности указанной формации, накопленных к середине 70-х годов, позволил решить три задачи:

разработать детальную стратиграфическую схему кунгурского яруса нижней перми Урало-Поволжья и Северного Прикаспия [5, 10];

выявить основные закономерности стратиграфической приуроченности и латерального размещения в упомянутой формации скоплений хлористых, сульфатных калийных солей и бишофита [1, 5—7, 11];

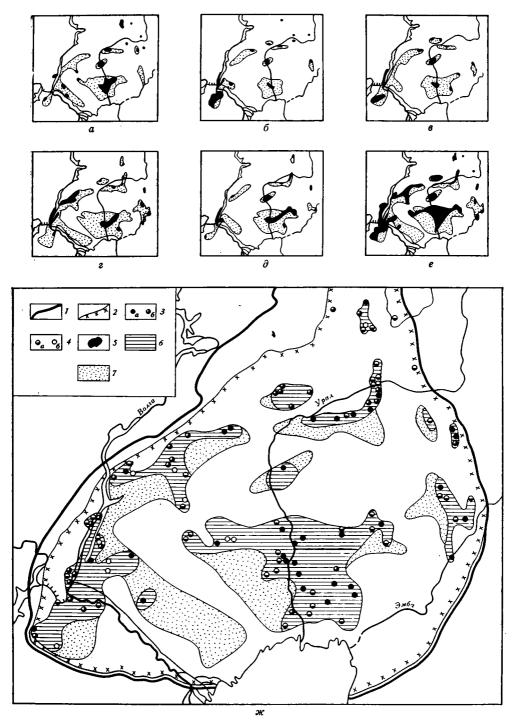
уяснить общие закономерности накопления указанных солей (либокомпонентов, необходимых для их образования) и эволюции эвапоритового процесса в кунгурском бассейне на территории Урало-Поволжья и Северного Прикаспия [1, 5—7, 11].

Согласно разработанной стратиграфической схеме кунгурский ярусрегиона был подразделен, как и в классической схеме кунгура, на филипповский (нижний) и иренский горизонты, в последнем выделены нижнеи верхнеиренский подгоризонты, а последний расчленен (снизу) на улаганские, эльтонские, челкарские и индерборские слои, охватывающие соответственно циклы I, II—VI, VII—X и XI—XIII. Эти стратиграфические подразделения, или основные из них, путем послойной корреляции удалось проследить в большинстве из многих сотен изученных разрезов.

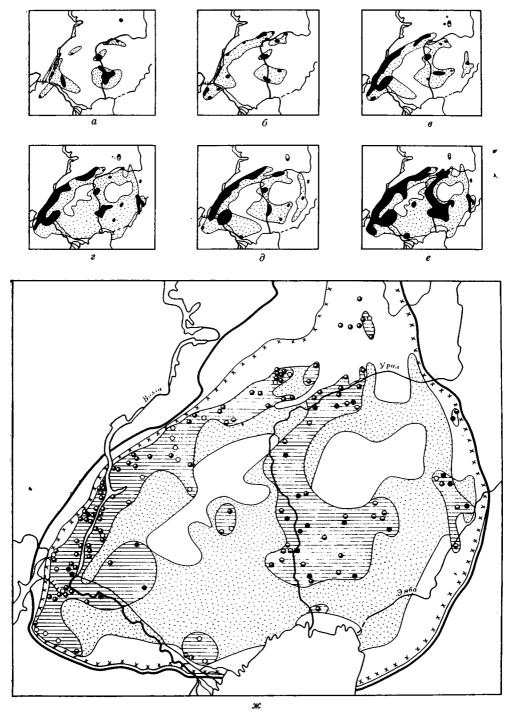
Были установлены следующие факты: 1) хлоридная калийная седиментация началась в филипповское время, достигла апогея (и по ареалу, и по масштабам) во второй половине эльтонского и являлась весьма малоинтенсивной и узколокальной после его завершения, причем садка сильвина постепенно сменялась садкой карналлита; 2) полигалитовая минерализация (и по ареалу, и по масштабам) проявлена в основном в нижней трети верхнеиренского подгоризонта, начиная с верхних циклов эльтонских слоев выраженность ее существенно падает; 3) полигалит образовывался в тех частях (зонах эвапоритового бассейна) галогенной формации, куда могли доставляться значительные количества сульфатионов и других составных компонентов полигалита, дополнительные к содержащимся в рапе, поступавшей из подготовительного бассейна. При этом основным поставщиком этих дополнительных порций были континентальные воды, стекавшие с Урала, второстепенным — воды западной суши.

Уяснению палеогеографии региона, особенно определению районов размещения бассейнов калийной седиментации, источников и направлений поступления в них морских и континентальных вод способствовали составленные к середине 70-х годов серии схематических карт распространения в тех или иных узких стратиграфических интервалах верхнечренского подгоризонта сильвин-, карналлит-, бишофит- и полигалитсодержащих пород [6, 11].

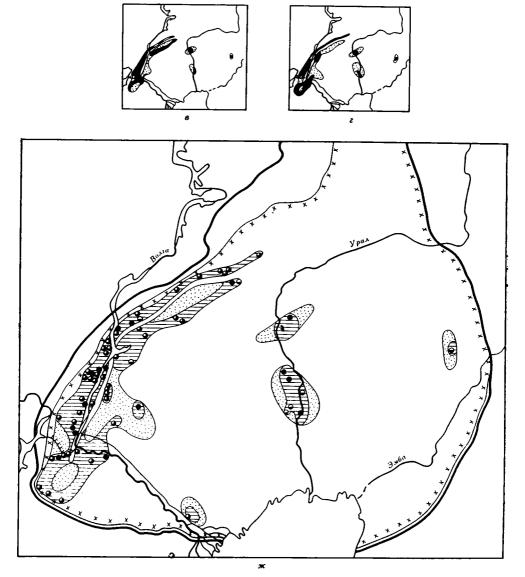
В последнее десятилетие получено много новых, частично опубликованных [2 и др.], материалов по геологическому строению и калиеносности артинско-кунгурской галогенной формации Прикаспийской синеклизы. Значительно продвинулось изучение тектоники синеклизы и ее обрамления, что дало возможность, в частности, составить отвечающую современным представлениям «Схему тектонического районирования Прикаспийской впадины и ее обрамления» [2]. Наличие такой схемы позволяет с существенной достоверностью и детальностью уяснить палеотектоническую, а вместе с тем и палеогеографическую обстановку калиенакопления в Прикаспийском тупиковом бассейне.



Фиг. 1. Карты распространения на территории Урало-Поволжья и Северного Прикаспия сильвинитов и сильвинсодержащих пород в улаганских слоях (a), циклах III (б), IV (a), V (c), VI (d), эльтонских слоях (e), верхнеиренском подгоризонте (ж) 1-2—границы распространения пород (1—гипсангидритовых, 2—соляных кунгурского яруса); 3-4—изученные скважины, прошедшие в разрезе верхнеиренского подгоризонта пласты: 3— пород, состоящих в основном из данного минерала; 4— пород, сосфанащих данный минерал (a— по керну, b— по геофизическим данным); b—b0 территории установленного распространения пород, состоящих в основном из данного минерала, и пород, содержащих данный минерал (b0—для фиг. b0—для фиг. b0—для фиг. b0—территории предполагаемого распространения указанных пород

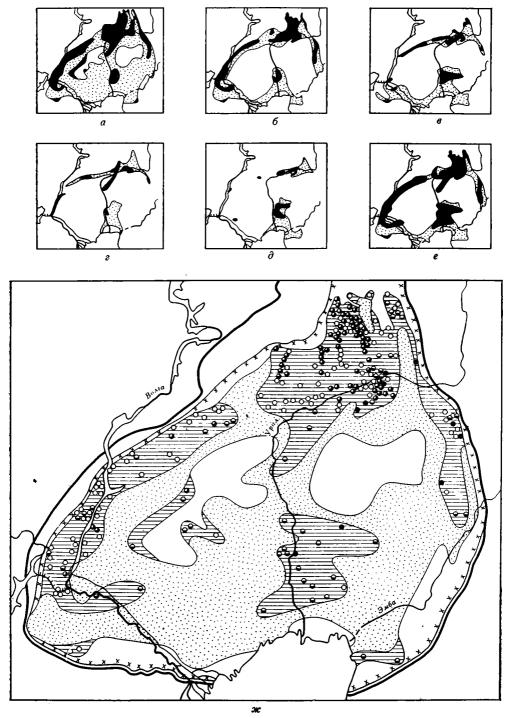


Фиг. 2. Карты распространения на территории Урало-Поволжья и Северного Прикаспия карналлиговых и карналлитсодержащих пород. Условные обозначения см. на фиг. 1

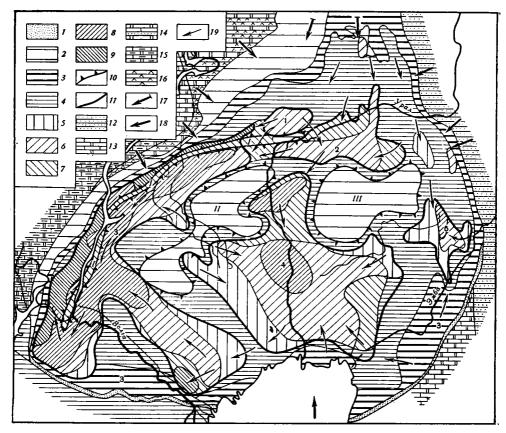


Фиг. 3. Карты распространения на территории Урало-Поволжья и Северного Прикаспия бишофитовых и бишофитсодержащих пород. Условные обозначения см. на фиг. 1

Рассмотрение ранее известных и вновь полученных фактических данных и ревизия опубликованных картографических материалов, проведенные в тесной увязке с современными взглядами на тектонику региона, позволили уточнить, в отдельных случаях довольно значительно, и полнее аргументировать прежние представления о стратиграфической приуроченности, ареалах распространения и масштабах проявления в артинско-кунгурской галогенной формации сильвиновой, карналлитовой, бишофитовой и полигалитовой минерализаций, что и отражено на заново составленных четырех сериях схематических карт (фиг. 1-4). При их составлении использованы материалы по подавляющему большинству известных и изученных к настоящему времени калиеносных структур и разрезов формации, а именно по 153 в той или иной степени разбуренным соляным куполам и антиклиналям, размещенным в Прикаспийской синеклизе, и более чем по 520 разрезам скважин, пройденным по западному, северо-западному, северному ее обрамлениям и в Сакмаро-Бельской впадине. Анализ информации, содержащейся в этих схемах, дает возможность не только уточнить картину развития калийной и бишофитовой се-



Фиг. 4. Карты распространения на территории Урало:Поволжья и Северного Прикаспия полигалитовых и полигалитсодержащих пород. Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 5. Палеогеографическая схема Урало-Поволжья и Северного Прикаспия (P1kg позднеиренское время) I-9— области моря, в пределах которых осуществлялась седиментация преимущественно (I— терригенная, эпизодически карбонатная и сульфатно-кальциевая, эпизодически карбонатная, 3— галитовая, 4—галитовая, 2—сульфатно-кальциевая, эпизодически карбонатная, 3—галитовая, 4—галитовая, 6—галитовая, 6—г

диментации в регионе в течение позднеиренского времени, а также размещения районов полигалитообразования, но и предпринять попытку создания первой довольно детальной палеогеографической схемы этого региона на время кунгурского калиенакопления (фиг. 5).

В пределах территории, занятой впоследствии акваторией Прикаспийского кунгурского тупикового бассейна, в раннепермском море задолго до начала кунгурского века возникли сравнительно глубоководные зоны, контролировавшиеся Приволжским, Краснокутско-Озинковским, Утвино-Илекским прогибами и другими крупными отрицательными структурами, в том числе, вероятно, зона, контролировавшаяся Челкарской и Индерской впадинами. В позднеартинское время в данных зонах накапливались депрессионные карбонатно-глинистые осадки. Будучи унаследованы в кунгурском веке, эти крупные и глубокие понижения рельефа

дна постепенно нивелировались накапливавшейся мощной галитовой толщей, однако, судя по характеру дифференциации солей разного состава по латерали кунгурского тупикового бассейна, отображались в рельефе дна последнего вплоть до конца его существования. Указанные понижения и создали возможность обособления в пределах тупикового бассейна уже в начале позднеиренского времени автономных суббассейнов калийной седиментации, выраженных на первых порах в виде относительно более глубоких ванн. Последние отгораживались друг от друга вначале все более четко оформлявшимися мелководьями и отмелями, а затем и архипелагами островов. Размещение перечисленных морфологических элементов контролировалось, как правило, положительными структурами. Весьма протяженную узкую зону мелководий барьерного характера контролировали крупные линейные тектонические нарушения фундамента и осадочного чехла, определявшие прохождение западного и северного бортовых уступов Прикаспийской синеклизы. В этой тектонически приподнятой зоне, в участках локальных структур, особенно тех из них, которые заключали в своем разрезе погребенные ассельско-сакмарские и артинские рифы и биогермы, безусловно существовали разделенные мелководными проливами низменные острова, составлявшие в совокупности весьма протяженный архипелаг барьерного типа. Эти палеогеографические элементы приобрели максимальную выраженность во второй половине эльтонского времени. При этом усилению их влияния на латеральную дифференциацию осадконакопления в существенной мере способствовало общее обмеление моря. Именно в позднеэльтонское время и достигли апогея хлоридно-калийная и хлоридно-магниевая седиментации, ареалы развития которых в данный отрезок кунгурского века (установленные безусловно по фактическим данным либо намеченные предположительно исходя из очертаний основных тектонических структур) и послужили главным критерием для оконтуривания акваторий указанных суббассейнов.

Достаточно четко можно обособить пять суббассейнов калийной се-

диментации (фиг. 5):

Бузулукский, контролировавшийся Бузулукской впадиной (район к

северу от г. Уральска);

Утвино-Илекский, контролировавшийся Утвино-Илекским прогибом и выходивший к северу от него за бортовой уступ Прикаспийской синеклизы (субщиротно, а на востоке субмеридионально вытянутая территория в бассейне среднего течения р. Урал);

Нижневолжский, расположение которого определялось понижениями морского дна, находившимися в пределах Краснокутско-Озинковского, северо-западной оконечности Новоузенского прогиба (Саратовское Заволжье), юго-восточной, наиболее опущенной зоны Приволжской гомоклинали (Волгоградское Правобережье), Приволжского (Волгоградское Заволжье), Сарпинского прогиба и Карасальской моноклинали (юго-запад Нижнего Поволжья) и между Аралсорской приподнятой зоной на северо-востоке и Астраханским сводовым поднятием на юго-западе (Астраханское Заволжье);

Челкаро-Индерский (бассейн среднего и нижнего течения р. Урал), контролировавшийся на севере Челкарской, в центральной части Индерской впадиной и простиравшийся к юго-западу от последней в пределы Камыш-Самарской опущенной зоны;

Предмугоджарский (район между реками Эмбой и Уралом, в правобережье первой), контролировавшийся краевым прогибом, представляв-

шим собой южное продолжение Предуральского.

Перечисленные суббассейны в той или иной мере, но не полностью (во всяком случае до конца эльтонского времени), были изолированы друг от друга архипелагами островов — Аралсорским, возникшим в пределах Аралсорской приподнятой зоны, и Хобдинским, образовавшимся в пределах Хобдинской опущенной зоны. Эта зона, судя по отсутствию на ее территории скоплений калийных солей, претерпела к началу кунгурского века инверсию и выделялась в рельефе морского дна в качестве по-

ложительной его формы. Немаловажную изолирующую роль играл протягивавшийся по западной, северо-западной и северной окраинам тупикового бассейна Барьерный архипелаг бортового уступа Прикаспийской синеклизы, острова которого образовывали весьма протяженную цепочку, будучи отделены друг от друга мелководными проливами. Этот архипелаг обусловил существенное обособление Бузулукского суббассейна от Нижневолжского и Утвино-Илекского, а также значительную изоляцию северо-западной (забортовой) зоны Нижневолжского от основной его акватории. Суббассейны, составлявшие в совокупности целостную систему, отдельные элементы которой, несмотря на определенную изоляцию друг от друга, были тесно взаимосвязаны, соединялись либо проливами (Бузулукский с Нижневолжским, Утвино-Илекский с Челкаро-Индерским), либо довольно широкими зонами мелководий (Челкаро-Индерский с Предмугоджарским и Нижневолжским), через которые и по которым осуществлялись компенсационные перетоки рапы из одного суббассейна в другой.

Кроме упомянутых выше безусловно существовало еще два небольших суббассейна калийной седиментации. Один из них, Салмышский, располагался на севере, в пределах Салмышской синклинали (на юго-западе Башкирии, в районе Стерлибашева), второй, Актюбинский,— на крайнем восток — северо-востоке, в Актюбинском переклинальном прогибе (меридионально вытянутая территория в районе г. Актюбинска). Намечается также возможное наличие цебольшого самостоятельного суббассейна между Утвино-Илекским и Актюбинским.

Хлоридная калийная седиментация в рассматриваемой системе суббассейнов началась уже в филипповское время, но осуществлялась на первых порах только в юго-западных суббассейнах, причем в незначительных масштабах и узко локально (на Приволжской гомоглинали в Николаевской опорной скважине в филипповском горизонте встречены проявления карналлита, в Индерской впадине, на Индере — сильвина и карналлита). В раннеиренское время в Нижневолжском (Эльтон), Челкаро-Индерском (Барханный, Индер) и Предмугоджарском (Шубаркудук) суббассейнах эпизодически накапливались небольшие (на Индере довольно значительные) количества сильвина.

В существенных масштабах и на больших пространствах проявилась садка сильвина в улаганское время (см. фиг. 1, а), главным образом ближе к его концу. Шла она в основном в наиболее глубоких участках крупных суббассейнов — Челкаро-Индерского (в Черкарской и Индерской впадинах) и Нижневолжского, менее ярко была выражена в Утвино-Илекском и, возможно, осуществлялась в Предмугоджарском. Примерно в этих же районах происходило и накопление (в сопоставимых количествах) карналлита (см. фиг. 2, а). В Бузулукском бассейне, наиболее северном из суббассейнов системы и ближе всего расположенном к подготовительному бассейну, хлоридная калийная седиментация в улаганское время не происходила.

Временем апогея садки хлористых солей калия явилось эльтонское, особенно его вторая половина. Характерно, что садка сильвина, масштабы которой постепенно, циклически нарастали (см. фиг. 1, 6-e), локализовалась в это время почти исключительно в контролируемых прогибами и впадинами ваннах. Ареал же накопления карналлита (см. фиг. 2, 6-e), осаждавшегося в основной своей массе также в пределах указанных ванн, постепенно расширялся и в последней трети эльтонского времени иногда охватывал некоторые территории, расположенные за пределами районов относительно стабильной калийной седиментации. Однако следует подчеркнуть, что масштабы садки карналлита на этих территориях были, как правило, несущественны.

Знаменательным событием второй половины эльтонского времени явилась бишофитовая седиментация (см. фиг. 3), ранее проявлявшаяся узко локально и эпизодически (в улаганских слоях на Эльтоне встречены пласты карналлитовой породы с примесью бишофита, в цикле III в Озинках выявлен пласт галит-бишофитовой породы с примесью карналлита,

вероятно, в цикле III на крайнем юго-западе Карасальской моноклинали, в Степновской соляной структуре — пласт бишофитовой породы). В ходе ее накопились огромные массы бишофитовых образований, наблюдаемых в циклах IV и V. При этом характерны два момента: 1) садка бишофита шла только в суббассейнах (и лишь в относительно наиболее глубоких их участках), удаленных от пролива, соединявшего Прикаспийский тупиковый бассейн с Московским подготовительным, в Предмугоджарском, Челкаро-Индерском (исключительно в Челкарской и Индерской впадин) и Нижневолжском; 2) масштабы бишофитовой седиментации резко возрастали в юго-западном направлении по мере удаления от указанного пролива. Если в циклах IV и V в пределах краевого прогиба, находящегося у восточной окраины Прикаспийской синеклизы, наблюдается лишь рассеянная бишофитовая минерализация, то в Челкарской и Индерской впадинах в этих циклах встречены уже мощные линзы бишофитовых и бишофитсодержащих пород (более многочисленные во второй). В пределах Краснокутско-Озинковского, Приволжского и Сарпинского прогибов встречены аналогичные линзы указанных пород в целом ряде соляных структур, а по юго-восточному склону Приволжской гомоклинали, непосредственно за бортовым уступом синеклизы — мощные (особенно на юго-западе), простирающиеся на сотни километров пласты бишофитовых и карналлит-бишофитовых

Последняя, третья вспышка бишофитовой седиментации имела место незадолго до конца эльтонского времени, при накоплении отложений верхней части цикла VI, причем проявилась она только в центральном районе Челкаро-Индерского суббассейна (небольшое число линз бишофитовых и карналлит-бишофитовых пород на Индере), на юго-востоке Нижневолжского суббассейна (линзы бишофитовой породы на Эльтоне) и на крайнем юго-западе его (мощная сильвин-карналлит-бишофитовая зона в Степновской соляной структуре).

Из изложенного выше со всей определенностью явствует следующее. В позднеиренское время огромные массы высококонцентрированной рапы накапливались в суббассейнах калийной седиментации Прикаспийского тупикового бассейна, наиболее удаленных от северного пролива (который соединял этот бассейн с подготовительным — источником высокоминерализованных морских вод) и от восточного побережья (на котором воздымались складчатые сооружения Южного Урала и Мугоджар – основные источники поступления в тупиковый бассейн пресных континентальных вод). Процесс галогенеза в этих суббассейнах мог, следовательно, доходить и действительно трижды доходил до крайней эвтонической стадии. В итоге в указанных суббассейнах, главным образом в Нижневолжском, осадились весьма крупные массы хлористых калийных солей и бишофита. Примечателен в этом отношении тот факт, что именно на юго-западе Нижневолжского суббассейна сформировались крупные Эльтонское и Гремячинское калийные месторождения с уникальными по содержанию хлористого калия сильвинитовыми рудами (в промышленных пластах первого содержание его в среднем достигает 49%, в промышленном пласте второго — 40%); на Эльтонском месторождении они приурочены к улаганским слоям, на Гремячинском — к циклу IV.

В челкарских и индерборских слоях хлоридная калийная минерализация выражена крайне слабо, причем встречена лишь в единичных соляных структурах, расположенных в районах, которые ранее, в эльтонское время, были заняты Челкаро-Индерским и Нижневолжским суббассейнами. Так, в челкарских слоях проявления сильвина обнаружены в соляных структурах Жаманиндер, Индер, Макат, Харкин I (Индерская впадина и тяготеющие к ней территории), Баскунчак (район между Аралсорской приподнятой зоной и Астраханским сводовым поднятием) и Ступень (Приволжский прогиб), линзы карналлитовых пород или проявления карналлита — в соляных структурах Челкар (Челкарская впадина), проявления его — в структурах Ершовская, Карпенковская, Южно-Ершовская (северный борт Краснокутско-Озинковского прогиба), Акса-

райская (у восточной оконечности Астраханского поднятия). В индерборских слоях линзы сильвинитов выявлены в структурах Челкар и Индер, проявления сильвина — в структуре Жаманиндер, проявления карналлита — в структурах Челкар и Индер (т. е. хлоридная калийная минерализация проявлена в данных слоях только в Челкарской и Индерской впадинах).

Эти факты свидетельствуют о том, что на грани эльтонского и челкарского времен произошло осушение значительных пространств региона. Относительно небольшие Бузулукский, Утвино-Илекский и Предмугоджарский суббассейны калийной седиментации прекратили свое существование, а крупные Челкаро-Индерский и Нижневолжский распались на полуизолированные и изолированные лагуны. Галогенез в этих лагунах осуществлялся в определенной мере по типу «сухого озера» — за счет ресурсов межкристальной рапы, поступавшей сюда из слаболитифицированных соляных голщ, приподнявшихся на больших площадях близко к дневной поверхности, а кое-где, очевидно, и перешедших эту грань. Вместе с тем связь указанных лагун с северным подготовительным бассейном не была утрачена. Об этом говорит циклическое строение изученных разрезов челкарских и индерборских слоев, наличие в них довольновыдержанных пластов и маломощных пачек ангидритов, свидетельствующее о периодических подтоках в лагуны новых крупных порций вод подготовительного бассейна.

Стратиграфическая приуроченность, количественное развитие и латеральное размещение полигалитсодержащих пород являются критериями. для определения соответственно: 1) времени и длительности существования основных источников поступления в тупиковый бассейн морских, а также гипергенных континентальных вод, приносивших в него сульфатионы, кальций и магний, -- компоненты, необходимые для образования полигалита; 2) значимости этих источников и 3) мест их нахождения. Информация о распространении указанных пород в узких стратиграфических интервалах верхнеиренского подгоризонта и в подгоризонте в целом (см. фиг. 4) неоспоримо свидетельствует о существенной роли, которую эти компоненты, будучи привнесены в тупиковый бассейн извне и добавлены к их количествам, содержащимся в рапе последнего, играли в процессе полигалитообразования, определяя в значительной мере егомасштабы. Из данных, приведенных на фиг. 4, явствует что в позднеиренское время кроме морского (Московский подготовительный бассейн) существовали три следующих основных континентальных источника поступления в тупиковый бассейн перечисленных выше компонентов. 1. Южно уральский источник. Функционировал он, очевидно, благодаря наличию на Южном Урале довольно мощных речных потоков, эродировавших складчатые сооружения и впадавших в бассейн. 2. Приволжский источник. Существование его определялось наличием в иренское время в северо-западной зоне Приволжской гомоклинали и на юго-восточном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, обнажавшихся на поверхности, выветривавшихся, а местами карстующихся нижнепермских сульфатно-карбонатных толщ (ассельско-сакмарской и артинскофиллиповской). Образовавшиеся на поверхности этих толщ продукты выветривания в виде пыли, состоявшей из карбонатных и гипсовых частиц, разносились ветрами, попадая в значительных количествах и в воды тупикового бассейна, а преникавшие в указанные толщи атмосферные воды, в виде подземного стока, насыщаясь по пути сульфат-ионами, кальцием и магнием, поступали в прибрежную зону тупикового бассейна. 3. Северокаспийский источник. Природу его в настоящее время из-за отсутствия фактического материала установить трудно. Скорее всего в районе Северо-Каспийского сводового поднятия в бассейн впадали реки, стекавшие с горных сооружений южного обрамления Прикаспийской синеклизы и также приносивщие необходимые для полигалитообразования компоненты.

Наиболее яркую роль в поставке продуктов, необходимых наряду с калием для полигалитообразования, играл из числа континентальных:

южноуральский источник. В верхнеиренской толще на северо-востоке региона, в Оренбургском Приуралье, сконцентрирована ныне подавляющая часть ресурсов полигалита Прикаспийского калиеносного бассейна. Правда, последнее в значительной мере обусловлено тем, что только в этих районах было существенным влияние и морского источника рапы, поступавшей из подготовительного бассейна, не вполне обессульфаченной и все еще содержащей значительные количества кальция и магния. Перенос карбонатной и гипсовой пыли эоловым путем обусловил наблюдаемое ныне развитие полигалитовой минерализации, хотя бы в незначительных масштабах, почти по всей калиеносной толще артинско-кунгурской галогенной формации.

С течением кунгурского века рассмотренные выше источники континентальных вод функционировали все слабее, что было связано с возросшей аридностью климата. Последнее особенно сильно сказалось на значимости приволжского источника, поставлявшего воды с равнинного пустынного континента, и менее существенно на значимости двух других, горных. Снижение масштабов полигалитовой минерализации в верхних циклах эльтонских слоев на севере региона обусловлено, кроме того, и постепенным обмелением и закрытием пролива, соединявшего тупиковый бассейн с подготовительным.

Наряду с основными намечаются еще два источника поступления в тупиковый бассейн веществ, необходимых для полигалитообразования. Ими были, видимо, Аралсорский и Хобдинский архипелаги, в пределах которых с течением кунгурского века на все больших, вероятно, пространствах, обнажались отложения низов иренского, затем филипповского горизонта и, возможно, более древние нижнепермские отложения, заключающие (вниз по разрезу во все больших количествах) скопления сульфата кальция и доломита.

Палеогеография региона в эпоху кунгурского калиенакопления определяла наряду с климатическим фактором, обусловливавшим интенсивное испарение, гидрологический режим как Прикаспийского тупикового бассейна в целом, так и входивших в его состав суббассейнов калийной седиментации. Оба этих фактора контролировали генеральную направленность регионального компенсационного течения на юго-запад, а палеогеографический, кроме того, локальные направления компенсационных перетоков рапы из одного суббассейна в другой (см. фиг. 5). В итоге, в юго-западную оконечность тупикового бассейна перемещались все большие массы компонентов, находившихся в растворе, особенно тех, которые, кристаллизуясь, образуют соли, выпадающие в осадок на заключительных, эвтонических стадиях галогенеза. Именно в результате этого на юго-западе Прикаспийского калиеносного бассейна и сконцентрированы ныне основные ресурсы сильвинитов, карналлитовых и бишофитовых пород.

Литература

- 1. Азизов А. И., Тихвинский И. Н. Литология и полез. ископаемые, 1978, № 2, с. 124—
- 2. Деревягин В. С., Свидзинский С. А., Седлецкий В. И. и др. Нижне-пермская галогенная формация Северного Прикаспия. Ростов-н/Д.: Изд-во Ростов. ун-та, 1981.
 - 3. Диаров М. Д. Калиеносность галогенных формаций Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1974. 129 с.
- 4. Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы. М.: Недра, 1966. 280 с.
- 5. Тихвинский И. Н. Сов. геология, 1974, № 5, с. 44—54. 6. Тихвинский И. Н. Литология и полез. ископаемые, 1976, № 1, с. 163—168. 7. Тихвинский И. Н. Сов. геология, 1976, № 2, с. 102—113.
- 8. Тихвинский И. Н. В кн.: Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985, с. 24—35. 9. Тихвинский И. Н., Близеев Б. И. В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и
- мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М.: Наука, 1972, с. 79—89. 10. Тихвинский И. Н., Мерзаяков Г. А., Сементовский Ю. В., Сувейэдис П. И. В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 3—16.
- 11. Тихвинский И. Н., Азизов А. И. Сов. геология, 1978, № 11, с. 82—93.

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых, Казань

Поступила в редакцию 30.XI.1984

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1986

УДК 552.51:552.14

МИКРОПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПЕСЧАНИКОВ РАЗЛИЧНЫХ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПРИ ВЫСОКИХ ПОРОВЫХ ДАВЛЕНИЯХ

ЮРЕЛЬ Г. Н., СТАВРОГИН А. Н., ИВАНОВА Н. И.

В работе обобщены результаты экспериментального исследования влияния аномально высоких поровых давлений на деформационно-прочностные и коллекторские свойства песчаников различных литогенетических типов в условиях неравномерного объемно-напряженного состояния на примере юго-западной части Донбасса. На основании микроскопического изучения шлифов, количественного микроанализа аншлифов, просмотра электронных фотографий и рентгеноструктурного анализа выявлено различие механизмов остаточных деформаций выбросо- и невыбросоопасных песчаников.

Коренные изменения коллекторских, изолирующих и физико-механических свойств обусловлены микроструктурно-текстурными особенностями катагенетически преобразованных, уплотненных осадочных пород под влиянием термодинамических условий больших глубин. Общеизвестно, что увеличение глубин сопровождается ростом горного и пластового давлений, газовыделения, пылеобразования, повышением температуры. Кроме того, наряду с выбросами угля и газа, на глубине 700 м происходят выбросы пород, что предполагает наличие аномально высоких поровых давлений (АВПД) в районе. Все перечисленные явления в значительной мере снижают безопасность труда, замедляют строительство шахт и удорожают проходку подготовительных выработок.

В связи с этим представляется важным определение влияния неравномерного объемного сжатия и высоких поровых давлений на деформационно-прочностные и коллекторские свойства, а также установление характерных особенностей остаточных деформаций пород и закономерностей их преобразований.

Исследуемая осадочная толща среднего карбона представлена комплексом терригенных пород — песчаниками, алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с маломощными пластами известняков и углей. В основной угленосной свите C_2 ³ Донецко-Макеевского района песчаники составляют 32-34%. Объектом исследования и явились песчаники этой свиты пласта h_4 Sh₇ шахты им. Скочинского западного ствола вентиляционного штрека. На основании различий в составе, количестве и типе цемента выделены три литогенетические разновидности полимиктовых песчаников:

- с глинисто-слюдистым и гидрослюдисто-хлоритовым цементом порового, контактового и реже пленочного типов; в этих породах участками наблюдаются кварцитовидные структуры, т. е. развит кварцевый цемент соприкосновения или бесцементное сочленение зерен кварца по вторичным контактам:
- с глинисто-сидеритовым цементом контактово-порового, реже пленочного и базально-порового типов;

с кальцитовым цементом базального и базально-порового типов.

По составу породообразующих компонентов все три типа песчаников относятся к полевошпатово-кварцевым с примесью обломков пород и аллотигенных слюд. Основные петрографические особенности выделенных типов обобщены в табл. 1. В табл. 2 представлены данные по определению открытой пористости ($K_{\rm m}$, %), скоростей упругих продольных волн в двух направлениях — вдоль и поперек слоистости ($v_{\rm p}$, км/с) и результаты испытаний выделенных типов пород методом вдавливания

Литолого-минералогическая характеристика песчаников свиты $C_2{}^3$ пласта $h_4{}^1Sh_7$ среднего карбона

	Минеральный состав терригенного материала, %					Цемент и его вещественный состав, %						
Тип песчаника	кварц	полевые	Обломки пород		слюда	общее	глинистый	глинисто- слюдистый	кварцевый	карбонатный		
		шпаты	общее содержание	состав		содержание	(иллит)	(+серицит -хлорит)	регенерацион- ный	сидеритовый	к альц и товый	
Ia	50—55	20—30	2025	Кремнистый, глинисто- кремнистый, кварцито- вый		10—15	5—15	2—10	3	8-10	2—3	
16	50—70	2030	20—30	Глинисто-слюдистый, глинисто-кремнистый редко кремнистый и кварцитовый	1—5	1015	До 5	2—20	1—10	3—10	2—5	
II	50—60	20—25	20—25	Глинисто-слюдистый, глинисто-кремнистый	1-2	20—35	До 10	До 10	_	15—35	2—5	
III	40—55	20—30	10-30	Кремнистый, глинисто- кремнистый, редко кварцитовый	12	30—45	До 3	_	_	До 5	30—45	

Цемент песчаника	κ _π , %	<i>р</i> ш, кГс/мм²	<i>р</i> ₀ , кГс/мм²	E ·10−4, МПа	К	<i>v_p,</i> км/с	
						вдоль оси сжатия	поперек оси сжатия
Глинисто- слюдистый	6,28-9,0	89,2—136,1	52,0—93.9	1,19—1,76	1,35—1,51	3,08—4.46	1,8-3,8
Глинисто-си- деритовый	9,8—12,0	71,6-82,8	49,4—54,1	0,94—1,25	1,53—1,8	2,9-3,2	2,3-2,5
Кальцитовый	1,8-6,7	121,7—147,0	66,0—70.6	1,31—1,65	1,59—2,2	3,2-5,12	2,12-4,95

штампа на приборе УМГП-3 [4]. По полученным диаграммам «деформация — нагрузка» были определены следующие параметры: твердость по штампу (p_{m}) , предел текучести (p_{0}) , модуль Юнга (E) и коэффициент пластичности (K). Открытая пористость определялась по методу Преображенского. Измерение скоростей продольных упругих волн проводилось ультразвуковым импульсным методом на частоте 600 кГц.

Результаты испытаний пород методом вдавливания штампа и кривые деформации свидетельствуют о различном характере разрушения исследуемых пород и разных деформационно-прочностных свойствах. Выявлено, что песчаники с глинистым цементом (I тип) являются упругохрупкими породами с ограниченной способностью к пластическим деформациям. Песчаники с глинисто-сидеритовым цементом (II тип) более пластичны, имеют низкую прочность и наиболее высокую пористость. Песчаники с кальцитовым цементом (III тип) отличаются высокой пластичностью и большим сопротивлением к разрушению.

Деформационное поведение указанных выше песчаников изучалось при неравномерном объемно-напряженном состоянии, которое создавалось всесторонним равномерным сжатием, независимой продольной нагрузкой и разными поровыми давлениями. На установке высокого давления [3] была проведена серия испытаний цилиндрических образцов длиной 80 и диаметром 30 мм при всестороннем давлении (σ_2 50 и 100 МПа и поровых (ρ_{π}) 15, 25, 40, 50 и 75 МПа. Поровое давление создавалось дистиллированной водой.

В исследованном диапазоне давлений образцы разрушились по плоскости скола, имеющей угол 20—30 (при малых поровых давлениях) и 25—40° (при поровых давлениях 50—75 МПа) с продольной нагрузкой. Поверхность скола, несмотря на сложный минеральный состав пород, ровная, гладкая с налетом тонкоперетертого мучнистого вещества белого цвета.

Как показали проведенные эксперименты, все испытанные разности при одном и том же всестороннем сжатии с ростом порового давления уменьшают свою прочность и проявляют наибольшую способность к деформированию. Объясняется это явление химическим взаимодействием, растворением и физической адсорбцией вещества на твердой поверхности, которые вызывают уменьшение свободной энергии испытываемого материала и как следствие -- облегчение процесса разрушения и пластического деформирования. Все образцы в процессе деформации проявляют способность к разуплотнению. Абсолютные величины прироста пустотности с ростом p_{π} (при одинаковом всестороннем сжатии) увеличиваются, т. е. процесс трещинообразования интенсифицируется. Выявленная особенность деформационного поведения песчаников — изменение объема — представляет наибольший интерес. Наиболее значительные микроструктурно-текстурные изменения песчаников отмечаются при всестороннем давлении 100 и поровом 75 МПа. Величина прироста объема песчаников I типа составляет 0,7—1,75, II 0,4—1,14 и III 0,3—0,5%.

Для объяснения эффекта разуплотнения и оценки деформационных микропреобразований, которые сопровождают остаточную деформацию пород, использовался следующий комплекс методов: сравнительный ана-

Параметры микротрещиноватости различных литологических типов песчаников, исходных и деформированных при разных поровых давлениях

Тип песчаника	Условия и	спытаний	T 1/	Ī a,	* 109	
	σ₂, МПа	<i>р</i> _П , МПа	Т _М , 1/м	m _T , %	K _T ·10³, мкм²	T_0 , $1/M$
	Исходный			0,01	1,0	510
I	50 50 50 50 100 100	0 15 25 40 50 75		0,03 0,01 0,02 0,03 0,037 0,04	1,2—1,4 0,3—1,0 0,3—1,2 1,3—1,7 2,5 3,1—3,8	15—18 5—10 5—10 18—20 20—25 35—40
11	50 50 100 100	25 40 50 75		0,018 0,018 0,02 0,025	1,2 1,1—1,5 1,3—1,8 1,5—1,2	10—15 15—18 15—18 15—20
II.	Исходный 50 50 100	15) 25 75	 80—100	0,01 0,01 0,01 0,017	1,0 1,0—1,3 0,8—1,1 1,2	10—12 10—12 10—15 15

лиз шлифов исходных и деформированных образцов с подсчетом в них трещинных параметров по методике ВНИГРИ [2], количественный микроанализ с помощью системы, состоящей из электронного микроскопа (РЭМ) Geol, JSM-50A и связанного с ним анализатора изображения (АИ) и миникомпьютера РДР-8 фирмы ДИН [5]. Кроме того, были сфотографированы естественные ориентированные сколы исходных образцов и после опыта при увеличениях от 300 до 30 000. С помощью микроскопа (РЭМ) была исследована морфология поверхностей сколов образцов после испытаний вдоль и перпендикулярно к поверхности магистрального скола образца.

Сравнительный петроструктурный анализ данных по микротрещиноватости в породах в ходе опыта, моделирующего термодинамические природные воздействия, показал качественные изменения. С ростом порового давления в условиях неравномерного объемного сжатия увеличиваются ширина и длина открытых и минеральных внутри- и межзерновых трещин. В результате этих явлений в деформированных образцах песчаников возрастают такие трещинные параметры, как объемная плотность открытых (T_0) и минеральных (T_m) трещин, трещиные пористость ($m_{\rm T}$) и проницаемость ($K_{\rm T}$) (табл. 3). Наибольшие изменения отмечаются в песчаниках с глинистым цементом; песчаники с кальцитовым цементом изменяются меньше.

Экспериментальные данные и петроструктурный анализ подтверждаются результатами количественного обсчета трещинных параметров в аншлифах. Сканирование полированных ориентированных поверхностей исходных и деформированных образцов в двух взаимно перпендикулярных направлениях позволило получить следующие характеристики пустотного пространства: площадь (A, %), средний размер хорды (H, мк), удельную поверхность $(S, \text{мм}^{-1})$, фактор формы (F) и коэффициент ориентировки (K) пор и трещин (табл. 4).

Из приведенных в табл. 4 данных следует, что объем A, средний размер хорды H и абсолютная удельная поверхность S пустотного пространства в деформированных образцах имеют более высокие значения, чем в исходных. Уменьшение при этом значений фактора формы F при увеличении удельной поверхности свидетельствует о появлении в объеме деформированного образца мелких разрозненных пор и трещин сложной конфигурации. Ориентированность пустотного пространства в песчаниках изменяется незначительно.

Таким образом, перечисленные выше методы подтвердили прежде всего преобладание в деформированных образцах хрупкого разрушения с

Результаты обсчета пустотного пространства образцов (при $\sigma_2 = 100\,$ МПа, p_π 75 МПа)

Тип песчаника	A, %	Н, мк	S, mm ⁻¹	F	К
I	7,99 13,99	13,83 16,17	21,1 38,47	0,063 0,047	1,19
II	8,04 12,79	$\frac{12,9}{14,52}$	$\frac{24,6}{32,84}$	$\frac{0,052}{0,043}$	$\frac{1,077}{1,078}$
111	3,21 4,95	9,37	$\frac{12,28}{17,0}$	$\frac{0,067}{0,059}$	$\frac{1,15}{1,042}$

Примечание. В числителе приведены данные для исходного образца, в знаменателе — для деформированного.

обилием разнонаправленных и разномасштабных трещин. При их пересечении часто образуется микробрекчия. Характерны вертикальные сколы с трещинами, а также поперечные сколы со смещениями, выколами отдельных блоков минералов, зонами дробления (фиг. 1).

Необходимо отметить, что мы имеем дело с изначально интенсивно преобразованной, часто трещиноватой породой (см. табл. 3) [5]. В частности, кварц, который является основным породообразующим минералом исследуемых песчаников, и его регенерируемая часть уже до деформации трещиноват и имеет волнистое погасание, вызванное блочным строением и природным деформированием. Большинство зерен содержит цепочечные включения мельчайших пузырьков газа или жидкости, обусловленных фактором роста кристаллов. При деформировании наличие этих дефектов способствует развитию микротрещин. Рост трещин начинается на тех участках, где высокие Р-Т-параметры создают концентрацию напряжений. Действительно, эти уже существующие точечные дефекты в результате перераспределения напряжений перемещаются и создают отдельные группировки. В деформированных образцах наблюдается выстраивание газожидких включений в субпараллельные цепочки, которые, сливаясь, образуют нарушения трещинного типа. По некоторым из них происходит скольжение отдельных частей кристаллов относительно друг друга.

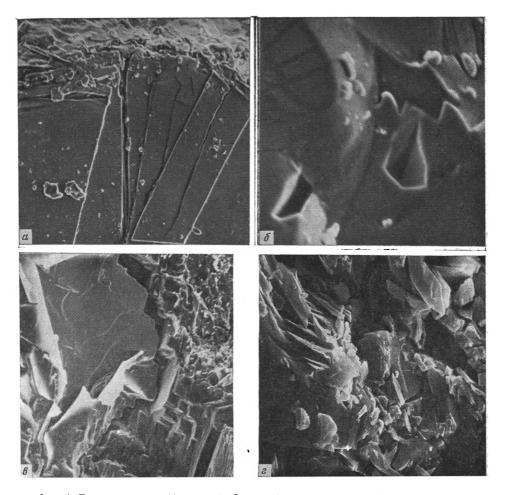
Кроме хрупкого разрушения в зернах кварца отмечается и пластическая деформация, которая осуществляется различными способами. Если «сухой» кварц является хрупким материалом даже в условиях высокого давления и температуры, то в присутствии воды, согласно современным представлениям [6], возможен гидролиз сильной кремнекислородной связи с образованием более слабой — Si—OH:

$$-Si-O-Si-+H_2O\rightarrow-Si-OH-+H-O-Si-$$

Гидролиз облегчает движение дислокаций в результате разрыва слабых водородных связей и приводит к формированию хорошо видимых линий скольжения. Одним из возможных механизмов скольжения в таком гидролитически ослабленном материале может быть распространение перегибов на дислокациях по мере гидролиза соседних мостиковых связей—Si—O—Si—. Все эти явления позволяют дислокациям двигаться за счет обмена слабыми водородными связями.

Ниже приводятся результаты, полученные при изучении естественных сколов исходных песчаников и деформированных при боковом гидростатическом давлении σ_2 100 и p_π 75 МПа, так как именно в этих условиях наблюдаются наиболее значительные микроструктурно-текстурные изменения.

На электронных снимках исходных образцов можно наблюдать как гладкие однородные поверхности кварца, так и с раковистым изломом и характерной тонкой полусферической ребристостью (фиг. 2, а, б, в). На поверхности грани призмы наблюдаются многочисленные фигуры трав-



Фиг. 1. Типы хрупких деформаций. Скол деформированного образца, ориентированного параллельно осевой нагрузке

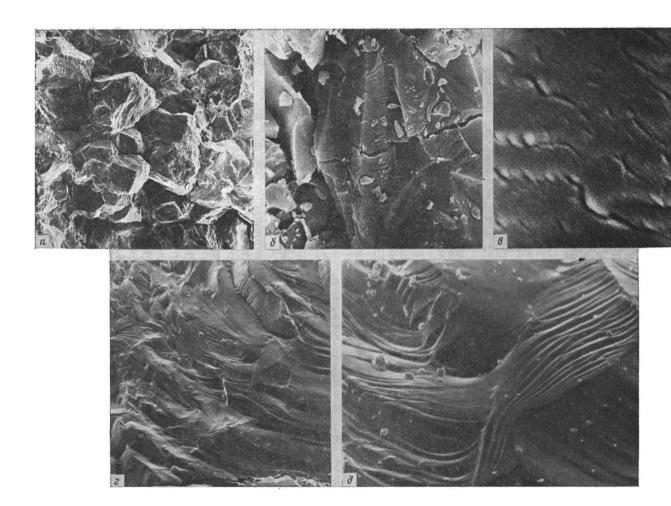
a — развитие трещин по спайности в кальците, смещение отдельных микроблоков относительно друг друга; изменение внешней поверхности зерна — образование вокруг негомелкораздробленного материала. Увел. 3000; δ — пустоты на поверхности зерен кварца — результат выпадения блоков; пилообразные зубчатые сколы. Увел. 4500; ϵ — трещина отрыва по жесткому контакгу кварца и полевого шпата. Увел. 4000; ϵ — образование зон дробления, обусловивших возникновение мелких и тонких обломков, часто перетертых и аморфизованных с поверхности. Увел. 3000

ления (следы дефектов) в виде очень коротких, удлиненных, слегка извилистых, глубоких борозд (типа царапин) и округлых бугорков. Всефигуры травления, однозначно соответствующие выходам дислокаций, размещены на грани кристалла ориентированно (см. фиг. 2).

В деформированных образцах на поверхности скола наблюдаются перисто-ступенчатые структуры, свидетельствующие о движении винтового скручивания. Некоторые микроступени осложнены поперечными, резко очерченными перегибами. Плотность дислокаций достигает высоких значений (см. фиг. 2, г, д). Часто поверхность скольжения разбита микротрещинами с образованием мелкой минеральной крошки, частично аморфизованной в результате высокотемпературного расплавления вещества в процессе трения вдоль поверхностей скола (зеркал скольжения).

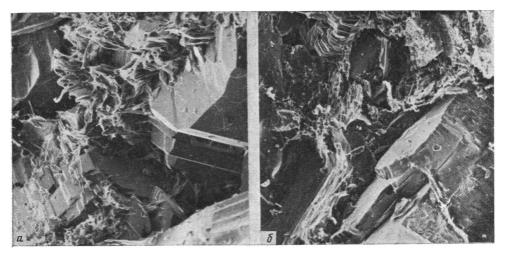
Аналогичное пластифицирующее влияние оказывает вода и на полевые шпаты, в которых в результате пластической деформации образуются тонкие по сравнению с исходными изгибы двойниковых швов, выклинивание микроблоков по плоскостям спайности и под углом к ним с образованием прямоугольных и ромбоэдрических пластинок (фиг. 3) [5].

Пластическое деформирование аллотигенной примеси слюд происходит путем тонкого расслаивания с образованием изгибов и поворотов:



Фиг. 2. Морфологические особенности кварцевых зерен. Скол исходного (a) и деформированных $(\delta - \partial)$ образцов, ориентированных параллельно осевой нагрузке

а — кварцитовидная структура песчаника — прочное срастание зерен друг с другом с образованием стилолитообразных швов на контактах. Увел. 1000; б — поверхность кварца с раковистым изломом и характерной тонкой, полусферической ребристостью. Увел. 1000; в — ориентированное расположение фигур травления на грани призмы. Увел. 30 000; г, д — на поверхности скола наблюдаются перисто-ступенчатые структуры, свидетельствующие о сложном турбулентном движении. Увел. соответственно 300, 1000



⇔.r. 3

Фиг. 3. Морфологические особенности зерен полевого шпата и характер их взаимоотношения с глинистым цементом. Скол исходного (а) и деформированного (б) образцов, параллельных осевой нагрузке

а — обломочные зерна полевого шпата в оторочке глинистой массы. Увел. 500; б — зерна полевого шпата в оторочке новообразованного каолинита (правильные гексагональные таблички или целые пакеты, хорошо окристаллизованные, четко слоистые с чистыми базальными поверхностями). Увел. 3000

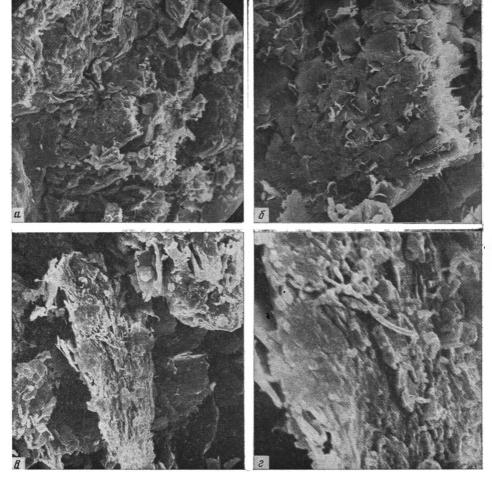
Фиг. 4. Деформационные микроструктуры слюд. На базальной поверхности изогнутой пластинки слюды отмечаются борозды — признак направленного скольжения. Увел. 3000



Фиг. 4

пластин. В исходных образцах слюда представлена чешуйками преимущественно изометричной вытянутой формы. При деформировании лейсты биотита имеют рваные края с расщепленными изогнутыми концами (фиг. 4) [5]. К явлениям пластической деформации относится смятие слюдистой примеси — серицита, мусковита и биотита, выдавливание вещества по определенным текстурным направлениям и плоскостям скольжения в свободное пространство и перераспределение его между зернами по принципу плотнейшей упаковки.

Процесс вдавливания одних микроблоков в другие с образованием стилолитообразных границ относится также к явлениям пластической деформации. Внешняя поверхность обломочных зерен, непосредственно соприкасающихся друг с другом, в ходе опыта претерпевает деформационные превращения. Вокруг них образуются зоны катаклаза шириной до 0,02 мм, сложенные пелитизированным материалом (см. фиг. 1, а). В этом случае само зерно может быть раздроблено на отдельные блоки, а ранее существовавшие и появившиеся при деформации микротрещины, соизмеримые с его размером, заполнены тонкокристаллическим веществом кварцевого, полевошпатового составов. При пластической деформации возможны локальные смещения отдельных минеральных зерен



Фиг. 5 (I)

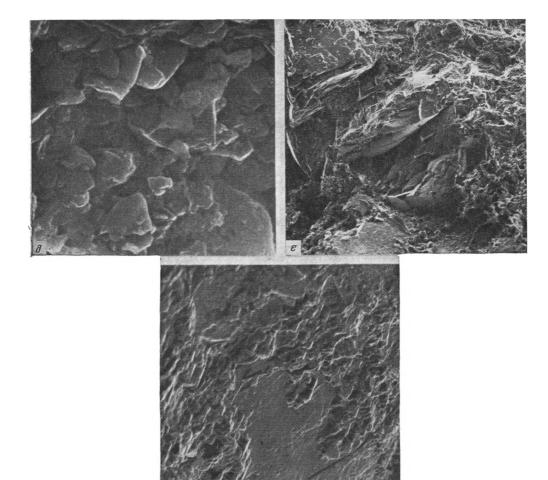
или их частей относительно друг друга (см. фиг. 1, в, г). Все перечисленные процессы могут сопровождаться аморфизацией и перекристаллизацией вещества.

На контакте с пластичным глинистым материалом цемента обломочные зерна приобретают некоторую подвижность. Они, стремясь занять наиболее устойчивое положение, поворачиваются в сторону, которую им диктует максимальная сжимающая нагрузка. Связь их с глинистыми частицами при этом нарушается; происходит обособление зерен от цемента трещинами и остроугольными обломками.

Под действием аномально высоких поровых давлений происходят качественные изменения и в цементе.

Исследование шлифов и фотоснимков, полученных с помощью электронного микроскопа, показало, что при деформировании объемные рыхлые частицы глинистых минералов тонкой скульптуры становятся более плотными (фиг. 5). Наблюдается ярко выраженная ориентация их в направлении максимальных скалывающих напряжений. Появление переориентировки и некоторое искажение при этом кристаллической решетки глинистых минералов в рассматриваемом диапазоне давлений подтверждается дифрактограммами, на которых отмечается понижение интенсивности рефлексов в 2—4 раза. Кристаллическая структура глинистых минералов при этом сохраняется.

Вдоль сформировавшихся ослабленных зон возможно скольжение обломочной части породы, создающее таким образом текстурированность деформированного образца. Такая переориентировка способствует обра-



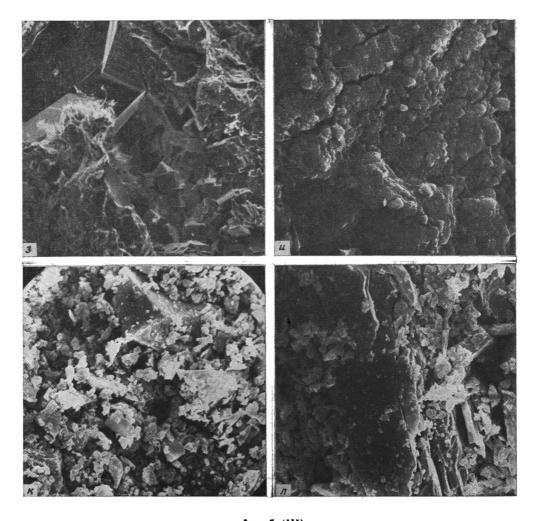
Фиг. 5 (П)

зованию и росту межзерновых трещин в направлении продольного сжатия.

Значительные изменения наблюдаются и в кальцитовом цементе. Присутствие воды незначительно снижает поверхностную энергию кальцита, что наряду с возможным растворением поверхностных дефектов облегчает движение дислокаций и выход их на поверхность. Следствием этих процессов является образование множественных линий внутрии межкристаллического скольжения, утонение двойниковых зон, роста спайности, наконец, трещин преимущественно по границам зерен (см. фиг. $5, e, \mathcal{K}$).

Цементирующая масса II типа песчаников в исходных образцах представлена мелкозернистым глинистым и железистым карбонатным материалом (сидеритом) неравномерно сгусткового и комковатого строения. Форма зерен сидерита разнообразна: от правильной субромбоэдрической до шаровых конкреций (сферосидерит) (см. фиг. 5, з). Под действием высоких поровых давлений сидерито-глинистая цементирующая масса разуплотняется в результате развития по границам зерен микроразрывов, либо вследствие раскрытия микротрещин и разлинзования по ним породы с образованием целиков между трещинами. В результате этих явлений происходит раскрытие структурно-текстурных дефектов и рост основных трещинных параметров (см. фиг. 5, и, к, л).

В результате деформирования изменяется морфология пустотного пространства. Изометричные округлые поры приобретают вытянутую щелевидную форму, переходящую в трещины.



Фиг. 5 (III)

Таким образом, большое разнообразие типов деформаций на уровнеоптической и электронной микроскопии объясняется многокомпонентностью минерального состава образцов, где каждый минерал, имея свои определенные физические свойства (твердость, пластичность и т. д.), будет вести себя по-разному.

Общим моментом в развитии остаточных деформаций является развитие внутрикристаллических эффектов.

Остаточная деформация полимиктовых песчаников с глинисто-слюдистым, глинисто-хлоритовым цементом сопровождается переориентировкой глинистых минералов цемента в результате поворота, а иногдаизгиба отдельных пластинок слюд. Переориентировка способствует образованию и росту межзерновых трещин, их раскрытию и разрыву, в результате чего порода разуплотняется, объем пустотного пространства и трещинная проницаемость увеличиваются.

Остаточная деформация полимиктовых песчаников с кальцитовым цементом сопровождается двойникованием кристаллов кальцита цемента и развитием вдоль двойниковых швов и под углом к ним внутрикристаллических трещин, которые разуплотняют породу и способствуют росту емкостных и фильтрационных возможностей.

Полимиктовые песчаники с глинисто-сидеритовым цементом разуплотняются вследствие развития межзерновых микротрещин, дезинтеграции частиц и разлинзования породы. В результате этих явлений происходит раскрытие текстурно-структурных дефектов и рост основных параметров трещиноватости. Разность в изменении проницаемости при деформировании способствует различной степени дегазации.

Разуплотнение, сопровождающее остаточную деформацию, зависит не только от различных механизмов пластических деформаций и связанных с ними макро- и микронарушений, но и от строения пород и степени их катагенетических поеобразований.

Полимиктовые песчаники с глинисто-слюдистым и особенно с гидрослюдисто-хлоритовым цементами содержат повышенное количество наиболее упругого вещества — кварца и характеризуются высокой протяженностью контактов между зернами породообразующих минералов. Образование регенерационного кварца, цемента соприкосновения и вдавливания, а также появление микрокристаллического кварца в цементе предполагает образование более жесткого скелета с повышенной хрупкостью и высокими упругими свойствами, что имеет место для этих песчаников в естественном залегании. Высокое (1—5%) содержание гидрослюды, мусковита, биотита, вторичного серицита в цементе контактового типа при отсутствии карбоната приводит к интенсивному разрыхлению породы. Следствием этого являются пониженные по сравнению с другими типами песчаников прочностные свойства в районах с углями средних стадий метаморфизма.

При сообщении песчанику, обладающему жестким скелетом, напряжений, связанных с давлением вышележащей толщи, тектоническими процессами, давлением газа и энергией взрывной волны и т. д., «каркас» песнаника способен накапливать энергию упругих деформаций. При ведении выработки в пласте такого песчаника наличие пустотного пространства в массиве горных пород обусловливает реализацию упругой энергии, что сопровождается разрушением и выбросом песчаника.

Песчаники, не обладающие жестким скелетом и имеющие значительное содержание пластичного глинистого вещества, при получении дополнительной энергии испытывают в большей степени пластическую деформацию. Сохранение этими песчаниками упругих напряжений мало вероятно.

Значительная примесь карбоната (как сидерита, так и кальцита) в цементе песчаников II и III типов уменьшает разрыхляющее влияние слюд, о чем свидетельствует увеличение коэффициента пластичности. Развитие кальцита в цементе песчаников препятствует формированию жесткого скелета, что в свою очередь не может не отразиться на выбросоопасности песчаников.

В природных условиях под действием тектонических напряжений под влиянием АВПД в песчаниках могут формироваться скопления нефти и газа, приуроченные к зонам трещиноватости, аккумулирующим флюиды. Изменение напряженного состояния массива, обусловленное динамической нагрузкой на пласт, быстрым внедрением горной выработки в пласт, а также вскрытием пласта взрыванием может привести к внезапному выбросу, как это наблюдалось на шахте им. Скочинского.

Выброс произошел в подводно-дельтовом песчанике, приуроченном к верхней части забоя. Ниже выбросоопасного слоя залегает песчаник, не участвующий в выбросе породы. Литолого-петрографическое изучение этих слоев указывает на общую фациальную принадлежность и близкий

летрографический состав. Однако наряду с этим в нижнем слое отмечается повышенное содержание кальцита и отсутствие упругого каркаса, что и обусловило его пассивное отношение к выбросу. Это указывает на то, что содержание кальцита в цементе в количестве до 8% независимо от генетической принадлежности и стадии постдиагенетического преобразования песчаника определяет их невыбросоопасность [1, 5].

Результаты экспериментального изучения действия напряжений неравномерного сжатия имеют практическую ценность, и их следует учитывать при прогнозировании деформационно-прочностных и коллекторских свойств на больших глубинах.

Литература

- 1. Забигайло В. Е., Широков А. З., Белый И. С. и др. Геологические факторы выбросоопасности пород Донбасса. Киев: Наук. думка, 1974. 269 с.
- 2. Проблема трещинных коллекторов нефти и газа и методы их изучения/Под ред. Сме-
- хова Е. М. Л.: Недра, 1968. 179 с. 3. Ставрогин А. Н., Протосеня А. Г. Пластичность горных пород. Л.: Недра, 1979. 301 ç.
- 4. Шрейнер Л. А. ГОСТ-12288-66. Группа 09. Горные породы. Методы определения ме-
- ханических свойств вдавливанием Пуансона. 5. Юрель Г. Н., Ставрогин А. Н., Бочко Р. А. Изменение петрофизических свойств песчаников в условиях неоднородного сжатия и высоких поровых давлений. — Литология и полез. ископаемые, 1985, № 3, с. 127—133.
- 6. Griggs D. J. Geophys. Res., 1974, v. 79, № 11, p. 1653—1663.

Всесоюзный научно-исследовательский институт горной геомеханики и маркшейдерского дела, Ленинград

Поступила в редакцию 6.I.1986 УДК 552.14:552.5

ОКРАСКА ПЛАСТОВО-ОКИСЛЕННЫХ ПОРОД И ЕЕ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

РАСУЛОВА С. Д., ЯШУНСКИЙ Ю. В., ШМАРИОВИЧ Е. М., МАКСИМОВ И. Б., КОРОВУШКИН В. В., ПОЛУПАНОВА Л. И.

Показано, что окраска пластово-окисленных пород, контролирующих инфильтрационное урановое и сопутствующее оруденение, зависит от литолого-фациальных особенностей среды, положения участка в профиле эпигенетической зональности, щелочно-кислотного режима среды минералообразования, наличия и характера предшествующих эпигенетических изменений.

Зоны пластового окисления — важнейший контролирующий фактор и поисковый критерий пластово-инфильтрационного уранового (и сопутствующего — Se, Re, Mo и др.) оруденения [5, 8, 11, 12, 16 и др.]. Окраска пластово-окисленных пород варьирует от почти белой до тусклой зеленовато-желтой и яркой желто-бурой или розовато-красной. В целом она связана с частичным или полным замещением минералов двухвалентного железа гидроокислами Fe(III) в результате деятельности кислородных напорных вод артезианских бассейнов [11]. Однако причины возникновения различных окрасок пород, подвергшихся или подвергающихся окислению, нередко дискуссионны и недостаточно освещены в литературе.

Пластово-окисленным породам свойственна эпигенетическая зональность, отражающая последовательность окисления железосодержащих минералов [5, 16]. В кислородной обстановке наиболее легко разрушаются и замещаются гидроокислами Fe(III) аутигенные минералы: дисульфиды Fe(II) — пирит, марказит и карбонаты Fe(II) — сидерит, анкерит. Труднее окисляются железсодержащие обломочные минералы: алюмосиликаты (хлорит, биотит, трудноразложимые окислы (магнетит) и титанаты (ильменит), а также аутигенные гидроалюмосиликаты (глауконит) и минералы глин, в состав которых входит Fe(II). Соответственно по степени полноты окислительных реакций и сохранности исходных Fe(II)-содержащих компонентов в пределах пластово-окисленной зоны выделяются подзоны: а) полного (тыловая), б) неполного (промежуточная) и в) частичного (передовая) окисления [16].

Реакции окисления легкоразрушаемых минералов Fe(II) — пирита и сидерита — при их замещении гидроокислами железа происходят с выделением H-ионов, т. е. сопровождаются подкислением среды:

$$2 \text{ FeS}_2 + 7.5 \text{ O}_2 + 6 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeOOH} + \text{Fe (OH)}_3 + 4 \text{ SO}_4^{2-} + 8 \text{ H}^+;$$
 (1)

$$2 \text{ FeCO}_3 + 0.5 \text{ O}_2 + 4 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeOOH} + \text{Fe (OH)}_3 + 2 \text{ HCO}_3^- + 2 \text{ H}^+.$$
 (2)

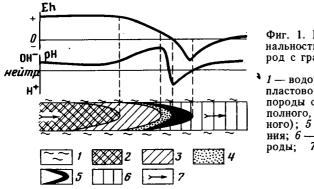
Тот же эффект снижения рН имеет место в ходе окисления углистого и битумного вещества [8].

Окисление трудноразлагаемых алюмосиликатов, содержащих в своем составе наряду с закисным железом щелочи и щелочные земли (прежде всего магний), сопровождается противоположным эффектом — подщелачиванием среды, согласно, например, уравнениям реакций окисления биотита и Fe—Mg-хлорита 1:

¹ Привнос K+ и H₄SiO₄ в реакции (4) обеспечивается наличием их концентраций в подземных водах аридных провинций порядка 15—20 мг/л.

$$3 \text{ KFe}_{2}\text{Mg [AlSi}_{3}\text{O}_{10}] (OH)_{2} + 1,5 \text{ O}_{2} + 21 \text{ H}_{2}\text{O} \rightarrow \\ \rightarrow \text{KAl}_{2} [\text{AlSi}_{3}\text{O}_{10}] (OH)_{2} \cdot \text{H}_{2}\text{O} + 3 \text{ FeOOH} + \\ + 3 \text{ Fe (OH)}_{3} + 6 \text{ H}_{4}\text{SiO}_{4} + 3 \text{ Mg}^{2+} + 2 \text{ K}^{+} + 8 \text{ OH}^{-}; \\ 3 \text{ Fe}_{2}\text{Mg}_{2}\text{Al}_{2} [\text{Al}_{2}\text{Si}_{2}\text{O}_{10}] (OH)_{8} + 1,5 \text{ O}_{2} + \\ + 4 \text{K}^{+} + 6 \text{H}_{4}\text{SiO}_{4} \rightarrow 4 \text{ KAl}_{2} [\text{AlSi}_{3}\text{O}_{10}] (OH)_{2} \cdot \text{H}_{2}\text{O} + \\ + 3 \text{ FeOOH} + 3 \text{ Fe (OH)}_{3} + 6 \text{ Mg}^{2+} + 6 \text{ H}_{2}\text{O} + 8 \text{ OH}^{-}.$$

Поэтому пластово-окисленным зонам, развивающимся по породам, содержащим как аутигенные дисульфиды Fe(II), так и обломочные минералы — алюмосиликаты типа биотита или железомагнезиального хлорита, вероятно, свойственно проявление *щелочно-кислотной зональности*, выражающейся в смене *кислотной волны* на переднем фронте продвижения зоны лимонитизации *щелочной волной*, следующей в авангарде более тыловой части этой зоны. Эта схема в генерализованном виде отражена на фиг. 1.



Фиг. 1. Принципиальная схема зональности пластово-окисленных пород с графиками изменения Eh и рН среды

1 — водоупорные породы;
 2 — 4 — пластово-окисленные проницаемые породы с подзонами окисления (2 — полного, 3 — неполного, 4 — частичного);
 5 — зона уранового оруденения;
 6 — неокисленные безрудные породы;
 7 — направление движения пластовых вод

По характеру окраски среди пластово-окисленных пород выделяются следующие основные типы: 1) буро-желтоцветный, 2) белесо-желтоцветный, 3) белоцветный, 4) зелено-желтоцветный, 5) розовоцветный, 6) желто-розовоцветный.

Буро-желтоцветный тип отвечает зонам пластового окисления пород, относительно богатых аутигенными минералами железа (пирит, марказит, сидерит, анкерит, шамозит и др.) и, как правило, органическим веществом. Концентрации $F_{e_{\text{вал}}}$ в неизмененных породах превышают 1%, $Fe(II)_{\text{пир}} = 0.2\%$. Это преимущественно песчаники с глинистым цементом, либо пески, содержащие часто прослои, «обрывки» и катуны глин.

В палеогеографическом отношении рассматриваемые породы представляют собой осадки морского прибрежья и мелководья, подводной дельты, аллювиальные осадки гумидных провинций, отложения припойменных частей русл крупных транзитных рек в их низовьях. Состав терригенных зерен преимущественно кварцевый или кварц-полевошпатовый с относительно небольшим количеством слюд, кремней, обломков пород. Известны случаи, когда зоны пластового окисления имеют региональный характер и развиваются от примыкающих к областям инфильтрации первичных красноцветов сначала по полимиктовым слабовосстановленным пескам пролювиально-аллювиального пояса, а затем по глинисто-песчаным отложениям низовий долин крупных рек, подводной дельты и морского прибрежья. При этом распространение буро-желтоцветного типа ограничено передовыми частями этих зон. При переходе к более тыловым частям последних окраска пластово-окисленных пород в соответствии с фациальными изменениями из буровато-желтой становится белесо-желтой или розовой. Эти особенности характерны, в частности, для описанных авторами месторождений в аллювиальных песчаниках [9]. Ширина буро-желтоцветной зоны в таких случаях варьирует от десятков метров до нескольких километров.

Типоморфными минералами пластово-окисленных пород рассматриваемого типа являются гётит и гидрогётит, образующие в песчаниках буровато-желтые, желто-бурые и оранжевые порошковатые скопления и корочки.

Вблизи выклинивания зоны пластового окисления выделения новообразованных гидроокислов Fe(III) имеют обычно характер четких псевдоморфоз по дисульфидам и карбонатам Fe(II). В более тыловых частях профиля окислительной зональности происходит местное перераспределение окисного железа и его фиксация в форме распыленных выделений буровато-желтых гидроокислов на зернах различных минералов; гётит при этом заменяется гидрогётитом [16].

Образование буровато-желтых гидроокислов Fe(III) по пириту и сидериту описывается уравнениями реакций (1)—(2). Подкисление среды при этом приводит к частичному выносу Fe(II) из передовой части пластово-окисленной зоны в соответствии с реакцией

$$FeS_2 + 3.5 O_2 + H_2O \rightarrow Fe^{2+} + 2 SO_4^{2-} + 2 H^+,$$
 (5)

некоторому осветлению пород и последующему осаждению эпигенетических дисульфидов железа в сопредельной рудной зоне [14].

Окисление железистого хлорита (шамозита), осуществляемое согласно уравнению реакции

$$3 \operatorname{Fe_4Al_2} [\operatorname{Al_2Si_2O_{10}}] (\operatorname{OH})_8 + 3 \operatorname{O_2} + 4 \operatorname{K}^+ + 6 \operatorname{H_4SiO_4} \rightarrow \\ \rightarrow 4 \operatorname{KAl_2} [\operatorname{AlSi_3O_{10}}] (\operatorname{OH})_2 \cdot \operatorname{H_2O} + 6 \operatorname{FeOOH} + \\ + 6 \operatorname{Fe} (\operatorname{OH})_3 + 2 \operatorname{H_2O} + 4 \operatorname{H}^+,$$
 (6)

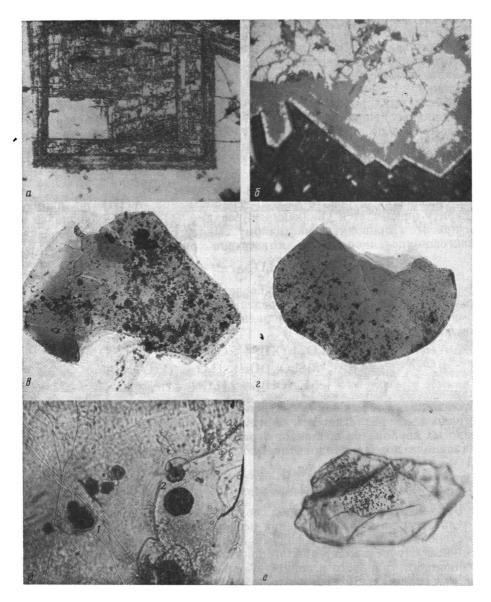
обусловливает образование смеси гётит-гидрогётита и гидрослюды; аналогично здесь разлагается и биотит. При окислении марганцовисто-железистых карбонатов возникает агрегат гидроокислов Fe(III) и Mn(IV), придающих породе мелкопятнистую черно-коричневую окраску:

$$\begin{array}{l} 5 \ (Fe_{0.4}, \ Mn_{0.4}, \ Mg_{0.2}, \ Ca_{1.0}) \ [CO_3]_2 + 1,5 \ O_2 + 6 \ H_2O \rightarrow \\ \rightarrow FeOOH + Fe \ (OH)_3 + 2 \ MnO_2 + 5 \ CaCO_3 + 5 \ HCO_3^- + Mg^{2+} + 3 \ H^+. \end{array} \ \ (7) \end{array}$$

Буро-желтая окраска пород водоносных горизонтов, возникшая в результате пластового окисления песчано-глинистых разностей, богатых восстановителями (дисульфидами железа и органическим веществом), в общем случае является благоприятным признаком пластово-инфильтрационного уранового и сопутствующего ему (Se, Re, Mo) оруденения, так как свидетельствует о контрастности восстановительного барьера на выклинивании пластово-окисленных зон.

Вместе с тем рассматриваемый тип пластово-окисленных пород характеризуется активной сорбцией урана на новообразованных гидроокислах Fe(III). При этом происходит значительное обогащение этих пород ураном относительно сероцветных неизмененных [13], и последние не могут служить источником полезного компонента при инфильтрационном рудогенезе. Следовательно, для процессов рудообразования здесь требуются дополнительные источники рудного вещества, находящиеся за пределами соответствующих фациальных зон или вмещающих горизонтов в целом, т. е. необходимо, чтобы уран привносился с инфильтрационными кислородными водами из сопредельных областей развития маложелезистых отложений или из пород фундамента.

Белесо-желтоцветный тип характерен для зон пластового окисления песчаных пород, содержащих валовое железо в количестве от 0,2 до 0,8%. Такие концентрации свойственны хорошо сортированным полевошпато-кварцевым и олигомиктовым кварцевым пескам, представляющим собой русловые осадки крупных долин палеорек, иногда прибрежно- и мелководно-морские отложения. Пластово-окисленные пески имеют равномерно крапчатую светло-желтую окраску с точечными выделениями гидроокислов Fe(III) по пиритсодержащим обломкам пород,



Фиг. 2. Окислы и гидроокислы железа зоны пластового окисления в отложениях верхнего сенона (а—в— желтоцветные породы; в—е— розовоцветные) а— начальная стадия замещения пирита гётитом по зонам роста, отраженный свет, увел. 1000; б— частичная псевдоморфоза гётита по пириту, отраженный свет, увел. 400; в— глобулярные агрегаты ржаво-бурого гётита в обломочном биотите, проходящий свет, увел. 320; е— глобулярные агрегаты красного гематита в обломочном биотите, проходящий свет, увел. 320; д— частичные (1) и полные (2) псевдоморфозы красного гематита по пириту в обломочном биотите, проходящий свет, увел. 500; е— глобулярные агрегаты красного гематита, образующие порошковатые налеты на обломочных зернах, проходящий свет, увел. 200

минералам тяжелой фракции, пиритсодержащему углистому детриту. Терригенный материал (кварц, полевые шпаты) и глинистый цемент окрашиваются в бледно-желтые тона. Четкими псевдоморфозами гидроокислов Fe(III) фиксируются контакты с прослоями и катунами глин, а также спорадически встречающиеся участки, богатые дисульфидами Fe(II) и углистым веществом.

Как и в породах буро-желтоцветного типа, по пиритам всех морфологических разновидностей образуются псевдоморфозы гётита желтого, ржаво-бурого и оранжевого цветов (фиг. 2, a, б). Псевдоморфное замещение крупных пирит-марказитовых стяжений сопровождается частичным перераспределением железа с образованием пустот выщелачивания в пределах самих стяжений и колломорфных агрегатов гидроокислов Fe(III) во вмещающих песках. В обломочном биотите возникают глобу-

лярные агрегаты гётита ржаво-бурого цвета (см. фиг. 2, в).

Зоны пластового окисления белесо-желтоцветного типа, развивающиеся в мощных толщах монотонных маложелезистых аллювиальных песков, бедных восстановителями, обычно не сопровождаются практически значимым инфильтрационным урановым оруденением. Последние образуются лишь при сопряжении области выклинивания зоны пластового окисления с сероцветными припойменными или пойменными отложениями, когда характеризуемые пески чередуются с прослоями глин и алевролитов, либо включают катуны глин и углистый материал. В сечении пластово-окисленных зон такие участки выделяются чередованием белесо-желтоцветных хорошо проницаемых и буро-желтоцветных менее проницаемых пород [9].

Низкие содержания Fe в пластово-окисленных породах белесо-желтоцветного типа определяют невысокий уровень сорбционного накопления урана в этой литолого-геохимической среде. Здесь, как правило, отмечается дефицит содержаний U по сравнению с неизмененными сероцветами $(1-2\cdot10^{-4}\%)$ и менее против $3-5\cdot10^{-4}\%$), что решает вопрос об источнике рудного вещества при пластово-инфильтрационном процессе в пользу вмещающих отложений.

Белоцветный тип зон пластового окисления представляет собой случай, когда фильтрация кислородных вод происходит по хорошо сортированным олигомиктовым кварцевым пескам, почти лишенным минералов закисного железа — как обломочных, так и аутигенных (содержание Fe_{Ban} менее 0,3-0,1%). Это главным образом отложения открытого морского прибрежья (пляжей) и мелководья (осадки подводных отмелей, кос, баров и т. д.). Вторым представителем белоцветного типа являются песчаные породы, ранее подвергшиеся поверхностной лимонитизации и последующему эпигенетическому восстановлению с интенсивным выносом железа. Кислородные пластовые воды следуют по таким породам транзитом, и развитие зон пластового окисления не приводит к ощутимому изменению окраски этих пород.

Индикатором пластово-окислительных процессов в рассматриваемых случаях являются не сами хорошо проницаемые белоцветы, а переслаивающиеся с ними или находящиеся в их подошве и кровле слои алеврито-глинистых пород, более богатых закисным железом. В пределах пластово-окисленных зон такие породы неизбежно подвергаются лимонитизации и окрашиваются в буровато-желтые тона, что позволяет сделать вывод о наличии окислительного эпигенеза и в сопряженных с ними белоцветных песчаных литологических разностях. Урановое оруденение здесь может быть сформировано в подошве и (или) кровле белоцветных пластово-окисленных зон, на контакте с породами, содержащими органическое вещество и другие восстановители U(VI). Примеры подобного оруденения, контролируемого «струями горизонтального просачивания» при опережающем распространении пластового окисления по оглеенным пескам верхней части водоносного комплекса, приведены в работе [9].

Зелено-желтоцветный тип представляет зоны пластовой лимонитизации, развивающиеся по мелководно- и прибрежно-морским глинисто-песчаным породам и кварцевым пескам, содержащим значительное (до 3—5%) количество аутигенного глауконита. Последний постепенно буреет, превращаясь в смесь гидрослюдистых минералов с гётитом и гидрогётитом [16].

Наблюдения показывают, что тусклый зеленовато-желтый фон пластово-окисленных пород рассматриваемого типа обусловлен не столько окислением самих зерен глауконита, сколько глауконитоподобных чешуйчатых гидрослюд, обволакивающих обломочный материал. Относительно невысокое содержание железа в гидрослюдах приводит к тому,

что возникающие буровато-желтые гидроокислы Fe(III) не образуют четких псевдоморфных выделений, как бы растворяясь в глинистой зеленоцветной массе.

Пластово-окисленные зоны зелено-желтоцветного типа, формирующиеся в песках или песчаниках значительной мощности, бедных органическим веществом и обладающих низкой восстанавливающей способностью, при отсутствии наложенного восстановительного эпигенеза не могут рассматриваться как благоприятная предпосылка при поисках инфильтрационного уранового оруденения.

Розовоцветный тип пластово-окисленных пород, обусловленный появлением новообразованного гематита или его водных аналогов (гидрогематит, турьит и др.), широко развит на ряде рудных объектов и площадей.

Причины возникновения в зонах пластового окисления розовых и красных окрасок пород пока окончательно не выяснены. В работе М. Ф. Каширцевой [5] выделены две разновидности розовато-красных гидроокислов Fe(III), встречающихся среди пластово-окисленных пород:

слагающие отдельные участки в псевдоморфозах, сгустках и т. п. и являющиеся результатом окисления железосодержащих минералов; с желто-бурыми гидроокислами Fe(III) они связаны постепенными переходами;

развитые в виде порошковатых наметов на различных зернах без видимой связи с какими-либо первичными железосодержащими минералами.

Вторая минеральная разновидность проявляется азонально по отношению к строению зон пластовой лимонитизации — вплоть до появления наложенных выделений гематита за выклиниванием этих зон, в прилегающих сероцветных породах. В таких гематизированных участках существенно возрастают концентрации общего и окисного железа. Соответственно эти участки представляют собой зоны красноцветного ожелезнения пород и рассматриваются как результат деятельности восходящих восстановительных растворов, транспортировавших железо и осаждавших его в окисной форме при попадании в кислородную среду или в непосредственной близости от последней [1]. В подобных случаях часто устанавливается контроль проявлений гематитизации проницаемыми зонами разломов и их тесный парагенезис с комплексом новообразований термального восстановительного эпигенеза: сульфидизацией, карбонатизацией, иногда аргиллизацией, окремнением, апатитизацией, битуминизацией и т. д. Специальное рассмотрение данного вопроса выходит за рамки настоящей статьи. Примеры эпигенетической гематитизации (а также гётитизации), сопровождающей приразломные урановые «руды восстановления», иногда наложенные на пластово-окисленные породы, приведены в работах [1, 2, 10, 15 и др.].

О происхождении первой, псевдоморфной разновидности розоватокрасных гидроокислов Fe(III) высказывались разные мнения. Предполагалось, в частности, что в отличие от буровато-желтых гидроокислов красные (гидрогематит) образуются на больших (>500 м) глубинах в условиях несколько повышенных температур пластовых вод, окисляющих породу [16], а также, что эти гидроокислы маркируют более древние (преимущественно мезозойские) зоны окисления, когда в результате старения буро-желтые выделения гётит-гидрогётита переходят в более стабильную минеральную форму — гематит или турьит [6].

Обе гипотезы, однако, не имеют достаточного обоснования. Розовоцветно-окисленные породы нередко сменяют желтоцветные как раз в направлении к поверхностным выходам пластов (а не наоборот) и часто связаны с развитием молодого, плиоцен-четвертичного инфильтрационного процесса; между тем буровато-желтые гидроокислы в погребенных зонах поверхностной лимонитизации вполне сохраняются с мезозоя, а в платформенных отложениях — с палеозоя, не обнаруживая признаков преобразования в красно-розовые [9].

Совокупность полученных нами данных свидетельствует о том, что если исключить из рассмотрения случаи красноцветного ожелезнения, обусловленные деятельностью восходящих Fe-содержащих растворов, то появление в зонах пластового окисления розовоцветно-окисленных пород имеет, как правило, литолого-геохимическую мотивировку.

На многих пластово-инфильтрационных урановых месторождениях в песках и песчаниках розовоцветно-окисленные породы слагают тыловые части зон пластового окисления, зачастую примыкающие к расположенным ближе к области питания пластовых вод проницаемым первичным красноцветам. Ширина полос этих эпигенетических розовоцветов различна — она зависит от соотношения в исходных терригенных породах железисто-магнезиального хлорита и биотита, с одной стороны, пирита, сидерита и углистого вещества — с другой, и часто определяется положением полосы фациального перехода исходных аллювиальных песков в песчано-глинистые отложения. В тех случаях, когда в исходных породах первые минеральные компоненты существенно преобладают над последними, что свойственно полимиктовым, слабо диагенетически восстановленным аллювиальным пескам, эпигенетические розовоцветы достигают области выклинивания зон пластового окисления. В русловых полевошпат-кварцевых песках с относительно небольшими содержаниями обломочных биотита и магнезиального хлорита отрыв передовой части розовоцветной зоны от фронта продвижения зоны пластовой лимонитизации составляет 10-15 км. В морских хорошо отсортированных олигомиктовых кварцевых песках розовоцветная зона практически не раз-

Указанное двучленное строение (передовая желтоцветная часть и тыловая розовоцветная) свойственно зонам пластового окисления, развивающимся в породах различного возраста. Она отмечается в юрских отложениях на ураноугольных месторождениях, описанных А. С. Столяровым и С. Д. Расуловой [11]; на месторождениях в нижнесенонских песках, охарактеризованных М. Ф. Каширцевой [5]; на месторождениях в верхнесенонских отложениях, изученных авторами настоящей статьи; в рудовмещающих эоценовых песчаниках южной части бассейна Паудер-Ривер (шт. Вайоминг, США) [17].

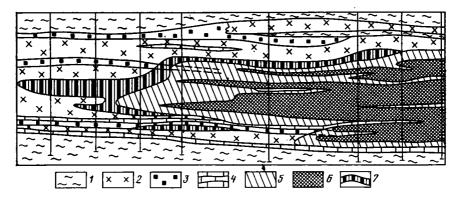
Так, на ураноугольных месторождениях соотношение розовоцветной и желтоцветной зон пластового окисления четко зависит от литологофациальных особенностей вмещающей толщи, определяемых строением орогенных впадин. Розовоцветная зона обычно сменяется желтоцветной на участках появления в разрезе угольных пластов, и ширина первой зоны тем больше, чем дальше от области инфильтрации появляются эти пласты.

Строение эпигенетической зональности месторождения, приуроченного к циклично построенной дельтовой толще нижнего сенона, показано на фиг. 3.

Розовая окраска тыловых частей зон пластового окисления создается псевдоморфозами гематита по зернам биотита (см. фиг. 2, z) и Fe—Mg-хлорита; в непосредственной близости от реликтов этих минералов гематит образует корочки и порошковые выделения (см. фиг. 2, ∂). В этом случае вкрапления пирита, находящиеся в зернах железосодержащих силикатов или вблизи последних, также замещаются розовокрасными (а не буровато-желтыми, как в передовой части зоны пластового окисления) окислами железа (см. фиг. 2, e); это относится также к редко встречающимся здесь реликтам мелкого углистого детрита.

Розовую окраску при пластовом окислении очень часто приобретают карбонатные породы — доломиты и известняки [12]. Они характеризуются развитием розово-красных гидроокислов Fe(III) по порам, трещинкам, сутуро-стилолитовым швам, створкам раковин моллюсков, концентрам оолитов и т. д., фиксируя места былого присутствии дисульфидов Fe(II), обломочного биотита и хлорита. В местах замещения значительных скоплений пирита окраска карбонатной породы становится оранжевой, вплоть до желто-бурой.

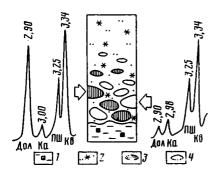
Связь между появлением розовой окраски пластово-окисленных пород и присутствием в последних карбонатного вещества характерна для проницаемой толщи верхнего сенона, накапливавшейся в условиях аллювиальной равнины при наличии семиаридного климата и изобилующей внутриформационными перерывами в седиментации. Диагенетические карбонаты (Fe—Mn-доломит, кальцит) находятся здесь в виде рассеянной примеси в пойменных алевролитах и глинах, образуют цемент базальных конгломератов и грубозернистых песчаников, внутри пачек рыхлых русловых песков создают прослои крепких карбонатных песчаников — следы былых солонцовых почв. При наложении на эти породы



Фиг. 3. Положение пластово-окисленных пород розовоцветного типа в профиле рудоконтролирующей эпигенетической зональности на урановом месторождении в дельтовых отложениях нижнего сенона

1-4 — неокисленные породы (1 — глинистые, 2 — песчаные с содержанием Fe(II) $_{\rm ппр}$ менее 0,5%, 3 — то же, более 0,5%, 4 — прослои песчаников с карбонатным цементом); 5-6 — пластово-окисленные породы (5 — буро-желтоцветные, 6 — розовоцветные); 7 — урановое оруденение

зон пластового окисления часто образуется гематит, иногда в ассоциации с гидроокислами марганца. Так, розовая окраска глинистых катунов в базальных горизонтах песчаных пачек обусловлена примесью в них доломита (фиг. 4). Катуны, лишенные этой примеси, окрашены в желтый цвет.



Фиг. 4. Зависимость цвета глинистых катунов в зоне пластового окисления от содержания в них доломита (зарисовка интервала пород мощностью 0,5 м и фрагменты дифрактограмм) 1 — неокисленные серые алевролиты с пиритом, 2 — окисленный крупнои среднезернистый песок; 3 — глинистые катуны розового цвета; 4 — глинистые катуны желтого цвета. Буквами обозначены рефлексы доломита (Дол), кальцита (Ка), полевых шпатов (ПШ) и кварца (Кв)

Карбонатные песчаники приобретают при окислении розовато-красную окраску, если содержания MgO в цементе превышают 7% (таблица), в противном случае цвет их становится желтым и желто-коричневым. Присутствие в составе исходного доломита изоморфной примеси Mn(II) в количествах >0.5% может полностью затушевать цвет новообразованных гидроокислов Fe(III), обусловливая темно-коричневую и черную окраски таких участков пород. В целом пятнистое распределение окрасок в обломочных породах с кальцит-доломитовым цементом обусловлено возникновением сложно сочетающихся агрегатов гидро-

Содержание MgO, CaO, MnO и $Fe_{0.6\,\mathrm{m}}$ в различноокрашенных песчаниках с карбонатным цементом и массивной текстурой, %

Цвет породы	Число проб	MgO	CaO	MnO	Fe _{общ}
Розовый, красный	4	7,8	15,8	0,35	2,1
Коричневый	3	3,6	11,4	0,66	1,0
Желтый	6	4,2	12,0	0,30	0,9
Коричневый	6	0,5	15,8	0,78	2,0

окислов железа (групп гематита и гётита) и марганца, высвобождающихся в процессе окисления Fe---Мп-содержащего доломита.

Розово-красные окраски возникают при резком преобладании в составе доломитовой молекулы магния над железом и марганцем, что приводит при окислении минерала к подщелачиванию среды в соответствии с уравнениями реакций:

$$8 (Fe_{0,25}, Mg_{0,75}, Ca_{1,00}) [CO_3]_2 + 0.5 O_2 + 6 H_2O \rightarrow Fe_2O_3 + 8 CaCO_3 + 8 HCO_3^- + 6 Mg^{2+} + 4 OH^-;$$

$$20 (Fe_{0,1}, Mn_{0,1}, Mg_{0,8}, Ca_{1,0}) [CO_3]_2 + 1.5 O_2 + 16 H_2O \rightarrow Fe_2O_3 + 8 Mg^{2+} + 8 Mg^{2+} + 8 OHCO_3^- + 10 OHC_3^-$$
(8)

$$\rightarrow$$
 Fe₂O₃ + 2 MnO₂ + 20 CaCO₃ + 16 Mg²⁺ + 20 HCO₃⁻ + 12 OH⁻. (9)

В случае противоположных соотношений (при преобладании Fe или Mn над Mg) окисление рассматриваемых карбонатов сопровождается подкислением растворов (7) и при этом выделяются желто-бурые гидроокислы железа группы гетита.

Образование гематита замещения в карбонатных прослоях приводит к появлению красной окраски во фронтальной части зоны пластового окисления.

При широком развитии среди белесо-желтоцветных или буро-желтоцветных пластово-окисленных пород прослоев, обогащенных карбонатным веществом, возникают зоны желто-розовоцветного типа. Розовато-красные гидроокислы железа пигментируют как карбонатные прослои, так и примыкающие к ним рыхлые пески. Здесь наряду с псевдоморфозами распространение приобретают глобулярные выделения вишнево-красного гематита.

Желто-розовоцветный тип пластово-окисленных пород развит также в бескарбонатных песках, где появляются признаки щелочной обстановки диагенеза осадков — новообразованные каемки адуляра вокруг обломочных зерен калиевого полевого шпата и выделения в поровом пространстве породы аутигенного альбита. В этом случае розовато-красные гидроокислы Fe(III) образуются вокруг катунов глин, по контакту с глинистыми прослоями, маркируя былые скопления дисульфидов Fe(II); они полностью прокрашивают глины, в составе которых присутствует доломитовая составляющая. Точечные и более крупные выделения розово-красных гидроокислов железа, располагаясь среди желтоокрашенных пород, создают псевдоморфозы по тонкодисперсному пириту, заключенному внутри скорлуповатых обособлений монтмориллонита.

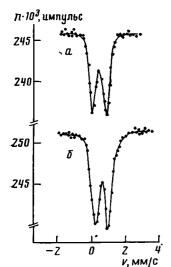
Таким образом, совокупность данных — связь розово-красных гидроокислов Fe(III) с окислением биотита и Mg-содержащего хлорита в тыловых частях зон пластового окисления, приуроченность их к карбонатным породам и участкам развития терригенных пород с Fe—Mn-доломитовым цементом, а также пород с признаками щелочной обстановки осадконакопления и диагенеза — свидетельствует о том, что возникновение розовоцветного (и близкого к нему желто-розовоцветного) типа пластово-окисленных пород обусловлено повышенной щелочностью окисляющейся среды.

Для проверки этого вывода и подкрепления данных литолого-геохимических и минералогических наблюдений были выполнены следующие эксперименты. Кислый раствор двухвалентного железа нейтрализовали едким кали в первом случае до рН 6—7, во втором 9—10. К вы

павшему осадку темно-зеленого цвета быстро приливали перекись водорода до полного окисления Fe(II). Этот процесс сопровождался снижением величины рН, которая в итоге составила соответственно 4,0 и 8,5. Осадок, высушивавшийся в течение 3 ч при 85° С, в результате опыта 1 приобрел буровато-желтую окраску, опыта 2 — буровато-красную. При растирании и последующей отмывке черта второго полученного минерала стала вишнево-красной.

Исследование минеральных фаз методом мессбауэровской спектроскопии показало, что продуктом, полученным при рН 4,0, является гидрогетит с повышенным содержанием воды и с мессбауэровскими параметрами, равными $\delta = 0.55$ мм/с, $\Delta = 0.7$ мм/с (фиг. 5, a). В буроватокрасном осадке опыта 2 (рН 8,5) изомерный сдвиг ($\delta = 0.5$ мм/с) и квадрупольное расщепление ($\Delta = 0.75$ мм/с) наиболее близки (см. фиг. 5, δ) к параметрам ферригидрита — протовещества гематита [7].

Ф. В. Чухров с соавторами [3] на основании большого числа выполненных экспериментов пришли к заключению, что гётит является един-



Фиг. 5. Мессбауэровские спектры продуктов опыта I(a) и опыта 2(6). v — скорость движения источника, n — число зарегистрированных импульсов

ственным устойчивым окислом Fe(III) в кислых и ультращелочных средах. В области значений рH от \sim 7,5 до 12,5 этот минерал непосредственно из соединений закисного железа в присутствии растворенной кремнекислоты не образуется, уступая место ферригидриту.

Так как наиболее широко эпигенетические розовоцветы распространены в тех проницаемых горизонтах осадочных пород, которые богаты обломочными железосодержащими минералами, карбонатами и относительно бедны органическим веществом и дисульфидами Fe(II), их нельзя в целом рассматривать как показатель, благоприятный для формирования на выклинивании пластово-окисленных зон промышленного уранового оруденения. К тому же повышенная щелочность среды эпигенеза, маркируемая породами розовоцветного типа, способствует устойчивости растворе уранил-карбонатных анионов и затрудняет восстановительное осаждение урана в областях выклинивания зон окисления.

Отрицательная роль этих факторов может сглаживаться лишь при наличии контрастного восстановительного барьера, определяемого, например, существованием в подошве водоносного горизонта угольного пласта (ураноугольный тип

месторождений) или присутствием в зоне неокисленных пород эффективных эпигенетических восстановителей урана (битумов, сероводорода, водорода), поступивших ранее или поступающих параллельно с развитием пластово-окислительного процесса в рудовмещающую толщу извне.

Вместе с тем в рассматриваемых случаях широкого распространения розовоцветно-окисленных пород возможно формирование в области восстановительного барьера наряду с урановым оруденением ванадиевого. Установлено [4], что миграционная способность V в ураноносных кислородных водах резко возрастает при повышении щелочности среды, причем, начиная с величин рН 8,2—8,3, становится возможной транспортировка этого элемента совместно с ураном в концентрациях $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$ г/л. Соответственно розовоцветные зоны пластового окисления могут рассматриваться как поисковый критерий пластово-инфильтрационных ванадиевых руд, которые и сопутствуют урановому оруденению на ролловых месторождениях в известняках [16].

Поисковая значимость пластово-окисленных зон желто-розовоцветного типа определяется их промежуточным положением между благо-приятными для инфильтрационного рудообразования породами бурожелтоцветного типа и менее благоприятными — розовоцветного типа

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что окраска пластово-окисленных пород зависит от фациально-палеогеографической принадлежности исходных отложений, которая определяет уровень содержаний железа и характер его первичных минеральных форм, от положения рассматриваемого участка в профиле пластовой окислительной эпигенетической зональности, щелочно-кислотного режима минералообразующей среды, наличия и характера предшествующих эпигенетических преобразований, а также от присутствия осложняющих пластово-инфильтрационный процесс азональных проявлений восстановительного эпигенеза.

Породы, богатые углистым веществом и дисульфидами железа, приобретают при пластовом окислении густую буровато-желтую окраску, вызванную развитием гидроокислов Fe(III) группы гётит-гидрогётита. Белесо-желтый цвет характерен для зон пластовой лимонитизации, развивающихся по маложелезистым пескам с низким содержанием темноцветных компонентов, белый — по хорошо отсортированным кварцевым пескам, а также олигомиктовым пескам и породам, претерпевшим ранее поверхностное окисление и последующее оглеение; зеленовато-желтая окраска возникает при пластовом окислении глауконитсодержащих песков и глинистых песчаников.

Розовая окраска пластово-окисленных пород, обязанная присутствию новообразованных окислов Fe(III) группы гематита, есть чаще всепоказатель повышенной щелочности минералообразующей среды. Она может явиться следствием как общей последовательности окисления железосодержащих минералов (наличие щелочной волны в тылу зоны пластового окисления, где происходит разложение биотита, Fe— Mg-хлорита, Fe-доломита), так и местных геохимических особенностей вмещающей литологической среды (окисление участков пород, богатых щелочными и щелочно-земельными элементами). В соответствии с этими особенностями окисляющиеся породы нередко приобретают пятнистую или полосчатую окраску, где углистые остатки, пирит, сидерит и Fe-хлорит замещаются буро-желтыми, а биотит, Fe-Mg-хлорит и Fe-Mn-доломит — розово-красными гидроокислами железа. В тех случаях, когда железистые минералы, богатые щелочами и щелочными землями, играют важную роль в составе исходных пород, что определяет повышенную щелочность среди минералообразования, розово-красными гидроокислами начинают замещаться даже пирит и органические остатки.

При прочих равных условиях наиболее интересны при поисках уранового оруденения в областях выклинивания пластово-окисленных зон их буро-желтоцветные разности, а также белесо-желтоцветные и белоцветные, переслаивающиеся с буро-желтоцветными или замещающиеся последними. Зоны пластового окисления, полностью сложенные породами белесо-желтоцветного, белоцветного, а также зелено-желтоцветного и розовоцветного типов, могут сопровождаться промышленным урановым оруденением главным образом лишь при наличии в пластах азональных проявлений восстановительного эпигенеза. Розовоцветным зонам пластового окисления может сопутствовать эпигенетическая ванадиевая минерализация.

Литература

- 1. Булатов С. Г., Щеточкин В. Н. Особенности рудообразующего процесса на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности. — Сов. геология, 1970, № 4,
- 2. Булатов С. Г., Щеточкин В. Н. Минералого-геохимические особенности уранового оруденения, наложенного на окисленные породы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, c. 38—52.
- 3. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975. 206 с. 4. Жильцова И. Г., Шмариович Е. М., Полупанова Л. И., Перлина С. А. Физикохимические условия формирования рудной карнотитовой минерализации.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 6, с. 49-60.

- Каширцева М. Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. М.: Недра, 1970. 153 с.
- 6. Кисляков Я. М. О двух главнейших типах древнеэпигенетических урановых месторождений мезозойского возраста.— В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных минералов (тез. докл.). М.: ВИМС, 1979, с. 59—61.
- 1979, с. 59—61.
 7. Коченов А. В., Добровольская Н. В., Зайцева Г. М. и др. Опыт изучения минералогии железа в зоне окисления урановых месторождений физическими методами.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 5, с. 104—112.
- 8. Лисицин А. К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недра. 1975. 248 с.
- ческих урановых руд). М.: Недра, 1975. 248 с.

 9. Расулова С. Д., Яшунский Ю. В., Максимов И. Б. Роль вмещающих пород в формировании пластово-инфильтрационного месторождения в аллювиальных песчаниках.

 Литология и полез. ископаемые, 1982, № 3, с. 80—93.
- Рослый А. И. О локализации уранового оруденения в карбонатных породах.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 1, с. 84—97.
 Столяров А. С., Расулова С. Д. Основные черты эпигенетических ураноугольных
- 11. Столяров А. С., Расулова С. Д. Основные черты эпигенетических ураноугольных месторождений.— В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982, с. 186—194.
- таллов. М.: Наука, 1982, с. 186—194.
 12. Шмариович Е. М. К вопросу о рудоконтролирующей эпигенетической зональности на урановых месторождениях в карбонатных породах.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 105—116.
- 13. *Шмариович Е. М.* Содержание урана в неизмененных осадочных породах различных типов и зонах окисления.— Литология и полез. ископаемые, 1973, № 2, с. 109—121.
- 14. Шмариович Е. М., Голубев В. С. Поведение железа в процессе пластово-инфильтрационного уранового рудообразования.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 3, с. 85—95.
- 15. Шмариович Е. М., Щеточкин В. Н. Приразломное оруденение на пластообразных эпигенетических месторождениях урана.—Сов. геология, 1972, № 10, с. 109—116.
- 16. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования/Под ред. Перельмана А. И. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.
- 17. Devis J. F. Uranium deposits in the Powder River Basin.— Contribs Geol., 1969, v. 8, № 2, p. 1, p. 131—141.

Мингео СССР, Москва

Поступила в редакцию 20.XI.1985

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1986

КРАТКИЕ СООБШЕНИЯ

УДК 553.31:553.32:551.35(266)

СОСТАВ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ БРАЗИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ *ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.*

В 31-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1983—1984 гг.) металлоносные осадки были обнаружены в Бразильской котловине (ст. ДМ-2842, глубина 4450 м). Работы велись на полигоне II, расположенном в зоне абиссальных холмов (фиг. 1). На четырех станциях при помощи малой (72 мм в диаметре, трубка ПТ) и большой (127 мм в диаметре, трубка ТБД) геологических трубок, а также при помощи диочерпателя «Океан-50» и большой цилиндрической драги были отобраны колонки осадков, Fе—Мпконкреции и коренные породы. Задачей настоящей статьи является описать состав металлоносных осадков.

С вершины вулканической горы (ст. ДМ-2842, глубина 4300 м, фиг. 2) дночерпателем был поднят обломок тектонической брекчии базальтового состава, а со склона (глубина 4750—4300 м) — около 300 кг сильновыветрелых обломков базальтов и туфов, покрытых марганцевой коркой. В драге оказалось 8 кг Fe—Мп-конкреций размером до 5 см в диаметре. Величина Fe/Mn у большинства конкреций составляет

1.06 - 1.52

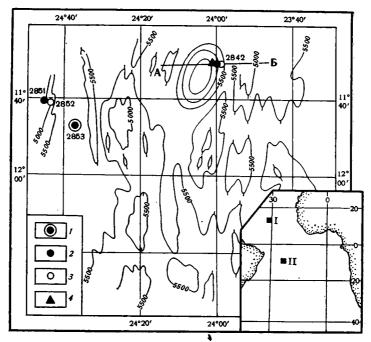
В колонке ДМ-2842 верхний (0—10 см) слой осадков представлен слабоизвестковыми пелагическими голоценовыми илами (таблица). Карбонаты состоят из кальцита (раковники фораминифер, продукты их распада и незначительное количество кокколитов). Ниже (10—19 см) залегают светло-коричневые красные глубоководные глины, а под ними (19—61 см) плотные металлоносные мелкоалевритовые илы. На горизонте 19—20 см обнаружены две Fе—Мп-конкреции и марганцевая корочка размером до 2 см. Металлоносные илы состоят из монтмориллонита, небольшой примеси кварца и рентгеноаморфного вещества (фиг. 3, 4). Во фракциях >0,05 мм обнаружено под микроскопом много (9—42% от тяжелой подфракции) гидроокислов железа, зубов и костей рыб. В следовых количествах обнаружены также магнетит, серпентин, друзы цеолитов, фосфаты, аутигенные кальцит и барит, магнитные шарики, выветрелые зерна, моноклинные пироксены, марганцевые микроконкреции, остатки растворения раковинок фораминифер, а также угловатые изотропные кремнистые частички, похожие на бесцветное вулканическое стекло (в фракции 0,05—0,01 мм эти частички составляют около 5%). В легкой подфракции преобладают глинистые агрегаты, зубы и кости рыб. В следовых количествах обнаружены кварц, остатки раковинок фораминифер, скелеты диатомей, аутигенный кальцит. Осадки с горизонта 19—68 см практически немые. Предположительно их можно отнести к плейстоцену.

В илах содержится в среднем Fe 9,99%, Мп 2,31% (см. таблицу), значение коэф-

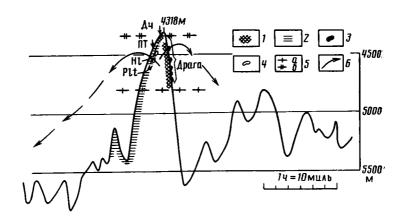
В илах содержится в среднем ге 9,99%, Мп 2,31% (см. таолицу), значение коэффициента рудности (Fe+Mn)/Ті [4] достигает 60. Осадки содержат повышенные количества Сu, Ni, Co, Mo, V, Zn, Zr и Na и пониженные (по сравнению с красными глинами) количества титана. По среднему содержанию изученных химических элементов металлоносные осадки со ст. ДМ-2842 стоят между типичными металлоносными осадками ВТП и окисленными пелагическими илами (красными глубоководными глинами) Канарской котловины (см. таблицу, ст. ДМ-2828), в которых гидротермальное вещество практически полностью отсутствует. Красная глубоководная глина, отобранная на том же полигоне II, что и ст. ДМ-2842, но на расстоянии от нее примерно в 40 миль (ст. ДМ-2853), также заметно обогащена железом, марганцем и микроэлементами (см. таблицу, фиг. 1). Глина со ст. ДМ-2853 на 8—23% (от валовой пробы осадка) состоит из монтмориллонита, на 4—8% из кварца и на 60—80% из рентгеноаморфного вещества (см. фиг. 4). Но в отличие от осадков ст. ДМ-2842 в осадке со ст. ДМ-2853 в отдельных прослоях в заметных количествах появляются калиевые полевые шпаты (до 4—7%), плагиоклазы (до 3—4%), каолинит-хлорит (до 3—6%). и иллит (до

5-9%).

В легкой подфракции 0,1—0,05 мм колонки ст. ДМ-2853 резко преобладают глинистые агрегаты и агрегатные образования неясного (гидротермального?) генезиса (88—98% от подфракции). Кварц составляет 0,5—2%, кости, чешуя и зубы рыб 0—15% (их много на горизонтах 240—390 см, мало на горизонтах 0—240 см). В следовых количествах обнаружены: продукты распада раковинок фораминифер, скелеты диатомовых водорослей, остатки радиолярий и их шипы, зеленые слюды, полевые шпаты. Тяжелых минералов во фракции 0,1—0,05 мм очень мало (<0,01% от фракции 0,1—0,05 мм). В единичных зернах встречены: черные рудные минералы (ильменит?), обыкновенная роговая обманка, биотит, мусковит, хлорит, циркон, рутил, эпидот, дистен. Все эти минералы присутствуют в основном в слое 0—25 см. По всей



Фиг. 1. Расположение станций НИС «Дмитрий Менделеев» (31-й рейс, 1983—1984 гг.) на полигоне II в Бразильской котловине I— трубка большого диаметра (ТБД); 2— драга; 3— прямоточная трубка ПТ; 4— дночерпатель (Дч); АБ— профиль дна, показанный на фиг. 2. Рельеф дна приведен по данным Ю. Д. Евсюкова. На врезке—расположение полигонов I и II (на полигоне I отобрана колонка ДМ-2828)



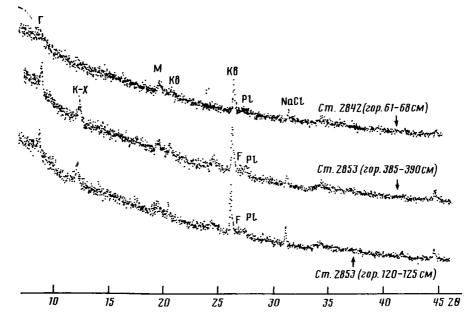
Фиг. 2. Профиль дна и распространение пород, конкреций и осадков на ст: ДМ-2842

1 — выветрелые базальты, вулканические брекчии; 2 — металлоносные осадки; 3 — конкреции (3 — голоцена, 4 — плейстоцена); 5 — критическая глубина карбонатонакопления (a — для голоцена, b — для плейстоцена); b — предполагаемые пути распространения гидротермального вещества

колонке встречаются лишь единичные зерна гидроокислов железа, рудных черных минералов (ильменит?), эпидот, циркон, а также зубы и кости рыб, выветрелые зерна: По отдельным находкам радиолярий С. Б. Кругликова предполагает, что осадки со ст. ДМ-2853 являются плейстоценовыми.

В связи с тем, что в глинах со ст. ДМ-2853 повышены (по сравнению с обычными пелагическими илами Атлантического океана, в том числе и со ст. ДМ-2828, см. таблицу) содержания Fe, Mn, Cu, Ni, Co, а также гидроокислов железа, можно считать, что некоторая часть этих глин сформировалась за счет гидротермальных источников:

Об активном проявлении гидротерм на обследованной вулканической горе свидетельствует очень большое количество гидротермально измененных вулканических по-



Фиг. 3. Дифрактограммы металлоносных осадков со ст. ДМ-2842 и ДМ-2853 Сокращения: Кв — кварц; Pl — плагиоклазы; F — калиевые полевые шпаты; М — монтмориллонит, Г — гидрослюда, К-Х-каолинит-хлорит

род, поднятых драгой и дночерпателем на ст. ДМ-2842. Вулканические стекла и цемент вулканических брекчий здесь полностью потеряли свой первоначальный облик и превратились в рыхлую аморфную или цеолитовую массу. Сильное гидротермальное воздействие претерпели и ультраосновные породы, которые были обнаружены в ядрах конкреций. Они превратились либо в серпентинит-хлоритовую, либо в цеолитовую массу. Такие сильно измененные массы по сравнению со слабо измененными базальтами содержали пониженные количества Fe, Mn. Ti, Cu и Co и повышенные K, Ni.

Реакционное железо в колонке ст. ДМ-2853 представлено исключительно Fe³+ и составляет около 20% от Fевал. Остальные 80% представлены обломочным Fe. Более подробно формы Fe, а также Mn, Cu и Zn были изучены при помощи вытяжек [1]. В металлоносных осадках колонки ст. ДМ-2842 резко преобладают раскристаллизованные формы гидроокисей Fe и аморфные гидроокиси марганца (см. фиг. 4). На втором месте стоит железо, находящееся в кристаллической решетке минералов, а у марганца — раскристаллизованные гидроокиси. Медь и цинк большей частью связаны с раскристаллизованными гидроокисями железа и марганца.

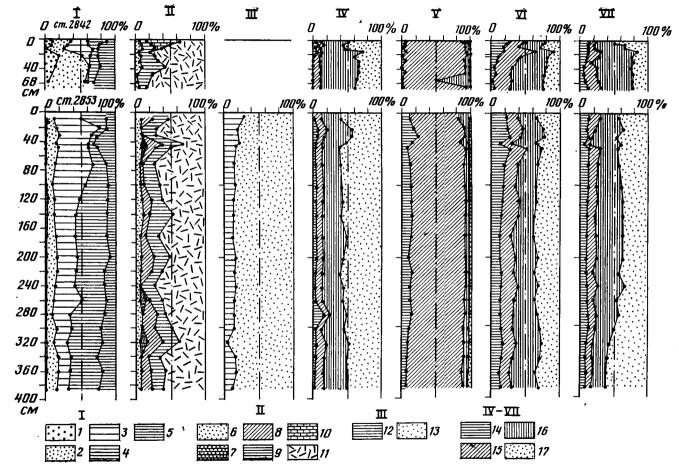
В колонке ст. ДМ-2853 железо находится преимущественно в кристаллической решетке минералов, а марганец — в виде аморфных гидроокисей. Медь и цинк представлены всеми четырьмя изученными формами в соотношениях, показанных на фиг. 4 (графики VI и VII). Как видно, по соотношению форм Си и Zn ближе стоят к Fe, чем к Mn.

Можно предположить, что обследованная нами подводная вулканическая гора (район ст. ДМ-2842) еще в плейстоцене представляла собой активно действующий подводный вулкан, который находился в гидротермальной стадии развития. Рудное вещество, поступающее из гидротерм (они, очевидно, находились на вершине горы), покрывало склоны вулкана довольно равномерным слоем. Об этом свидетельствует одинаковость физических свойств (шоколадная окраска, большая плотность), а также отсутствие слоистости, биогенных остатков и терригенных обломочных минералов и одинаковые содержания химических элементов в слое осадков 19—68 см. Кроме того, рудное вещество рассеивалось по большой площади дна (на расстоянии до 40 миль), о чем свидетельствует заметно повышенное количество частиц аморфных и слабо раскристаллизованных гидроокислов Fe и аморфных частиц Мп, а также повышенные валовые содержания Fe, Mn, Ni, Cu и Co в колонке ст. ДМ-2853. В самом концеворма гидротермальная деятельность вулкана стала затихать. Очевидно, в это время усилились также придонные течения у дна вершины горы, что привело к перерыву в осадконакоплении в районе ст. ДМ-2842, к образованию на поверхности дна полиметаллических конкреций. В голоцене темпы осадконакопления усилились, уровень критической глубины карбонатонакопления опустился примерно на 400—500 м, что привело к быстрому накоплению довольно мощного (0—19 см) слоя слабоизвестковых и известковых илов в районе отбора колонки ст. ДМ-2842. Конкреции и чистые (без карбонатов) металлоносные осадки были захоронены. В результате предполагаемой разности окислительно-восстановительного потенциала Мп, а также Си, Ni и Со из слоя металлоносных осадков мигрировали вверх, сильно обогатив тем самым нижнюю часть илов слоя 0—19 см.

Содержание химических элементов в металлоносных осадках и красных глубоководных глинах Атлантического океана

Станция,	Горизонт,					Содержа	ние, %						Соде	ержание,	10-4, %			Fe+Mn
(глубина, м) см Тип осадка	Тип осадка	CaCO ₃	Сорг	Fe	Mn	Ti	К	Na	Fe+Mn	Cu	Ni	Со	Zn	Zr	v	Mo	Ti	
ДМ-2842 (4450)	0—5	Ил пелагический, слабо- известковый, светло- коричневый	23,52	0,87	5,10	0,95	0,24	0,79	2,25	6,05	200	200	80	145	<50	370	<5	25
	5—10 10—15	То же Красная глубоководная глина	18,76 9,01	0,30 0,80	6,40 6,80	1,19 1,29	0,28 0,34	1,15 1,68	3,08 3,38	7,59 8,09	260 290	200 250	60 120	212 216	<50 <50	370 340		27 24
	15—19	То же	1,75	0,61	6,22	2,55	0,29	1,20	2,88	8,77	590	1200	230	253	<5 0	>1000	<5	30
	19—25	Металлоносный ил, очень плотный, шоколадного цвета	9,76	0,74	10,00	2,05	0,26	1,63	3,68	12,05	44 0	500	130	326	240	95 0	850	46
	25—30 35—40 45—50 55—61	To we	7,75 4,50 2,75 5,00	0,50 0,44 0,19 0,47	9,75 10,25 10,25 9,71	2,35 2,40 2,42 2,35	0,26 0,21 0,23 0,27	1,53 1,53 1,30 1,53	2,70	12,65	360 250 240 250	250 420 250 150	110 110 160 110	337 324 300 312	230 570 580 50	450 400 450 440	840 890 870 200	47 60 55 45
Сре	і Еднее для гор	изонта 19—61 см	5,91	0,47	9,99	2,31	0,25	1,50	2,95	12,22	308	314	124	320	334	538	730	50
ДМ-2853 (5850)	385—390	Красная глубоководная глина	2,00	0,03	8,00	0,90	0,40	1,50	2,05	8,90	14 0	40	75	151	_	<u>.</u>		22
ДМ-2853 (5850)	0-390	То же (среднее по 20 пробам)	1,06	0,27	6,16	0,71	0,47	1,75	2,44	6,77	198	162	100	144	-	-	_	16
ДМ-2828 (5630)	0—336	» (среднее по 21 пробе)	16,47	0,81	5,56	0,20	0,52	1,73	1,92	5,76	77	97	37	_	_	-	_	11
Атлантика	0—5	Пелагические илы *	1—10	0,36	4,98	0,44	0,45	_	_	5,42	_	64		_	_	_	_	12
ВТП**		Металлоносные осадки	_	l –	14,90	3,73	0,10	_	_	18,63	1169	515	122	_	_	_	_	186

^{*} Среднее по 26 пробам, отобранным с глубин >5 км [по 2]. ** ВТП—Восточно-Тихоокеанское поднятие (0—30° ю. ш.), среднее по 210 пробам [по 3].



Фиг. 4. Литологический состав и формы химических элементов в осадках ст. ДМ-2842 и ДМ-2853 I — гранулометрический состав (фракции, мм), %: 1—1—0,1; 2—0,1—0,01; 3—0,01—0,005; 4— 0.005—0.001; 5—<0.001; II — минеральный состав данным дифрактометрии), в % от валовой пробы осадка: 6 — кварц; 7 — полевые шпаты; 8 — иллит и каолинит; 9 — монтмориллонит; 10 — кальцит (биогенный); 11 рентгеноаморфные фазы; III — реакционные формы Fe (определены в свежих влажных пробах осадков на судне): 12 - Fe^{3+}_{peakli} ; 13 — Fe обломочное (Fe^{2+}_{peaky}) не обнаружено); IV-VII - соответственно формы Fe, Mn, Cu и Zn, определенные в разных вытяжках по методике Г. Ю. Бутузовой и Р. Честера: 14 — сорбированные и связанные с СаСО3 формы элементов; 15 аморфные гидроокиси и связанные с ними формы элементов: 16 раскристаллизованные Fe, Mn и связанные с ними формы элементов; 17 — формы элементов, зафиксированные в кристаллической

решетке

Литература

- 1. Демина Л. Л. Формы миграции тяжелых металлов в океане. М.: Наука, 1982. 26 с. 2. Емельянов Е. М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука
- 3. Лисицын А. П. История вулканизма океанов. В кн.: Океанология. Геология океанов. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 311 с.
- 4. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука,

Атлантическое отделение Института океанологии АН СССР, Калининград

Поступила в редакцию 12.XII.1984

УДК 553.31:553.32:551.35

ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛУБОКОВОДНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД (ПО ЗАРУБЕЖНЫМ ДАННЫМ)

ИВАНОВ А. С., ФИЛЬКИН А. Г.

Разработка принципиально новых методов и способов глубоководной добычи, включая решение вопросов эффективного разрушения горных пород под водой, предполагает детальное изучение объекта разработки, физико-технические свойства которого в существенной мере предопределяют технику и технологию ведения морских экспериментальных горно-добычных работ [6, 13]. Наиболее существенным образом изменения физико-технических свойств, в особенности прочностных и деформационных, сказываются на процессах, связанных с разрушением породного массива [1, 2]. В целом может быть выделен комплекс физических и горно-технологических параметров, характеризующих глубоководные рудные залежи как возможный объект разработки и определяющих эффективность всех технологических процессов в совокупности. Этот комплекс включает базовые физические параметры, характеризующие рудообразование как физическое и геологическое тело, и основные горно-технологические параметры, характеризующие реакцию объекта разработки на действие конкретных механизмов и процессов. При этом свойства рудных залежей должны быть определены как в массиве, так и в образце. Учитывая это, имеющаяся информация о глубоководных полиметаллических сульфидах (ГПС) как нового, перспективного вида полезных ископаемых Мирового океана может быть представлена в следующем виде: описание породного массива, включая его состав, строение, слагающие массив вмещающие породы и руды, физико-технические свойства образцов глубоководных сульфидных руд, включая состав и строение, физические свойства основных породообразующих минералов.

Характеристика породного массива. Каких-либо сведений о проведении натур-

ных определений физико-технических свойств ГПС в массиве в настоящее время нет. Приводится лишь качественное описание отдельных массивов ГПС из некоторых районов Мирового океана по визуальным наблюдениям при исследовании рудопроявлений

с помощью обитаемых подводных аппаратов.

Высокотемпературные (≥300° C) гидротермальные растворы состоят в основном из сульфидов меди и железа, в то время как гидротермы с меньшей температурой образованы сульфидами цинка и железа. Состав и строение, являющиеся прежде всего функцией температуры генерирующих сульфиды растворов, оказывают существенное влияние на изменение физических свойств породного массива. Так, гидротермальные постройки, богатые цинком (21° с. ш. ВТП, хр. Хуан-де-Фука), более хрупкие и более: пористые и имеют толстые стенки, тогда как рудные тела, богатые медью и железом (Галапагосский рифт, 13° с. ш. ВТП), тонкозернисты и более плотные [4, 6, 8]. Рудопроявления в виде конусообразных строений и трубообразных жерл в большинстве случаев состоят из пористого, достаточно прочного, но хрупкого рудного материала. образованного сульфидами (пирит, марказит, сфалерит, вюртцит, халькопирит и др.), сульфатами (ангидрит, барит) и небольшим количеством силикатов и гидроокислов. Внутренняя текстура таких сооружений пористая, губчатая, образована лабиринтами проводящих гидротермальные растворы каналов и трубок, размеры которых колеблются от 0,05 до 15 см в диаметре и около 8—10 см в длину. Стенки трубок и каналов сложены в основном сульфидными минералами. Вместе с тем породный массив, образованный сульфидами, осажденными из высокотемпературных гидротермальных растворов, представлен хорошо уплотненным рудным материалом, имеющим массивную текстуру [5-7, 9]. Таким образом, наблюдаются закономерные изменения физико-технических свойств в массиве, обусловленные изменениями в составе и строении как от района к району, так и в пределах рудной залежи. По всей видимости, также следует ожидать отличия в своиствах рудного материала, слагающего поверхностные части строений, и рудного материала, слагающего основание и внутренние части строений. Физико-технические свойства ГПС в образце. Имеющуюся зарубежную инфор-

мацию о количественных значениях физико-технических свойств глубоководных суль-

Состояние изученности физико-технических свойств ГПС [5, 6, 11]

Физико-технический параметр	Значение	Качественная оценка	Примечание
Плотность ρ_0 , кг/м ³	$(3,5-4,3)\cdot 10^3$	Высокая	_
Объемная масса: сухих образцов ρ_c , кг/м ³	$(1,2-1,9)\cdot 10^3$	Низкая	Определена по стан- дартной методике
образцов, насыщен- ных водой, ρ _в , кг/м³	$(1,9-2,4)\cdot 10^3$	*	Международного бюро по механике гороных пород
Пористость общая Р, %	50—66	Очень высокая	Определена расчетным путем
			$P = rac{ ho_0 - ho}{ ho_0} \cdot 100\%$; возможны значительные вариации
Предел прочности при сжатии: сухих образцов $\sigma_{c,m,c}$, МПа	2,5—9,2	Очень низкий	Получен на основе пря- мого измерения при сжатии правильных
образцов, насыщенных водой, σ _{сжн} , МПа	1,9—25	>	призм
Предел прочности при растяжении $\sigma_{\text{раст}}$	Численных значений нет	>	Качественно оценен по корреляционным зави- симостям
Модуль полной деформации: сухих образцов. $E_{\text{деф}_{\mathbf{c}}}$, МПа	270—670	*	Определен по отноше- нию максимальных разрушающих напря- жений осж к полной
образцов, насыщенных водой, $E_{\rm деф}$ $_{\rm H}$, MПA	120150	»	относительной деформации образца: ε_p $E_{\text{деф}} = \sigma_{\text{c.w}}/\varepsilon_p$
Влажность естественная W_e , %	25—50	_	Оценка по пористости образцов: $W_e = W_n$, где W_n — полная влагоемкость
Коэффициент проницае- мости, Кпр	Численных значений нет	Предположитель- но высокий	Образцы полностью на- сыщаются в течение 10 мин
Коэффициент водопрочности η_p	0,3—0,75	Низкий	$\eta = \sigma_{c *_H}/\sigma_{c *_C}$
Сопротивляемость растворению $ID_{1,,6}$, %	60, 52, 46, 44, 42, 40	Низкая для внеш- него слоя, высо- кая для вну- тренних частей образцов	Процент массы вещества, оставшийся после одного цикла увлажнения и высушивания:
		оораздов	$ID = \frac{B}{A} \cdot 100\%$, где A — масса начальной навески; B — масса навески после опыта
Коэффициент крепости по шкале проф. М. Протодьяконова $f_{ m KD}$	~2	Очень низкий	$f_{\rm кp} = \frac{\sigma_{\rm cm}}{300} + \sqrt{\frac{\sigma_{\rm cm}}{30}},$ возможны более высо-
, ,	_		кие значения
Твердость по Шору, Тш	3	>	Onenene no observivita-
Удельное усилие резания а, н/м		Предположитель- . но низкое	Оценено по объему уда- ляемого матернала V, мм ³ за время t стан- дартного пропила

фидных руд нельзя считать достаточно достоверной и представительной, так как она основана на малочисленных исследованиях, включающих определение свойств на небольшом количестве образцов, небольших по размерам, непостоянных по форме и отобранных с поверхности отложений [6, 9, 11, 13]. При этом опробованный рудный

материал мог быть не характерен для внутренних частей залежей.

Наиболее полный комплекс физико-технических параметров был получен в Торонтском университете А. Кроуфордом и др. на образцах ГПС с участка (21° с. ш.) Восточно-Тихоокеанского поднятия [6]. Испытанные здесь образцы представляют собой мягкий рудный материал, богатый цинком, в отличие от более твердых и более массивных сульфидов, богатых железом и медью, с Галапагосского района и с участка (13° с. ш.) Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Состояние изученности физических и горно-технологических свойств ГПС наглядно представится, если известную информацию о количественных значениях отдельных параметров ГПС представить но комплексу основных физико-технических параметров горно-морского сырья. Из таблицы видно, что данные по механическим свойствам представлены не в полном объеме, вовсе отсутствуют данные по тепловым (теплопроводности, удельной теплоемкости, линейному тепловому расширению, температуре и удельной теплогемкости, линейному тепловому электросопротивлению, относительной диэлектрической проницаемости, тангенсу угла диэлектрических потерь, относительной магнитной проницаемости) свойствам и ряду горно-технологических параметров.

Данные по минеральному составу проб глубоководных полиметаллических сульфидов из различных районов гидротермальных рудообразований [10, 12] позволили выделить основные породообразующие минералы: сульфиды Fe, Zn, Cu, Pb, окислы и гидроокислы Fe и Si, сульфаты Ва и Ca, силикаты Mg, средние значения механиче-

ских тепловых и электромагнитных параметров которых известны [3].

Физические свойства минералов. Данные по минеральному составу проб глубоководных полиметаллических сульфидов из различных районов гидротермальных рудообразований [10, 12] позволили выделить основные породообразующие минералы, средние значения физических свойств которых известны по работе [3].

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

Выводы о физико-технологических свойствах глубоководных сульфидов предварительны.

Отложения представлены сульфидами различных металлов в смеси с сульфатами,

осажденными из гидротермальных растворов.

Текстура руд в зависимости от характера и условий осаждения изменяется от пористой, губчатой до плотной, массивной. Структура руд кристаллическая, однороднозернистая, порфировая. При этом руды, образованные из высокотемпературных растворов и богатые сульфидами меди и железа, как правило, плотные, мелкозернистые, а руды, богатые сульфидами цинка, в противоположность первым пористы.

Функциональная зависимость физических свойств от состава и строения ориентировочно и качественно выражается следующим образом: руды, богатые цинком, представлены мягким материалом, в то время как руды, богатые железом и медью, более

твердые и прочные.

Помимо выявленного изменения физико-технических свойств глубоководных сульфидных руд, обусловленного изменениями в составе и строении от одного рудного тела к другому, возможны значительные вариации свойств в пределах одного месторождения и в пределах исследуемых полигонов на рудном теле, вызванные различиями

в составе и строении поверхностных и внутренних частей отложений.

По проведенным зарубежным исследованиям на образцах глубоководных сульфидных руд, отобранных с поверхности отложений, можно заключить, что исследованные образцы глубоководной сульфидной руды по плотности относятся к тяжелым горным породам ($\rho_0 \gg 3,8 \cdot 10^3$ кг/м³), но зачастую с очень низким (< 0,15) коэффициентом плотности. По характеру связей отдельных зерен глубоководные сульфиды могут быть отнесены к твердым горным породам — породам с жесткой, упругой связью между частицами минералов, но с очень низкими прочностными показателями ($\sigma_{c,w} < 100$ кгс/см²), сопоставимыми с прочностными показателями угля, слабых алевролитов и аргиллитов, и с показателями, соответствующими легкоразрушаемым горным породам (такая характеристика полезного ископаемого может быть непредставительна для внутренних частей отложений, где вполне вероятно залегает более прочный рудный материал).

Приведенные значения прочностных и деформационных характеристик исследованных образцов глубоководных сульфидных руд в сухом и насыщенном водой состояниях указывают на снижение предела прочности образцов (η_p 0,3—0,75) и увеличение

области пластических деформаций при росте влажности.

В целом физико-технические свойства глубоководных сульфидных руд, во многом определяющие их разрабатываемость, отличаются очень низкой изученностью и требуют проведения комплексных научно-исследовательских работ.

Литература

1. Новик Г. Я. Комплексное исследование физических свойств горных пород применительно к задачам горного производства: Автореф. докт. дис. М.: МГИ, 1970. 43 с.

2. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1984. 359 с.

- 3. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. М.: Недра, 1975. 279 с. 4. Эдмонд Дж. К. фон Дамм. Горячие источники на дне океана.— В мире науки, 1983, № 6, с. 45—60.
- 5. Backer H., Marchig V. Sulfide ores from the deep-sea: The research programme GEOMETER with R/V Sonne.— Meeres Technik, 1983, № 4, p. 134—140.
 6. Crawford A., Hollingshead St., Scott St. Geotechnical engineering properties of deep-ocean polymetallic sulfides from the 21° N, East Pasific Rise.— Marine Mining, 1984, 1984, 1985. v. 4, № 4, p. 355—407.
- 7. Francheteau J. et. al. Massive deep-sea sulfide ore deposits on the East Pasific Rise.—
 Nature, 1979, v. 277, № 5697, p. 523—528.

 8. Hauman R. M., Kaster M. Hot spring deposits on the East Pasific Rise, at 21° N:
 Preliminary description of Mineralogy and Genesis.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, v. 53, № 3, p. 363—381.
- Malahoff A. Polymetallic sulfides the technological challenge. Sea Technology, 1982, v. 23, № 8, p. 25—27.
 Malahoff A. A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Ga-
- lapagos Rife with some continental deposits.— Marine Technol. Soc., J., 1982, v. 16, № 3, p. 39—45.
- 11. Oudin E. Hydrotermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21° N). Pt. I.-
- Marine Mining, 1983, v. 4, № 1, p. 59—72.

 12. Rona P. Exploration for hydrotermal mineral deposits at sea floor spreading centers.— Marine Mining, 1983, v. 4, № 1, p. 7—38.
- 13. Welling C. G. Polymetallic sulfides: an industry view point. Marine Technol. Soc. J., 1982, v. 16, № 3, p. 5—7.

Мингео СССР, Москва

Поступила в редакцию 24.XII.1985

ХРОНИКА

УДК 553.61

О VIII МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПО ГЛИНАМ ДРИЦ В. А.

В августе 1985 г. в г. Денвере (США) проходила VIII Международная конференция по глинам, в которой приняло участие около 450 ученых из 37 стран. Научная программа конференции включала рассмотрение около 260 докладов, распределенных по следующим разделам: 1) геология и геохимия глин; 2) минералогия глин; 3) кристаллические структуры и кристаллохимия глинистых минералов; 4) смешанослойные минералы; 5) диагенез (катагенез); 6) катализ, химия поверхности глинистых минералов; 7) практическое использование глин и охрана окружающей среды; 8) Fe—Alокислы, аморфные материалы; 9) почвы; 10) органика в глинах; 11) механика почв, реология; 12) аналитические методы.

Программа конференции кроме перечисленных вопросов включала также специализированные школы — семинары, посвященные количественному фазовому анализу глин, методическим приемам интерпретации смешанослойных минералов, а также воп-

росам преподавания глинистой минералогии студентам.

Серьезные проблемы, которые встречаются на пути использования рентгеновского количественного фазового анализа глин, детально проанализировал в своем докладе P. Pейнольдс (США). Достаточно сенсационно прозвучал доклад, представленный д-ром \mathcal{I} . \mathcal{I} . $\mathcal{$

Особое внимание участников конференции привлекла секция «Кристаллические структуры и кристаллохимия глинистых минералов». Проф. Бейли (США) подчеркнул, что в период с 1981 по 1985 г. проводились интенсивные исследования по уточнению кристаллических структур филлосиликатов дифракционными методами, что существенно расширило наши знания о геометрии, энергетике, кристаллохимии и дальнем порядке — беспорядке в распределении катионов для всех основных групп глинистых минералов. Благодаря применению комплекса современных физических методов, включающих ИК, ЯГР, ЯМР, рамановскую спектроскопию, появилась возможность устанавливать более тонкие структурные особенности слоистых силикатов. Эта новая ситуация нашла отражение в тематике докладов, представленных в данной секции. В. Есвиг (ФРГ) рассказал о результатах применения дифракции нейтронов для определения положения протонов и характера распределения изоморфных катионов в маргарите, мусковите, клинтоните и Мд-хлорите. Дж. Бен-Браим с соавторами (Франция) раскрыли тонкие структурные особенности Nа-бейделлита, связанные главным образом со структурой межслоевого пространства и способом наложения 2:1 слоев в кристаллах этого минерала. С. Гугенхейм (США) сделал доклад о пока еще слабо изученных слоистых силикатах с модулированными структурами, включающих сепиолит, палыгорскит, манассеит, зуссманит и т. п. Роль новых аналитических методов в установлении реальной структуры слоистых силикатов продемонстрировали испанские ученые во главе с Х.-М. Серратозой, которые с помощью ядерного магнитного резонанса высокого разрешения решили задачу о ближнем порядке — беспорядке в распределении Si и Al в мусковите, флогопите и других слюдах. М. Аморик с соавторами (Франция) использовали электронную микроскопию высокого разрешения для изучения механизма образования глауконитов. По их мнению, новообразование является более приемлемым механизмом, чем теория «слоевой решетки».

В секции по аналитическим методам были представлены доклады по усовершенствованию методических возможностей изучения глин. Например, *X. Кодама* (Япония) рассказал о методике селективного химического растворения, позволяющей одновременно удалять из анализируемых образцов аморфные компоненты, содержащие Si, Al, Fe. *T. Атанака* с соавторами (Япония) описали методику, позволяющую существенно улучшить степень структурного совершенства монтмориллонита путем его обработки

в 1-2 M растворе TiCl₄ при комнатной температуре.

В секции по минералогии основное внимание уделялось кристаллохимическим характеристикам отдельных плохо изученных минералов, новые возможности в исследовании которых появились в связи с использованием современного научного оборудова-

вия, Ф. Конин с соавторами (Франция) изучали Ni-содержащий смектит, образующийся на ранних стадиях латеритного выветривания пироксенов. Микрозондовый анализ частиц днаметром 300 Å показал гомогенность их состава. Однако применение методов инфракрасной спектроскопии и расширенного рентгеновского анализа тонкой структуры спектров поглощения (EXAFS) позволило установить, что гомогенный в первом приближении смектит в действительности состоит из доменов пимелитового и нонтронитового типа, т. е. в октаэдрах 2:1 слоев имеет место сегрегация N_i и Fe^{3+} . Аналогичный вывод получен A. Мансо μ Γ . Калласом (Франция). С помощью EXAFSa они установили доменное строение Ni-содержащих керолитов и хлоритов даже когда содержание NiO было менее 7%. Д. Бадо с соавторами (Франция) сделали доклад на тему «Железистый триоктаэдрический смектит из современных металлоносных отложений впадины Атлантис-II (Красное море): трансформация в окислительных условиях». Авторы утверждали, что они обнаружили триоктаэдрический смектит, который окислялся на воздухе и в течение нескольких дней преобразовывался в диокта. эдрический нонтронит с выделением окислов железа по краям частиц. $\mathcal{Д} \mathscr{m}$. $\mathcal{U} \wp \rho \jmath e \check{u}$ с соавторами (Франция) представили доклад на тему «Химический анализ индивидуальных частиц глинистых минералов: октаэдрический состав смектит-палыгорскитовой и смектит-сепиолитовой ассоциаций». Ч. Ломбарди с соавторами (Италия) комплексом методов изучали разные размерные фракции каолинитов осадочного и гидротермального генезиса. В более тонких фракциях осадочного каолинита наблюдалось уменьшение степени структурного совершенства, а в гидротермальном - росло содержание иллита и смешанослойных фаз иллит-смектита.

Смешанослойные минералы представляли одну из основных тем конференции. В. А. Дриц представил пленарный доклад «Дифракционные и индикаторные характеристики смешанослойных минералов», в котором особо подчеркнул достижения советских ученых, внесших серьезный вклад в разработку дифракционных методов струк-

турного изучения смешанослойных минералов.

На секции по смешанослойным минералам тематика докладов в основном была связана с анализом взаимосвязей между структурой, химизмом и условиями образования двух основных групп смешанослойных минералов: иллит-смектитов и сапонитхлоритов. А. Алиетти и М. Бригатти (Италия) представили доклад на тему «29 A смешанослойные минералы: кристаллохимический обзор и генетические взаимоотношения, выявленные мультивариантными статистическими методами». На основе изучения литературных данных по 100 анализам корренситов и тосудитов авторы установили кристаллохимическую специфику корренситов, встречающихся в осадочных отложениях, почвенных профилях, в слабометаморфизованных и гидротермальных породах, и тосудитов, обнаруженных только в гидротермальных и осадочных породах. М. Бодин и Б. Мадсон (США) на примере изучения соленосных отложений формации Херлюса (шт. Юта, США) наблюдали последовательность минералов от клинохлора через клинохлор, содержащий смектитовые слои, к корренситу по мере увеличения солености бассейна. Клинохлор преобладал в известняках, смешанослойные минералы с 30—50% разбухающих слоев были приурочены к доломитам. Предполагается, что исходным минералом был смектит, который в зависимости от величины Mg/H+ превращался в клинохлор или смешанослойный клинохлор-смектит. В докладе А. Йноэ (Япония) сравнивались особенности смешанослойных сапонит-хлоритов диагенетического и гидротермального происхождения. Д. Еберл и Я. Шродон (США) доложили результаты лабораторного изучения процесса образования смешанослойных иллит-смектитов за счет иллитизации К-насыщенных смектитов, подвергнутых многократным процессам смачивания и высушивания. Пропорция иллитовых слоев была тем выше, чем выше средний заряд 2:1 слоев исходных смектитов. Увеличение рН среды увеличивало скорость иллитизации и повышало заряд 2:1 слоев. Смешивание в дистиллированной воде Nасмектитов с K-содержащими минералами (мусковиты, флогопиты, K-полевые шпаты) приводило к удалению катионов K+ из K-минералов и их адсорбции смектитами с образованием таких же смешанослойных фаз, которые возникали из К-насыщенных смектитов. А. Брузвити (Швеция), изучив среднеордовикские метабентониты из Кинеккула (Швеция), заключила, что исходный пепловый материал имел возраст 450 млн лет, монтмориллонит образовывался по стеклу, а геотермальные растворы, пропитывавшие породы 340-300 млн лет назад, превращали монтмориллонит в иллит. Метабентониты силурийского периода представлены только иллитами. В ордовике температура была ниже, что приводило к формированию смешанослойных иллит-смектитов. Дж. Ембрегтс и Ф. Конинк (Камерун) обнаружили смешанослойный биотит-диоктаэдрический железистый хлорит в почвах возвышенности Фиби (Камерун).

Основной темой в исследованиях катагенеза глин была реакция иллитизации смектита через серию смешанослойных минералов иллит-смектит. $H.\ Bepzo$ (США) в гидротермально измененных породах из туфов горы Кембелл (шт. Колорадо, США) высенила два типа смешанослойных иллит-смектитов. Один из них содержал 60-80% смектитовых слоев и предположительно образовался под действием минерализованных растворов. Другой тип, содержащий более 95% иллитовых слоев, с аномально высоким (до 10.5%) для риолитовых туфов K_2O , является, вероятно, продуктом регионального калиевого метасоматоза, имевшего место за 1.5-2 млн лет до минерализации, вскоре после отложения туфов. Исключительно детальные сведения по изучению процесса иллитизации были представлены $H.\ Шродоном$ и $H.\ Eберлом$ (США), изучавшими вулканогенные гидротермально измененные породы, представленые в основном иллитовым материалом, иногда в ассоциации с диккитом. Роль кинетических факторов в процессе катагенетических преобразований смектита в иллит была подчеркнута

Ч. Томпсоном и Д. Дженингсом (США). Выявлено, что:

до $T\sim175^{\circ}$ С, при которой фактор ближнего порядка R<3, молодые породы обнаруживают меньшее содержание иллитовых слоев, чем в смешанослойных иллит-смектитах более древних пород. Выше 175° С этой разницы уже не наблюдается;

из одного и того же образца в единой катагенетической серии фракция <2 μ обнаруживает меньшее содержание иллита, чем фракция $<0.1\,\mu$ (при всех температурах, вплоть до 175° С и R<3). Выше 175° С все частицы идентичны по соотношению слоев разного типа. Л. Яу с соавторами (США) изучали механизм формирования иллита и смектита в процессе катагенеза, сравнивая результаты, полученные для отложений Мексиканского залива и осадков Соленого озера. Авторы пришли к выводу, что в обоих случаях имеет место механизм растворения— осаждения. Принципиально новые данные содержались в докладе \mathcal{A} ж. \mathcal{A} хно \mathcal{U} \mathcal{A} . \mathcal{U} икори (США). Они доказали, что в аргиллитизированных третичных осадках Мексиканского залива имеет место преобразование монтмориллонита не только в иллит, но и в каолинит. Содержание и толщина каолинитовых пакетов увеличивались с глубиной погружения осадка. Авторы считают, что каолинит образуется по смектиту в тех местах, где отсутствует К. Необычные данные содержались в докладе C. Анджой (США), показавшей отсутствие диагенетических процессов в меловых морских отложениях бассейна Кампо (Бразилия). Согласно ее наблюдениям, вплоть до глубины 3,5 км и при $T > 100^{\circ}\,\mathrm{C}$ смещанослойный иллит-смектит остается неупорядоченным и существенно не изменяется с глубиной. Автор пришла к выводу, что глинистая ассоциация исследованных пород представляла ранее почвенный материал и что первичный состав смешанослойных глин является: основным фактором, контролирующим отсутствие трансформационных реакций в исследованном районе. Р. Бранч с соавторами (Канада) изучали влияние эпигенетических изменений на первично выветрелый серицит или иллит. Оказалось, что по мере погружения степень структурного совершенства минерала быстро восстанавливается

и появляются дифракционные признаки, характерные для слюды 2 M_1 политипа. Одной из характерных особенностей конференции было то, что в представленных на ней докладах широко использовались методы математической статистики и ЭВМ. Например, М. Бригатти и А. Греднани (Италия) изучали на этой основе зависимость химии биотитов от их генезиса.

Ряд докладчиков остановились на вопросах, связанных с использованием слоистых силикатов в качестве индикаторов P-T-условий вмещающих их пород. В частности, M. $Kазелино и <math>\mathcal{L}$. Husa (Франция) выявили корреляцию между тетраэдрическим AI, числом вакансий и температурой образования хлоритов, являющихся продуктами гидротермального изменения андезитов. Эта зависимость затем успешно применялась к анализу других гидротермально активных систем. H. Hoak с соавторами (Франция) показали, что температура формирования тальков, по данным $^{18}O/^{16}O$, изменяется от 300 до 50° С. В высокотемпературных тальках очень мало (1-2%) железа, тогда как в низкотемпературных оно колеблется от 2 до 10%. Более того, в низкотемпературном, что может служить в качестве индикаторной характеристики условий формирования минералов.

Среди работ по синтезу и термодинамике большое внимание привлек доклад французских ученых во главе с проф. H. $Tap\partial u$, посвященный теоретическому анализу гетерогенного равновесия между ассамблеей глинистых частиц и жидким раствором. X. $Me\ddot{u}$ (США) подчеркнул несоответствие между экспериментальными и теоретическими подходами, рассматривающими 2:1 глинистые минералы как равновесные фазы, и геохимией смектитов. Им предложена квазитермодинамическая модель, иллюстрирующая формирование метастабильных смектитов как необратимый неравновесный пронесс

Обзорный доклад об органоглинистых комплексах был сделан известным специалистом в этой области Γ . Лагали (Φ Р Γ).

Сравнительно много докладов было представлено на секции «Окислы и аморфные материалы». Большинство докладчиков основное внимание концентрировали на изучении генетических и кристаллохимических характеристик отдельных минералов.

На секции по практическому применению глин было заслушано 12 докладов, почти половина из которых была посвящена минералогическому и химическому описанию каолинитовых месторождений. Серия докладов испанских исследователей рекламировала уникальные промышленные качества сепиолита.

Данная конференция особенно ярко продемонстрировала, что в настоящее время успешное решение разнообразных геолого-минералогических задач, связанных с изучением глин, во многом зависит от комплекса применяемых аналитических методов и уровня их использования.

Геологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 6.VI.1986

УДК 551.35

ИНФОРМАЦИЯ О РАБОЧЕМ СИМПОЗИУМЕ ПО ПРОЕКТУ «СЕДИМЕНТ» ТИМОФЕЕВ П. П., ЕРЕМЕЕВ В. В.

В разработке проекта «Седимент», утвержденного ГКНТ и Президиумом АН СССР на одиннадцатую и двенадцатую пятилетки (т. е. по 1990 г. включительно), участвуют 14 научных и научно-производственных организаций: ГИН, ИОАН (Атлан-

тическое и Южное отделения), ИЭМ, ТОИ, ДВГИ ДВНЦ АН СССР, ИГиГФМ АН УССР, Севморгео, ВНИИЗарубежгеология, ВНИИМоргео, Южморгео, ИГиРГИ, МГУ, РГУ.

Результаты исследований должны быть представлены в виде обобщающих статей

и монографий.

Со 2 по 7 сентября 1985 г. в Одессе на базе Одесского государственного университета им. И. И. Мечникова состоялся рабочий симпозиум по проекту, где подводились итоги работ за одиннадцатую пятилетку. Были заслушаны отчеты всех организаций, участвующих в разработке проекта, а также научные сообщения, являющиеся итогами работ.

Проект подразделяется на пять частей, посвященных отдельным аспектам изуче-

ния осадочного чехла Мирового океана.

Н1. Корреляция позднемезозойских и кайнозойских геологических событий на севере Тихого океана.

Н2. Исследования геологии осадочного слоя и палеогеографии Атлантики.

- НЗ. Исследования строения и истории формирования осадочного слоя внутренних морей.
- Н4. Исследования геохимических и минеральных преобразований океанических базальтов.

Н5. Исследования космического вещества и оценка роли космических факторов в

образовании осадочного чехла земной коры.

Параллельно с работой симпозиума проводились заседания по разделу «Стратиграфия осадочного слоя» под руководством д-ра геол.-минер. наук. В. А. Крашенинникова, а также «Сейсмостратиграфия» под руководством д-ра геол.-минер. наук А. Е. Шлезингера.

В докладе чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеева были обобщены результаты исследований за 1981—1985 гг. Подчеркнуто, что в настоящее время в пределах Мирового океана наибольшее количество скважин пробурено в пределах окраинных частей и внутренних поднятий, тогда как в прибрежной зоне и в пределах пелагиали скважин мало. Вместе с тем в докладе отмечалось, что задача проекта — изучать эволюцию осадконакопления в океане как единого целого по схеме: континент — прибрежная зона (шельф, континентальный склон) — пелагиаль. В связи с этим необходимо помимо материала скважин глубоководного бурения использовать дополнительно материалы по геофизике, драгированию, отбору колонок и т. д., а там, где скважины отсутствуют, опираться на материалы геолого-геофизических исследований. Поэтому особое значение приобретает сейсмостратиграфия в сочетании с отбором проб донных осадков. драгированием и палеонтологическим изучением образцов донных проб. Это восполнит отсутствующий материал по глубоководному бурению при палеогеографических построениях. П. П. Тимофеев отметил, что проект предусматривает также анализ опубликованных материалов и прежде всего глубоководного бурения океанов. Собранные на основании литолого-фациального анализа в сочетании с минералого-петрографическим и геохимическим изучением материалы позволяют глубже проникнуть в существо осадочного процесса при формировании первого слоя Мирового океана, выяснить временные и пространственные закономерности образования и распространения различных генетических типов осадков и связанных с ними полезных ископаемых, составить детальные фациальные профили и по отдельным сменяющимся этапам — палеогеографические карты. При палеогеографических реконструкциях необходимо привлекать материалы по геологии прилегающих континентов. Наиболее значительное обобщение материалов по проекту сделано Геологическим институтом АН СССР. Оно охватывает главным образом вторую и частично первую части проекта. Это исследования, касающиеся эволюции осадочного чехла в пределах всего Атлантического и отдельных регионов Индийского и Тихого океанов. Были использованы керны глубоководного бурения, а также привлечены материалы по геологии прилегающих континентов. Построены палеогеографические схемы для основных интервалов мезозойской и кайнозойской истории развития Атлантического океана в связи с развитием окружающих континентов. Выделено три типа ландшафтов, последовательно сменявшихся во времени: озерно-морской мелководный солоноватоводный (юра), лагунно-морской и мелководного моря (нижний — частично верхний мел) и океанический (конец верхнего мела — настоящее время). Установлено, что Атлантический океан в своем развитии прошел следующие стадии: озерно-морскую, мелководно-солоноватоводную, лагунно-морскую, в условиях которой накапливались «черные сланцы», обогащенные в различных соотношениях органическим веществом гумусового и сапропелевого происхождения, и океаническую. Все это нашло отражение в соответствующем типе осадочного процесса.

Изучение литологами ГИН АН СССР осадков впадины Науру, поднятия Хесса и Срединно-Тихоокеанского хребта по материалам глубоководного бурения позволилотакже установить отчетливую смену более мелководных отложений глубоководными

океаническими (в интервале времени от середины мела до плейстоцена)

По проблеме Н2 были заслушаны доклады и отчеты Севморгео, ИГН АН УССР. В отчете и докладе Д. К. Патрунова (Севморгео) отражены историко-геологические проблемы формирования Атлантики, показано, что до верхнего мела Центральная Атлантика была связана со средиземноморским Тетисом, а южная—с южными бассейнами.

В отчете по проблеме Н2, представленном А. Ю. Митропольским (ИГН АН УССР), подчеркнуто, что наиболее интересны результаты исследований в пределах Северной и Центральной Атлантики по условиям формирования фосфоритов на шельфе и материковом склоне Гвинеи, конуса выноса Амазонки, где обнаружены фосфатные глины,

а также железомарганцевые конкреции в различных структурах дна тропической Атлантики. По указанной проблеме были заслушаны научные доклады И. Э. Ламакина «Эдафогенный материал Северной Атлантики», В. Х. Геворкяна «Особенности осадконакопления в пределах поднятий Северной Атлантики», А. Ю. Митропольского, В. П. Усенко, С. И. Шуменко «Литолого-фациальные особенности донных осадков тропической зоны континентальной окраины Западной Африки», С. Н. Довбыша, В. П. Усенко, И. И. Щербакова «Донные осадки конуса выноса Амазонки», Могильного С. А. «Физико-механические свойства донных отложений тропической зоны Атлантического океана», В. А. Емельянова «Результаты исследований формирования донных осадков шельфа Гвинеи».

По проблеме Н1 Ф. Р. Лихт (ТОИ ДВНЦ АН СССР) представил отчет и доклад «Исследование закономерностей современного седиментогенеза в Тихом океане».

По проблеме H1 и H2 A. Э. Левин (ВНИИЗарубежгеология) представил отчет и доклад «Геология осадочного чехла дна океанов и морей», в котором дана характеристика распределения мощностей трех основных комплексов осадочного чехла Мирового океана.

Исследования по проблеме H2 за одиннадцатую пятилетку проведены в Атлантическом отделении ИО АН СССР. В докладе «Геология Сьерра-Леоне», зачитанном Е. М. Емельяновым, показаны условия формирования осадков этой возвышенности и истории ее развития, установлено, что в конце мела возвышенность Сьерра-Леоне существовала в виде приподнятого участка дна и лишь в конце палеоцена произошло

погружение.

По проблеме НЗ сделал доклад А. Е. Шлезингер, в котором отразил результаты работ за одиннадцатую пятилетку и перспективы на двенадцатую. Был также представлен отчет и доклад В. С. Щербакова (Союзморгео) «Исследования осадочного чехла Баренцева моря и Азово-Черноморского региона», в котором даются палеогеографические реконструкции и выявлены ловушки для углеводородов. В докладе Ф. Р. Лихта (ТОИ ДВНЦ АН СССР) «Исследование закономерностей современного седиментогенеза в окраинных морях Азии» приведены карты скоростей осадконакопления. Коллектив МГУ представил доклад «Строение осадочного чехла Черного моря», в котором отражены результаты сейсмофациальных исследований. В отчете коллектива исследователей ИГиРГИ, посвященном изучению закономерностей формирования осадочного чехла Черного и Каспийского морей, показано, что Черноморская впадина была заложена на месте существовавшей в начале мезозоя глубоководной зоны палео-океана Тетис. В отчете А. Ю. Митропольского (ИГН АН УССР) отражены исследования в Черном и Азовском морях в ходе одиннадцатой пятилетки.

Заслушана также серия докладов сотрудников ИГН АН УССР: Ю. Н. Демидюка «Текстурные особенности донных осадков Босфоро-Анатолийской части Черного моря», Ю. И. Иноземцева, Я. К. Лущила «Литология плейстоцена северо-западного шельфа Черного моря», В. И. Огородникова, К. Ф. Крассовского «Литолого-геохимические условия осадконакопления в районах развития ЖМК».

Был зачитан также отчет по проблеме от Южморгеологии и сделан доклад «Геология Черноморской впадины», в котором приведены точные данные о разрезе кайно-зойских отложений до глубин 14—15 км и получены данные о кайнозойской истории впадины.

Отчет по проблеме Н4 и доклады «Изменение базальтов в океанической коре» и «Пелагический седиментогенез в областях формирования ЖМК» были сделаны В. Б. Курносовым и О. В. Чудаевым (ДВГИ ДВНЦ АН СССР). В отчете и докладе Ю. Б. Лихоидова (ИЭМ АН СССР) «Влияние солевой нагрузки водного флюида на гидротермальную обработку глинистого вещества глубоководных осадков» показан характер влияния различных компонентов сложных растворов.

В отчете по проблеме Н5 и сообщении Э. В. Соботовича (ИГФМ АН СССР) «Осадочное вещество в осадочном чехле Мирового океана» отражены результаты исследований осадочного чехла Тихого океана методом нейтронно-активационного анализа. По указанной теме был сделан доклад $\Pi.$ $\Pi.$ Коромысличенко «Радиоуглерод и редко-

земельные элементы в осадках Японского моря».

На заключительном заседании при обсуждении заслушанных отчетов и докладов выступили П. П. Тимофеев, В. Б. Курносов, Д. К. Патрунов, А. А. Чистяков, А. Э. Левин. В принятом решении указывается на необходимость подхода к изучению осадочного чехла Мирового океана с привлечением данных по геологии и прилегающих материков, что поможет в итоге подойти к познанию общих закономерностей развития земной коры. Необходимо шире привлекать методы системного подхода к фациальному анализу отложений осадочного чехла, рассматривать водоемы седиментации и их водосборные бассейны как слоистые системы, где проходят комплексные взаимодействия процессов лито- и морфогенеза. Подобный подход может выявить место и значение каждой фации в единой системе седиментационного бассейна, что послужит научной и методической базой прогноза и выделения ряда фаций, в том числе важных для геологической практики при поисках месторождений нефти и газа, россыпей и других полезных ископаемых.

Геологический институт АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 21.X.1985

ВЕРОНИКА ДАНИЛОВНА КОМПАНЕЕЦ

21 февраля 1986 г. после тяжелой и продолжительной болезни скончалась заведующая редакцией журнала «Литология и полезные ископаемые» Вероника Даниловна Компанеец.

Вероника Даниловна родилась в 1921 г. в Москве в семье служащих. В 1938 г. после окончания средней школы она поступила в Институт иностранных языков. Начавшаяся Великая Отечественная война прервала учебу, Вероника Даниловна была эвакуирована на Урал и здесь начала свою трудовую деятельность. В годы войны и в послевоенные годы она была рабочим, хозяйственником, исполнителем по сбыту, экспедитором АХО, секретарем-машинисткой, стенографисткой; при этом ее всегда отличала удивительная исполнительность, энергия и доброжелательность по отношению к людям.

В 1956 г. Вероника Даниловна поступила на работу в издательство АН СССР, вначале на скромную должность машинистки Управления по выпуску журналов, а затем после окончания двухгодичных курсов редакторов— на должность литературного редактора журнала «Вестник Академии наук СССР», а позже—младшего ре-

дактора «Журнала аналитической химии».

Когда в 1963 г. по инициативе акад. Н. М. Страхова и д-ра геол.-минер. наук В. С. Яблокова был организован журнал «Литология и полезные ископаемые», В. Д. Компанеец была рекомендована руководством отдела журналов издательства АН СССР на должность заведующей редакцией. С тех пор на протяжении 23 лет ее судьбой стала редакционная работа с литологами, трудная деятельность по организации и выпуску журнала, координация действий его руководства, членов редколлегии, рецензентов, авторов, литературных редакторов и типографии.

За время работы в нашем журнале Вероника Даниловна показала себя умным, добрым, тактичным и отзывчивым человеком: она легко находила общий язык и с маститыми учеными, и с начинающими аспирантами, впервые сдававшими в редакцию

свой скромный труд.

Хотя Вероника Даниловна не имела специального геологического образования, она часто с удивительной интуицией проникала в суть обсуждаемых проблем; ее выступления на заседаниях редколлегии всегда вызывали уважение присутствующих.

Огромную работу проводила В. Д. Компанеец при подготовке рукописи к публикации; многократное чтение текста и сверки осуществлялось ею с удивительной настойчивостью и скрупулезностью. Высокая культура речи и широкие знания литературы делали В. Д. Компанеец специалистом высокого класса.

Вероника Даниловна была человеком, на слово которого можно было положиться; во всех своих поступках она не терпела кривых дорог, предпочитая идти прямым и

честным путем.

Но, пожалуй, самой характерной чертой В. Д. Компанеец была беззаветная любовь к своему делу, к журналу «Литология и полезные ископаемые», в который она вкладывала все свои душевные силы, которому отдавала всю себя без остатка.

В том, что наш журнал занимает достойное место среди других периодических изданий Академии наук СССР, а с 1966 г. полностью переводится на английский язык в Нью-Йорке, несомненно, есть большая заслуга В. Д. Компанеец.

Литологическая наука и «журнальный» мир понесли тяжелую утрату: ушел из жизни неравнодушный и талантливый человек прошедший тяжелую школу жизни, но сумевший найти в ней свое место.

Память о Веронике Даниловне Компанеец навсегда сохранится в наших сердцах!

Члены редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые»

Литологи Геологического института АН СССР

Родные и близкие

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 6, 1986

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1986 ГОД

Азизов А. И. Важнейшие закономерности размещения и образования давсонитов	№	5
Батурин Г. Н., Исаева А. Б. Вольфрам в железомарганцевых конкрециях океана Батурин Г. Н., Коченов А. В., Дубинчук В. Т. Уран и торий в железомарганце-	№	2
вых конкрециях океана	№	6
понентов, сорбированных пирокластикой, в питании океанов растворенным материалом	N∘	· [
Бойко Т. Ф., Сотсков Ю. П., Маева М. М. Поведение лантаноидов и иттрия в про- цессе выветривания пород		3
Борисенко Л. Ф., Чудинов В. И. О распределении Sc, Та, Hf, Zr, Co и Fe в коре выветривания рудных габбро-норитов Володарск-Волынского массива		1
Булах А. Г., Шванов В. Н. Апатитовые песчаники в верховьях р. Селигдар в Южной Якутии (Алданский кристаллический щит)		3
<i>Бутузова Г. Ю.</i> К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 1. Источники воды, газов, серы и формиро-		
вание основного солевого состава рудообразующих растворов Бутузова Г. Ю. К. вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном		5
океанском рудогенезе. Сообщение 2. Источники рудообразующих элементов	№	6
Власов В. С., Смирнов М. С., Лисин В. А. Минералого-геохимическая характеристика золото-сурьмяного месторождения Енисейского кряжа Вояковский С. К. Марганценосность Рогачевско-Северотайнинского района Новой	№	5
Земли		3
Георгиевский А. Ф. Харанурское фосфоритовое месторождение		4 2
серии Тунгусской синеклизы		1
CRAIDE TO COMMENT	. 12	
Давыдов Ю. В. Нижнепротерозойские меденосные отложения Угуйской впадины (Южная Якутия) и их корреляция с удоканским комплексом	№	3
бонатных конкреций и вмещающих их ленточно-слоистых отложений в ни- зовьях Енисея	№	6
ной Карелии	№	5
щение 1. Семейство железисто-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты)	№	5
Жемчужников В. Г. Карбонатные брекчии в разрезе верхнекембрийских и ниж-		
неордовикских отложений по логу Батырбай в Малом Каратау	№	6
Иванов Ю. А., Бланк С. М. Литологические особенности карбонатных отложений восточной части Прикаспийской впадины в связи с их нефтегазоносностью	№	3:
Иванова Е. З. Минеральный состав верхневизейских отложений северной части Днепровско-Донецкой впадины	№	3
Каледа К. Г. Вторичные изменения четвертичных базальтов рифтовой долины		
хребта Рейкьянес	№	
нистых породах	№ Mo	
Комаров Ю. В., Якимов В. М. Углеродсодержащие кремнисто-гидрослюдистые алевролиты МНР как сырье для производства легкого заполнителя бетонов	Nº	_
Кропачева С. К., Сонкин Л. С., Пономарев В. Е. Первичные текстуры серных руд	Nº	
и их классификация	№	
чельского месторождения	9.45	U
жений Донбасса	N_{2}	2

<i>Ларская Е. С., Полянская В. С., Котельникова Э. Д.</i> О влиянии состава и строения терригенных сингенетично-нефтегазоносных толщ на аккумуляцию и рас-		
сенвание нефтяных флюидов	№	2
верного Приаралья	№	2
<i>Лисицын А. П.</i> Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 5. Особые механизмы перемещения осадочного вещества и формирования осадочных тел		
второго глобального уровня. Гравититы, их классы и ряды	№	4
типизация седиментогенеза Японского моря. Сообщение 2	№	1
дочного генезиса	Ŋ	4
водных глин океана	№	1
Маслов А. В. Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 2. Фации и палеогеография времени накопления тер-		
ригенно-карбонатных отложений верхней части зильмердакской свиты	N_{2}	3
Маслов А. В. Фациальные особенности верхнерифейских отложений бассейна р. Зилим на Южном Урале	№	4
Менакер Е. А., Федоренко Я. Д. Литогеохимические особенности и генезис суль- фидного оруденения в девонских отложениях Латвии	№	2
Муравьев В. И., Ахмад А. Литолого-петрографические особенности сирийских фосфоритов	Ŋ	4
Осичкина Р. Г., Попов В. С., Тилляходжаев Х. Н. Медь, марганец и железо в со-		
ляных отложениях как индикаторы условий их образования	№	4
Петрова Р. Н., Дементьева О. Ф., Корнева А. Г. Некоторые особенности формирования вторичной пористости в песчано-алевритовых породах мезозоя За-		
падного Предкавказья	№	2
ния в нижнедевонских отложениях западного склона Северного Урала	№	1
ра Бешхода (Западный Узбекистан)	№	4
Расулова С. Д., Яшунский Ю. В., Шмариович Е. М., Максимов И. Б., Коровушкин В. В., Полупанова Л. И. Окраска пластово-окисленных пород и ее поиско-		
вое значение	№	6
пространения осадков в океанах	№	2
ния доломитов различных типов на примере карбонатной толщи Сетте-Да-	№	. 5
бана	312	J
Салтыков В. Ф. Микроэлементы в аллофан-гиббситовых породах Доно-Медведиц- ких дислокаций	N₀	3
Свальнов В. Н. Геохимические неоднородности в разрезах пелагических осадков как показатель перерывов седиментации	№	
Симанович И. М., Дриц В. А., Дайняк Л. Г. Смектиты и изотропные фазы в ба- зальтах Северного Тимана	№	
Соколова Е. А., Шарапов А. И. К геохимии олигоценовых отложений района Ман-	N₂	
гышлакского марганцевого месторождения		-
западной части Витимо-Алданского щита	№	4
Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Макаров Ю. В. Основные черты развития юрских ландшафтов юго-восточной части Средней Азии	N₂	2
Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Макаров Ю. В. Юрские терригенно-минеральные ассоциации Дарвазо-Алайской зоны, Центрального и Юго-Восточного		
Памира	№	5
ху кунгурского калиенакопления	№	6
Успенский В. А., Коченов А. В., Халдей А. Е. Углистое вещество на гидротер-		
мальном месторождении урана	№	1
Фирсова С. О., Ципурский С. И., Черкашин В. И., Шатский Г. В. Рентгенографическое изучение углеродистых веществ и проблема графитового термометра	№	5
Хворова И. В., Воронин Б. И. О преобразовании гиалокластитов (на материале рифтовой зоны залива Таджура)	№	. 4
любова И. В., Руженцев С. В. Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей. Сообщение 2. Отложения палеозойских геосинклиналей.	Nº	
M. COODIGERIC 2. CHARACTER HEATCOSUREMA TEOCRAMATRIANICA	9 45	L

Хераскова Т. Н., Ильинская М. Н. Терригенно-карбонатные (калькаренитовые) отложения Джидинской зоны Монголии	№ 4
Цибульчик В. М., Солотчина Э. П., Шипицын Ю. Г. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в коре выветривания Заангарского щелочного массива (Енисейский кряж)	№ 1
Шуменко С. И., Φ ролова Л. М., Нестерова Л. Л., Дёменко Д. П. К познанию генезиса силицитов (на примере изучения кремневых конкреций Причерноморья и других районов)	№ 1
<i>Щеточкин В. Н., Ткаченко И. И., Шмариович Е. М.</i> Проблема инфильтрационного уранового рудообразования в зонах трещиноватости кристаллических пород	№ 5
Эфендиев И. Э. Диагенез и доломитизация карбонатно-сульфатных пород юры и мела Дагестана	№ 3
${\it Юрель}\ {\it \Gamma}.\ {\it H.,\ Cтаврогин}\ {\it A.\ H.,\ Uванова\ H.\ U.\ }$ Микропреобразования песчаников различных литогенетических типов при высоких поровых давлениях	№ 6
Краткие сообщения	
Богомолова М. Г., Усанова Е. П., Шарикова Е. А. Петрографический состав горючих сланцев Перелюбского месторождения	№ 4 № 3
Гроссейм В. А. , Бескровная О. В. К палеогеографии Тимано-Печорской провинции в среднедевонскую эпоху	№ 4
Дубарь Г. П., Сарбеева Л. И. Находка витрена в морских горючих сланцах Кашпирского месторождения	№ 3
Емельянов Е. М. Состав металлоносных осадков Бразильской котловины .	№ 6
Зайцев Н. С., Коссовская А. Г., Петрова В. В., Рассказов А. А., Бадамгарав Д., Тумэнбаяр Б., Амаржаргал З. Первые находки цеолитолитов в МНР	№ 2
$\it Иванов \ A. \ C., \ \Phi$ илькин $\it A. \ \Gamma. \ \Phi$ изико-технические свойства глубоководных сульфидных руд (по зарубежным данным)	№ 6
Кореневский С. М., Шамахов В. А. О калиенасыщенности верхнефаменской субформации Припятской впадины	№ 1 № 5
<i>Ляхович В. В., Ипатьева И. С., Мустафаев Г. В.</i> Акцессорные минералы известняков Кобыстана	№ 5
Молодых С. А., Предтеченская Е. А. Исследование кремнеземистого сырья для производства облицовочных плиток	№ 3
Прошляков Б. К., Гальянова Т. И., Пименов Ю. Г. Катагенез пород в глубокопогруженных частях осадочных бассейнов	№ 5
Холмовой Г. В. Об эпигенетических текстурах в аллювиальных четвертичных песках	№ i
Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Соболевский Ю. В. Фосфатсодержащие глины конуса выноса Амазонки	№ 5
Яржемский Я. Я. К происхождению риннеита из нижнекембрийских соляных отложений Канско-Тасеевской впадины Восточной Сибири	№ 1
M етодика	
Васильев С. В., Бабанин В. Ф., Соловьев А. А. Исследования переходов $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ в процессе выветривания методом ядерной гамма-резонансной спектроскопии	№ 2
Данильченко А. Я., Чопоров Д. Я. Новый аппаратурный метод автоматического измерения величин отражения минералов при помощи анализатора изображений $\stackrel{.}{\sim}$	№ 2:
Косьян Р. Д., Филиппов А. П. О возможности отбора проб взвешенных наносов в придонном слое любого участка шельфа	№ 3:

Муравьев В. И. Влияние подготовительной обработки на результаты исследования металлоносных осадков	№	2-
Штеренберг Л. Е., Кузьмина О. В., Лапутина И. П., Цепин А. И. О находке самородного алюминия в ассоциации с ZnO и ZnCl₂ среди осадков ст. 647 (Северовосток Тихого океана)	№	1,
Диск уссия		
$Aндреева\ O.\ B.,\ Головин\ B.\ A.,\ Омельяненко\ Б.\ И.\ К вопросу о возможности развития диоктаэдрических светлых калиевых слюд в корах выветривания .$	№	4
Чекин С. С. Образуются ли калиевые диоктаэдрические слюды в процессе выветривания полевых шпатов?	№	5 \
Критика		
Савенко В. С. О применении термодинамики в литологии	№	5.
палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов)	№	3
Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Рецензия на книгу «Растворенные газы подземной гидросферы Земли»	№	ľ
Хроника		
Дриц В. А. О VIII международной конференции по глинам	№ No	•
Тимофеев П. П., Хворова И. В. VI Европейское региональное совещание Международной ассоциации седиментологов (МАС). Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Еремеев В. В. О Всесоюзном семинаре-экскурсии «Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Грузии», проведенном 9—15 сентября 1985 г.	№	_
Холодов В. Н., Еремеев В. В. О пленуме Международного литологического коми-	• 1=	0.
тета	№	2
минара «Кремненакопление в осадочном процессе»	№	
Вероника Даниловна Компанеец	№	6.
Наталия Александровна Красильникова	№ ;	5
Вниманию авторов	№ 3	3
Содержание журнала за 1986 год.	№ 6	â.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ł

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 02.10.86 Подписано к печати 24.11.86 Т-15184 Формат бумаги 70×1081/16 Высокая печать Усл. печ. л. 12.6 Усл. кр.-отт. 12.9 тыс. Уч.-изд. л. 14.3 Бум. л. 4.5 Тираж 1010 экз. Зак. 5021

В издательстве «Наука»

готовятся к печати:

ИСКОПАЕМЫЕ ИЗВЕСТКОВЫЕ ВОДОРОСЛИ. Морфология, систематиха, методы изучения. (Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 674). 20 л. 3 р. 50 к.

В монографии рассматриваются вопросы морфологии, систематики и палеоэкологии ископаемых известковых синезеленых, красных, зеленых и харовых водорослей. Предложена новая система синезеленых, зеленых и красных водорослей; показаны общие закономерности развития известковой альгофлоры. Рассмотрены проблемы морфологии и классификации палеозойских строматолитов и онколитов.

Книга предназначена для геологов, литологов, биологов, палеоэко-

Кашик С. А., Мазилов В. Н. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ НО-ВЕЙШИХ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ, 8 л. 1 р. 20 к.

В монографии на основе физико-химического моделирования на ЭВМ проанализированы начальные стадии процессов выветривания различных типов пород в разных климатических условиях. Изучены сложные физико-химические процессы структурно-вещественного преобразования горных пород и минералов в термодинамических условиях земной поверхности под воздействием метеорных вод.

Издание представит интерес для литологов и геохимиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»: 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.