

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2
1982

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

2

МАРТ — АПРЕЛЬ

1982

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Тамбиев С. Б., Батулин Г. Н.</i> Редкоземельные элементы в процессе океанского фосфоритообразования	3
<i>Сафонов В. Г.</i> О генезисе фосфоритов на подводных горах Северо-Западной части Тихого океана	16
<i>Дислер В. Н., Автандилова Н. И.</i> Геохимия кремнезема слабоминерализованных гидротерм в зоне гипергенеза	22
<i>Гаврилов Ю. О.</i> Аутигенные образования юрских отложений Западного Дагестана	32
<i>Бойко Н. И.</i> О генезисе доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья	47
<i>Кутырев Э. И., Ляхницкий Ю. С.</i> Роль карста в формировании месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути и флюорита	54
<i>Пеньков В. Ф., Кондратьева И. А., Шмариович Е. М., Опарышева Л. Г., Успенский Влад. А.</i> Ураноносные битумы на месторождении, связанном с зонами пластового окисления	70
<i>Матвеев А. К., Мазор Ю. Р., Козельский И. Т., Стефанова Е. И., Шиморина Е. Ф.</i> Геологическая характеристика малоамплитудных разрывов	85
<i>Розен О. М.</i> Геохимические вариации в сульфатсодержащих отложениях и их метаморфических производных: к проблеме докембрийских эвапоритов	94
<i>Грайзер М. И.</i> Диагностика континентальных эпох и перерывов в позднем докембрии на примере Сибирской платформы и ее складчатого обрамления	104
<i>Краткие сообщения</i>	
<i>Михайлов Б. М.</i> Бокситы острова Куба	110
<i>Канана Я. Ф.</i> К вопросу метаморфизма углей Южно-Якутского бассейна	112
<i>Селецкий Ю. Б., Поляков В. А.</i> Изотопный состав водорода и кислорода солей	115
<i>Шехоткин В. В.</i> Доломитизация и раздоломичивание в сенон-палеоценовых породах Крыма	118
<i>Хроника</i>	
<i>Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.</i> Заседания комиссий международного комитета по петрологии углей (США, 1979, ЧССР, 1980)	124
Николай Брониславович Вассоевич	126

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

2

MARCH — APRIL

1982

CONTENTS

<i>Tambiev S. B., Baturin G. N.</i> Rare-earth elements in the process of oceanic phosphorite formation	3
<i>Safonov V. G.</i> On genesis of phosphorites on underwater mountains of the Pacific North-West	16
<i>Disler V. N., Avtandilova N. I.</i> Geochemistry of silica of low-mineralized hydrotherms in a hypergenesis zone	22
<i>Gavrilov Yu. O.</i> Jurassic authigenic deposits of Western Daghestan	32
<i>Boiko N. I.</i> On genesis of dolomites of Upper Jurassic carbonate deposits of the West Fore-Caucasus	47
<i>Kutyrev E. I., Lyakhnitsky Yu. S.</i> Role of karst in formation of Pb, Zn, Sb, Hg and CaF ₂ deposits	54
<i>Pen'kov V. F., Kondratieva I. A., Shmariovich E. M., Oparysheva L. G., Uspensky V. A.</i> Uranium-bearing bitumens on a deposit related to zones of stratal oxidation	70
<i>Matveev A. K., Mazor Yu. R., Kozel'sky I. T., Stefanova E. I., Shimorina E. F.</i> Geological characteristic of low-amplitudinal faults	85
<i>Rozen O. M.</i> Geochemical variations in sulphate-bearing deposits and their metamorphic derivatives: on Precambrian evaporites	94
<i>Graizer M. I.</i> Diagnostics of continental epochs and hiatuses in Late Precambrian on the example of the Siberian platform and its folded fringe	104
<i>Brief communications</i>	
<i>Mikhailov B. M.</i> Bauxites of Cuba	110
<i>Kanana Ya. F.</i> On metamorphism of coals of the South Yakutsk basin	112
<i>Seletsky Yu. B., Polyakov V. A.</i> Isotopic composition of hydrogen and oxygen of salts	115
<i>Shekhotkin V. V.</i> Dolomitization and dedolomitization in Senonian — Paleocene rocks of the Crimea	118
<i>Chronicles</i>	
<i>Timofeev P. P., Bogolyubova L. I.</i> Meetings of the commissions of the International Committee on Coal Petrology (USA, 1979, Czechoslovakia, 1980)	124
Nikolai Bronislavovich Vassoevich	126

УДК 550.4 : 546.662 : 553.64

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПРОЦЕССЕ
ОКЕАНСКОГО ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ****ТАМБИЕВ С. Б., БАТУРИН Г. Н.**

Современные фосфориты с шельфа Намибии характеризуются низким абсолютным содержанием РЗЭ, обеднением РЗЭ по сравнению с вмещающими осадками и резким дефицитом лантана и европия. В позднечетвертичных и дочетвертичных фосфоритах с океанских шельфов содержание и состав РЗЭ в целом такие же, как во вмещающих осадках. Фосфориты с подводных гор обогащены РЗЭ по сравнению с шельфовыми и близки по составу РЗЭ к морской воде. Поведение РЗЭ в шельфовых фосфоритах определяется тем, что на ранних этапах фосфоритообразования РЗЭ связаны главным образом не с фосфатом, а с органическим веществом и терригенными примесями, и только на поздних этапах диагенеза фосфат начинает играть ведущую роль в концентрации РЗЭ. В метасоматических фосфоритах на подводных горах концентрация РЗЭ зависит от возраста и глубины залегания этих пород, т. е. определяется длительностью и условиями контакта с морской водой.

Согласно ранее полученным данным, концентрация редкоземельных элементов (РЗЭ) в фосфоритах из морских осадочных отложений на суше в 2—4 раза выше, а в ископаемом костном фосфате на один-два порядка выше кларковой [15, 22, 29, 33]. Сведения о содержании и составе РЗЭ в фосфоритах со дна океана пока единичны. Установлено, что наиболее молодые шельфовые фосфориты обеднены РЗЭ [6, 27]; древние фосфориты на океанских шельфах близки по составу РЗЭ к платформенным фосфоритам суши, а фосфориты с подводных гор — к морской воде [6, 40]. Цель настоящей работы — проследить за поведением РЗЭ в океанских фосфоритах различного возраста из разных регионов для получения более четких представлений о геохимии РЗЭ в процессах океанского фосфоритообразования.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материалом для настоящего исследования послужили 22 пробы голоценовых фосфоритовых конкреций и вмещающих осадков с шельфа Намибии (ст. 2046 и 2048 [5]), 8 проб позднечетвертичных конкреций и осадков с шельфов Чили и Перу, 2 пробы дочетвертичных конкреций с шельфов Марокко и Намибии и 13 проб метасоматических фосфоритов с подводных гор Тихого океана. 2 пробы с шельфа Перу получены авторами от Д. Е. Гершановича (ВНИРО); весь остальной материал собран в экспедициях ИОАН. Определения индивидуального состава лантаноидов проводились при помощи инструментального нейтронно-активационного анализа в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции. Анализ выполнялся с применением Ge(Li)- и Ge-детекторов гамма- и рентгеновского излучения [12]. Предел обнаружения отдельных элементов колебался от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-4}\%$. Сумма РЗЭ определялась с помощью метода экстракции в аналитической лаборатории Бронницкой геолого-геохимической экспедиции. Химическая подготовка проб выполнялась на кафедре геохимии Московского государственного университета.

РЗЭ В СОВРЕМЕННЫХ ФОСФОРИТАХ ШЕЛЬФА НАМИБИИ

Современные фосфориты формируются на шельфе Намибии в диатомовых илах, обогащенных органическим веществом (до 10—20% $C_{орг}$), рассеянным биогенным фосфором (до 1—3% P_2O_5) и аморфным кремне-

Содержание P_2O_5 , $C_{орг}$ (%) и РЗЭ ($10^{-4}\%$) в современных диатомовых илах:

Характеристика проб	P_2O_5		$C_{орг}$		La		Ce	
	2046	2048	2046	2048	2046	2048	2046	2048
Диатомовый ил	1,33	0,02	5,31	5,54	10,5	8,0	23,2	16,0
Сгустки слабофосфатизи- рованного ила	3,7	4,16	3,97	4,02	6,2	3,3	9,8	10,6
Конкреции								
мягкие	19,0	23,3	2,25	—	2,1	3,0	He обн.	15,5
рыхлые	29,6	24,2	1,28	1,18	2,1	2,6	»	9,8
уплотненные зернистые	—	26,9	—	1,21	—	2,3	»	12,2
уплотненные массивные	29,2	29,0	—	1,03	2,0	1,1	»	3,3
плотные зернистые	29,5	32,3	0,97	1,02	0,77	1,9	4,1	He обн.
плотные массивные	28,7	33,9	0,98	0,87	2,0	2,2	4,1	5,5
Копролиты								
рыхлые	28,8	—	1,15	—	1,4	—	He обн.	—
уплотненные	29,9	—	1,18	—	1,1	—	»	—
плотные серые	31,4	29,8	0,88	0,79	1,7	1,5	»	4,1
плотные бурые	31,1	29,5	1,08	0,71	1,0	1,1	»	5,7
то же, нерастворимый остаток	—	—	—	—	—	162	—	269
Конкреции (среднее)					2,1 (10)		9,1 (7)	
Копролиты (среднее)					1,3 (6)		4,9 (2)	

Примечание. Прочерк означает отсутствие данных. Здесь и в табл. 2 при значении среднего.

земом (до 30—85% SiO_2), в восстановительной обстановке, при Eh ниже—200 мВ. Заключенные в илах фосфатные стяжения и фосфатизированные копролиты представляют собой по степени литификации единый генетический ряд — от гелеобразных сгустков (3—11% P_2O_5) до плотных стяжений (свыше 30% P_2O_5). Литификация конкреций сопровождается выносом из них нефосфатных компонентов [5]. По мере литификации фосфатных стяжений содержание в них РЗЭ постепенно уменьшается, и только в наиболее плотных разностях оно несколько возрастает по сравнению с уплотненными. В фосфатизированных копролитах содержания РЗЭ в целом такие же, как и в литифицированных конкрециях (табл. 1). Нормирование этих результатов по составу РЗЭ платформенных глин показывает, что диатомовые илы характеризуются достаточно близким к ним составом РЗЭ, но несколько обогащены легкими лантаноидами, тогда как в исследованных фосфоритах наблюдается дефицит Eu и La (фиг. 1).

Отличительная особенность процесса эволюции состава РЗЭ по мере литификации конкреций — преимущественный вынос легких и средних лантаноидов по отношению к тяжелым. Наиболее интенсивно выносятся Eu (на протяжении всего периода литификации) и La (на промежуточных этапах литификации), что и приводит к формированию отчетливых аномалий этих элементов. Обращает на себя внимание некоторое повышение содержания тяжелых лантаноидов в фосфатизированных сгустках ила по сравнению с диатомовыми илами, т. е. на самых ранних этапах формирования конкреций, но по мере дальнейшей фосфатизации концентрация этих элементов в конкрециях также понижается (табл. 1, фиг. 2). После достижения минимума РЗЭ в уплотненных конкрециях происходит некоторое увеличение их содержаний в плотных. Аналогичным образом ведут себя лантаноиды и в процессе литификации фосфатизированных копролитов.

Почти во всех опубликованных ранее работах, посвященных составу лантаноидов в фосфоритах, подчеркиваются наличие, как правило, повышенных или по меньшей мере кларковых содержаний РЗЭ в фосфоритах и связь их именно с фосфатным материалом, хотя прямой корреляции между суммой РЗЭ и P_2O_5 не наблюдалось [8, 11, 22, 29, 33]. Как известно, присутствие в растворе фосфатного иона приводит к соосаждению

и в фосфоритах с шельфа Намибии (ст. 2046 и 2048)

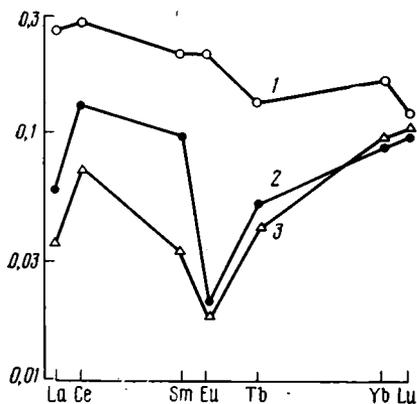
Sm	Eu		Tb		Yb		Lu	
	2046	2048	2046	2048	2046	2048	2046	2048
1,4 He обн.	0,27 0,030	0,21 0,17	0,13 0,03	0,10 0,082	0,48 0,57	— 0,80	0,056 0,16	— 0,059
0,65 He обн.	0,048 0,023	0,039 0,013	He обн. »	0,036 He обн.	0,32 He обн.	0,23 0,22	He обн. »	0,038 0,087
— He обн.	— 0,017	He обн. »	» 0,053	» »	» 0,18	» He обн.	— 0,033	0,059 He обн.
» »	0,030 0,034	0,015 0,017	0,030 0,027	0,082 0,091	He обн. 0,18	0,21 0,25	0,047 0,044	0,039 0,039
0,26 0,10 He обн.	0,010 He обн. »	— — 0,021	0,051 0,038 He обн.	— — 0,053	0,45 He обн. 0,37	— — He обн.	0,053 0,054 He обн.	— — 0,040
0,34 —	» —	0,035 2,6	» —	0,026 2,21	He обн. —	0,32 14	0,65 —	0,037 1,9
0,6 (1) 0,23 (3)	0,026 (9) 0,022 (3)		0,053 (6) 0,042 (4)		0,26 (8) 0,28 (3)		0,043 (7) 0,050 (5)	

в скобках указано число определений.

РЗЭ и образованию труднорастворимых фосфатов [2]. С другой стороны, установлено, что при формировании современных фосфоритов происходит постепенное уменьшение содержаний органических составляющих ($C_{орг}$, SiO_2 аморф) и терригенных примесей (вынос Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2) в результате процесса самоочистки фосфата [5, 25, 28]. Поскольку при этом снижаются и концентрации РЗЭ, логично предположить, что основная масса РЗЭ связана с остатками диатомовых водорослей и терригенными примесями. Это подтвердилось при исследовании нерастворимого в 1,7% HCl прокаленного остатка (терригенные минералы и зола органического вещества) литифицированных стяжений (см. табл. 1). Расчет баланса показал, что от 22 до 75% РЗЭ содержится в этом остатке, доля которого от массы исходной пробы составляет всего 0,5%.

Терригенные примеси, встречающиеся в изученных фосфатных стяжениях в незначительных количествах, состоит из кварца, полевых шпатов, пироксенов и роговой обманки, т. е. из минералов, в которых РЗЭ не концентрируются [2]. Опал раковин диатомей также содержит лишь незначительные количества микроэлементов [34, 39, 41]. Следовательно, основная часть РЗЭ связана с органическим веществом, что установлено ранее для ряда других микроэлементов [13, 17, 42]. При жизни диатомовый планктон, по-видимому, концентрировал лантаноиды вместе с другими микроэлементами [9, 35], а отмирая, увлекал их в осадок. Диатомовый ил (см. фиг. 1) относительно обогащен легкими лантаноидами (среднее отношение $La/Yb=17,7$), что характерно для растений [36, 38]. Так, по данным Каугилла [36], в горных породах отношение La/Yb в среднем равно 5,3, в почвах — 6,0, а в озерных водорослях — 29. Разлагающееся в осадке органическое вещество диатомей сорбирует РЗЭ из поровых вод, видимо, более интенсивно, чем живое вещество извлекает их из морских вод [43]. Поэтому в диатомовых илах шельфа Намибий РЗЭ связаны главным образом с органическим веществом, в составе которого они и поступают в формирующиеся в илах фосфатные стяжения.

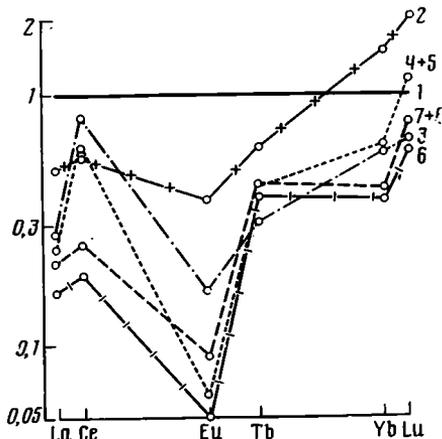
Повышение содержаний тяжелых лантаноидов в гелеобразном фосфате по сравнению с вмещающими осадками объясняется, вероятно, усиливающейся комплексобразующей и сорбционной активностью органического вещества в результате ускорения процессов его минерализации. Так как на самых ранних этапах зарождения фосфатных стяжений



Фиг. 1

Фиг. 1. Усредненный состав РЗЭ в современных диатомовых илах и фосфатных образованиях. Здесь и далее, если не будет указано особо, нормализация проведена по составу РЗЭ в глинах платформ [2]

1 — диатомовые илы; 2 — фосфатные стяжения; 3 — фосфатизированные копролиты



Фиг. 2

Фиг. 2. Поведение РЗЭ при литификации фосфатных стяжений на шельфе Намибии. Нормировано по среднему составу РЗЭ вмещающих диатомовых илов. Номера при кри-вых соответствуют номерам в табл. 1

они мало отличаются по содержанию. $S_{орг}$ от вмещающих осадков (см. табл. 1), повысившаяся сорбционная способность органического вещества с избытком компенсируется снижением его абсолютных содержаний. Этим и объясняется повышение содержаний тяжелых РЗЭ, характеризующихся в свою очередь относительно повышенной по сравнению с легкими способностью к сорбционному извлечению [32]. Следует отметить, что аналогичным образом ведут себя Cu, Ni, V, Cr, Sr [26], также являющиеся сильными комплексообразователями. При дальнейшей литификации фосфатизированных сгустков органическое вещество распадается и выносится, увлекая из формирующихся конкреций РЗЭ. Помимо этого, повышение содержаний РЗЭ и ряда других микроэлементов в фосфатизированном иле может быть обусловлено их сорбцией коллоидным фосфатом, последующая раскристаллизация которого приводит к их вытеснению.

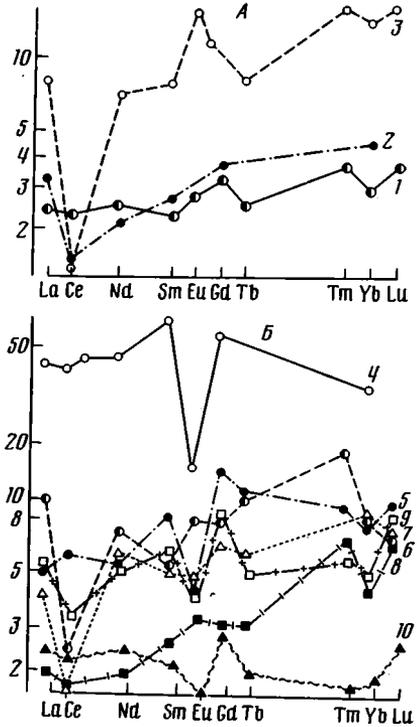
Вынос ряда микроэлементов при литификации фосфатных стяжений был доказан с помощью лазерного микроанализа [28] и согласуется с данными А. А. Козлова [14], установившего на примере морских желваковых фосфоритов центральных областей Русской платформы, что самые высокие содержания урана и некоторых других микроэлементов приурочены к аморфному фосфату с максимальным количеством органического вещества. В процессе старения и кристаллизации фосфата органическое вещество вытесняется к периферии образующегося микрокристалла вместе с рядом малых элементов. В процессе удаления лантаноидов происходит относительное утяжеление оставшихся в конкрециях РЗЭ и предпочтительный вынос Eu и La. В резко восстановительной среде Eu может переходить в двухвалентное состояние, причем стандартный окислительно-восстановительный потенциал этого перехода $E^0 = -430$ мВ [18]. В природных условиях такой переход достоверно установлен лишь в магматических процессах, при которых часть Eu переходит в двухвалентное состояние и накапливается в полевых шпатах, где, по-видимому, замещает Ca и K; при этом в других минералах наблюдается дефицит Eu.

Некоторыми авторами допускается возможность существования Eu^{2+} в зоне гипергенеза в резко восстановительной обстановке [22, 31]. Предполагается, что Eu^{2+} в этом случае концентрируется в фосфате аналогично Sr^{2+} , замещая Ca^{2+} . Однако предположение об универсальности про-

цесса замещения Ca^{2+} на Eu^{2+} в фосфатных минералах магматического и гипергенного происхождения до настоящего времени не подтверждено. Оно основано только на близости ионных радиусов этих элементов. Но в литературе приводятся и другие факты, указывающие на то, что Eu^{2+} часто ведет себя отлично от Sr^{2+} . Судя по данным Ю. Л. Капустина [13], в апатитах из ультрабазитов и гнейсов соотношение Eu с другими лантаноидами близко к кларковому, а зачастую ниже его, тогда как в апатитах из карбонатитов наблюдается относительное накопление Eu . Согласно Вильдеману и Конди [44], Eu накапливается лишь в полевых шпатах, вероятно, в форме Eu^{2+} , а в апатитах и других минералах наблюдается его дефицит. Изучая распределение РЗЭ в граувакках, они установили отсутствие какой-либо корреляции между Sr и Eu , что, по их мнению, свидетельствует о геохимическом различии между этими элементами. Современные фосфориты шельфа Намибии формируются в резко восстановительных условиях (E_h в осадках до—330 мВ [4]). Можно предположить, что в фосфатных стяжениях и копролитах существуют микрзоны еще более низких E_h , достаточных для перехода $\text{Eu}^{3+} + e \rightarrow \text{Eu}^{2+}$. В этом случае Eu переходит из группы элементов-гидролизатов, к которым относятся трехвалентные РЗЭ, в группу растворимых катионов [20].

Подвижность Eu значительно увеличится, и он приобретет способность мигрировать из слаболигандированных и проницаемых фосфатных стяжений в поровые воды. По-видимому, такое поведение Eu в процессе фосфоритообразования — достаточно распространенное явление. Так, в ракушняковых фосфоритах Северо-Запада СССР и в костном фосфате мезозойско-кайнозойских и палеозойских рыб также наблюдается отчетливый дефицит Eu (фиг. 3, Б).

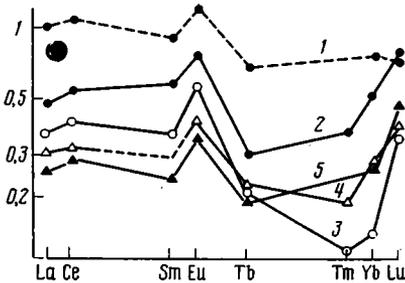
Несколько более интенсивный по сравнению с другими лантаноидами вынос La можно объяснить разницей pH их гидролиза, которая максимальна при переходе от La к Ce (pH гидролиза лантана около 8,0). Поэтому при pH ниже 7,7—8,0 возможно избирательное отделение La от других РЗЭ [2], что и происходит в процессе современного фосфоритообразования, для которого характерна среда с пониженными pH — 7,2—7,4 [5]. После превращения рыхлых фосфатных стяжений в уплотненные конкреции процессы перераспределения и выноса из них вещества угасают и начинает преобладать сорбция микроэлементов из поровых вод поверхностью конкреций, что доказывается повышением их содержаний в периферических зонах конкреций [28]. Результатом сорбции, до этого незаметной на фоне процесса самоочистки фосфата, является повышение содержаний всех РЗЭ в плотных конкрециях по сравнению с уплотненными (см. табл. 1).



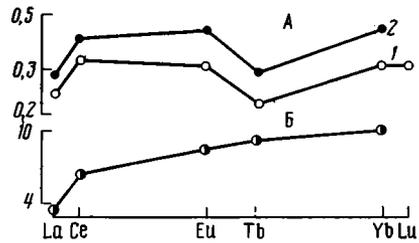
Фиг. 3. Состав РЗЭ в дочетвертичных фосфоритах со дна океана (А) и в фосфоритах морского генезиса из различных месторождений мира (Б) 1 — фосфориты с континентального шельфа Калифорнии; 2 — фосфориты с плато Блейк; 3 — фосфатные глыбы с подводных тихоокеанских гор; 4 — костный фосфат мезокайнозойских рыб; 5 — ракушняковые фосфориты Северо-Запада СССР; 6 — пластовые, Скалистые горы; 7 — зернистые, Марокко; 8 — желваковые, Чилисай; 9 — пластовые, Каратау; 10 — зернистые, Средняя Азия и Египет

**РЗЭ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ФОСФОРИТАХ
НА ШЕЛЬФАХ ЧИЛИ И ПЕРУ**

Позднечетвертичные фосфориты на подводных окраинах Чили и Перу залегают в восстановленных (Eh до -195 мВ) терригенно-диатомовых илах, содержащих до 16% SiO_2 аморф, до 10% $C_{орг}$ и до 60% обломочных компонентов. Фосфоритовые конкреции представлены рыхлыми, уплотненными



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Поведение РЗЭ в процессе литификации фосфатных конкреций на шельфе Чили и состав РЗЭ в современных осадках с шельфов Чили и Перу и в андезитах и андезито-базальтах Южного Перу [37]

1 — андезиты и андезито-базальты; 2 — вмещающие терригенно-диатомовые илы; конкреции: 3 — рыхлые, 4 — уплотненные, 5 — плотные

Фиг. 5. Состав РЗЭ в дочетвертичных шельфовых фосфоритах (А) и в фосфате олигоценовых фосфоритов с шельфа Марокко (Б)

1 — миоценовые с шельфа Намибии; 2 — олигоценовые с шельфа Марокко

ми и плотными разностями. Содержания P_2O_5 при переходе от рыхлых конкреций к плотным увеличиваются от 11—17 до 19—28%. Одновременно уменьшается количество терригенных примесей [5]. Содержания РЗЭ в позднечетвертичных фосфоритах шельфов Чили и Перу ниже, чем во вмещающих осадках (табл. 2), однако существенно выше, чем в современных фосфоритах шельфа Намибии. Спектры распределения РЗЭ в осадках и фосфоритах шельфов Чили и Перу идентичны и характеризуются европиевым максимумом (фиг. 4). Идентичность спектров РЗЭ фосфоритов и вмещающих осадков шельфов Чили и Перу объясняется тем, что осадки и фосфориты содержат большое количество терригенных примесей, которые выносятся при литификации конкреций лишь частично. Из-за недостаточно низкой величины Eh отделения Eu здесь не происходит. Имеющийся европиевый максимум в осадках и фосфоритах объясняется, видимо, тем, что данный регион находится в зоне развития андезитового вулканизма [10], для продуктов которого характерно относительно повышенное содержание Eu [37].

При литификации позднечетвертичных фосфоритов наряду с отчетливым выносом легких и средних лантаноидов относительно накапливаются тяжелые. Содержания промежуточного Tb почти не меняются (фиг. 3). Интенсивность выноса легких и средних РЗЭ почти одинакова. Близок и характер распределения РЗЭ во вмещающих осадках и фосфоритах. Это свидетельствует в пользу терригенной природы основной доли легких и средних РЗЭ в фосфоритах, что подтверждается исследованием нерастворимого в 1,7% HCl прокаленного остатка рыхлых и уплотненных конкреций (см. табл. 2), который составляет 23% от массы исходной пробы, но содержит в себе 40—60% всех РЗЭ. Таким образом, в нерастворимом остатке содержание лантаноидов в 1,5—3 раза выше, чем в исходной пробе. Сравнение балансов распределения РЗЭ в современных и позднечетвертичных фосфоритах показывает, что удельная концентрация лантаноидов в фосфате последних в несколько раз выше. Следовательно, ослабление конкуренции органического вещества ведет к усилению роли фосфата как концентратора РЗЭ с предпочтительным накоплением тяжелых лантаноидов.

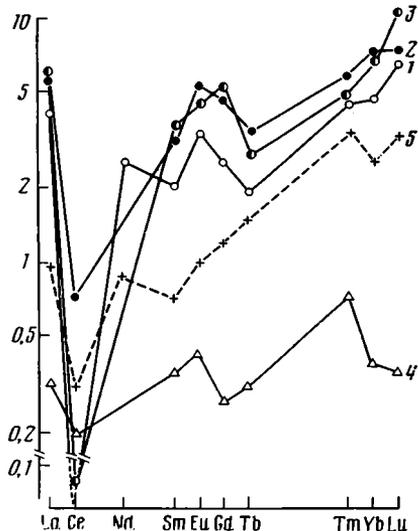
Таблица 2

Содержание P_2O_5 (%) и РЗЭ ($10^{-4}\%$) во вмещающих осадках и в позднечетвертичных фосфоритах с шельфов Чили и Перу и в дочетвертичных фосфоритах с шельфа Африки

Характеристика пробы	P_2O_5	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Tm	Yb	Lu
Слабокремнистые терригенно-диатомовые илы (среднее по двум станциям)	0,72	17,1	35,8	4,0	0,91	0,29	0,17	1,6	0,37
Конкреции с шельфа Чили (ст. 250)									
рыхлые	16,9	12,8	27,7	2,4	0,66	0,21	0,053	0,42	0,16
уплотненные	21,7	11,1	22,0	Не обн.	0,52	0,23	0,084	0,83	0,18
плотные	28,4	9,4	19,5	1,6	0,42	0,18	0,17	0,78	0,21
Нерастворимый осадок рыхлых и уплотненных конкреций	—	21,3	39,1	3,4	0,95	0,33	0,35	1,7	0,40
Конкреции с шельфа Перу (ст. 546, 553)									
рыхлые	11,1	14,5	21,2	2,7	0,48	0,22	0,14	0,66	0,14
уплотненные	18,0	13,6	29,3	1,8	0,49	0,20	0,37	0,61	0,19
плотные	19,4	14,5	21,2	2,3	0,74	0,29	0,19	1,3	0,24
Среднее по фосфоритам Чили и Перу	19,3(6)	12,7(6)	23,5(6)	2,2(5)	0,55(6)	0,22(6)	0,17(6)	0,77(6)	0,19(6)
Андезито-базальты и андезиты Южного Перу [37]	—	35	72	6,0	1,46	0,68	—	2,30	0,34
Плотные конкреции с внешнего шельфа Намибии	7,3	8,5	22,0	Не обн.	0,37	0,17	Не обн.	0,86	0,13
Плотные конкреции с шельфа Марокко	21,9	10,2	26,9	1,6	0,52	0,22	»	1,2	Не обн.
То же, нерастворимый остаток	—	21,3	44,0	1,9	0,60	0,27	»	1,3	0,32
Глины платформ [2]	—	35,5	67,0	6,7	1,24	1,0	0,45	2,95	0,45

РЗЭ В ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ФОСФОРИТАХ ШЕЛЬФОВ МАРОККО И НАМИБИИ

Дочетвертичные фосфориты с шельфов Марокко (эоцен) и Намибии (миоцен) представлены плотными коричневато-бурыми и черными конкрециями. Состав лантаноидов в них довольно близок к составу лантаноидов в глинах Русской платформы, хотя по общему уровню содержания они уступают глинам и близки к позднечетвертичным фосфоритам с шельфов Чили и Перу (см. табл. 2, фиг. 5). Концентрация лантаноидов в фосфорите с шельфа Марокко несколько выше, чем в фосфорите с шельфа Намибии. Трудно с уверенностью сказать, является ли это следствием более древнего возраста марокканского фосфорита, более высокого содержания в нем фосфатного вещества или повышенного местного фона РЗЭ. Вероятно, справедливо последнее, так как величина отношения La/P_2O_5 в миоценовых фосфоритах равна $1,6 \cdot 10^{-4}$, а в эоценовом — $0,47 \cdot 10^{-4}$. Если бы существовала связь РЗЭ с фосфатом, то отношения были бы близки, а при наличии возрастной зависимости отношение La/P_2O_5 в эоценовом фосфорите было бы больше, чем в миоценовом. Исследование нерастворимого в 1,7% HCl остатка (конкреции с шельфа Марокко) показало, что содержание РЗЭ в нерастворимом остатке выше, чем в исходной пробе, примерно в 1,5 раза (см. табл. 2, фиг. 5). Доля нерастворимого остатка 9,7%. Доля РЗЭ, заключенная в нерастворимом остатке,



Фиг. 6. Состав РЗЭ в фосфоритах с подводных гор и в морской воде пелагических частей океанов
1, 2 — меловые фосфориты; 3 — палеогеновые фосфориты; 4 — неоген-четвертичные фосфориты; 5 — морская вода

составляет 10—20% от их содержания в пробе, причем наблюдается постепенное снижение этой доли от легких лантаноидов (20% La) к тяжелым (10% Yb). Следовательно, состав РЗЭ, связанных с фосфатным веществом этих фосфоритов, характеризуется относительным «утяжелением» и некоторым дефицитом лантана.

РЗЭ В ФОСФОРИТАХ С ПОДВОДНЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА

Фосфориты с подводных гор Тихого океана являются метасоматическими и представлены главным образом фосфатизированными известняками и вулканокластическими породами [5]. Общий уровень содержания Σ РЗЭ в метасоматических фосфоритах значительно выше, чем в шельфовых, и составляет в среднем $0,078 \pm 0,029$ (табл. 3,4). Корреляция между суммой РЗЭ и P_2O_5 отсутствует. Рассматривая индивидуальный состав лантаноидов в фосфоритах с подводных гор (табл. 4, фиг. 6), можно отметить более высокие содержания РЗЭ в мел-палеогеновых фосфоритах по сравнению с неоген-четвертичными¹, а также большую дифференциацию состава лантаноидов в первых. По-видимому, дифференциация лантаноидов в неоген-четвертичных фосфоритах еще не успела зайти так далеко, как в мел-палеогеновых, являя собой как бы незавершенный процесс. Как уже отмечалось ранее [6, 40] и подтверждается приведенными выше новыми данными, состав РЗЭ в фосфоритах с подводных гор отражает состав лантаноидов в океанской воде. Но состав РЗЭ в

¹ Возраст фосфоритов определялся по возрасту субстрата, подвергшегося метасоматозу.

Содержания P_2O_5 и суммы РЗЭ (%) в фосфоритах с подводных гор Тихого океана

Станция	Глубина, м	Возраст [5]	Характеристика породы	P_2O_5	Σ TR
6261	478—375	N—Q	Светло-серый фосфатизированный коралловый известняк	19,6	0,017
6261	478—375	»	То же, темно-серый участок	11,7	0,006
Среднее	478—375	»		15,7	0,011
6343	4100—4400	P	Белая рыхлая фосфатная порода из брекчии	22,8	0,065
6348	1040—1065	»	Беловато-серый сильно фосфатизированный известняк	28,8	0,082
6348	1040—1065	»	Брекчия с белым мягким фосфатным цементом	11,4	0,018
6348	1040—1065	»	Фосфатизированный желтовато-белый известняк	7,6	0,041
Среднее		P		15,9	0,047
6349	2280	K	Рыхлый фосфатизированный известняк	30,0	0,095
6352	1630	»	Фосфатная корка на базальте	28,6	0,061
6352	1630	»	Фосфоритовая брекчия	14,4	0,038
6352	1630	»	Фосфатизированный известняк	12,6	0,045
6352	1630	»	Брекчия с белым фосфатным цементом	14,4	0,038
Среднее				20,0	0,065
6364	2310—2400	—	Галька бурого фосфорита	24,3	0,028
Среднее по фосфоритам с подводных гор				18,3	0,048

Таблица 4

Содержания P_2O_5 (%) и РЗЭ ($10^{-4}\%$) в фосфоритах с подводных гор Тихого океана

Станция	Характеристика пробы	Возраст [5]	P_2O_5	РЗЭ									
				La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu
6261	Плотный фосфатизированный известняк	N—Q	23,4	11,9	13,8	—	2,5	0,56	1,7	0,26	0,35	1,2	0,17
6348	То же	P	28,8	214	5,7	—	25	5,8	32,0	2,2	2,2	20	4,8
6349	Рыхлый фосфатизированный известняк	K	30,0	149	—	86	14	4,4	15,6	1,6	2,1	14	3,0
6349	Плотная фосфоритовая галька	»	23,3	206	48,8	—	22	6,6	28,6	2,7	2,7	22	3,5
6002	Глыба плотного фосфорита [6]	»	30,9	283	89	226	52	19	68	7,8	8,8	51	8,8

этих фосфоритах контролируется и другими факторами — возрастом, глубиной залегания, степенью фосфатизации пород.

Благодаря чрезвычайно низкой скорости седиментации в пелагических областях Тихого океана (менее 1—3 мм/тыс. лет [19]) или отсутствию седиментации на подводных горах фосфориты на протяжении долгого времени находятся в контакте с водой открытого океана. В отличие от вод периферических районов океана она характеризуется отрицательной Се-аномалией ($La/Ce=1,66$ против 0,80 в прибрежных водах) и относительно утяжеленным составом РЗЭ ($La/Yb=4,47$ против 15,35 в прибрежных водах [2]), что и отразилось на составе РЗЭ фосфоритов. Разница в содержании и составе лантаноидов между древними (мел-палеогеновыми) и относительно молодыми (неоген-четвертичными) фосфоритами связана, видимо, с тем, что в последних еще не достигнуто геохимическое равновесие с морской водой, следствием чего являются низкий уровень содержаний в них РЗЭ и меньшая дифференциация состава лантаноидов относительно платформенных глин (см. фиг. 5). На состав и концентрацию лантаноидов в фосфоритах из центральных частей океана, по-видимому, влияет также увеличение в глубинных океанских водах со-

держаний РЗЭ и парциального давления CO_2 . По данным Ю. А. Балашова и Л. М. Хитрова [3], в глубинных водах Индийского океана (глубина около 2 км) содержится почти в 4 раза больше РЗЭ, чем в поверхностных водах. Согласно экспериментальным данным [23], при повышении парциального давления CO_2 увеличивается растворимость фторкарбонат-апатита, являющегося основным минералом океанских фосфоритов. На глубинах 2—4 км в условиях повышенного парциального давления CO_2 и низких температур фосфат становится менее устойчивым к растворению, что приводит к эрозии поверхности фосфоритов и ее «активации» в отношении сорбции микроэлементов [34].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОВЕДЕНИЯ РЗЭ В ОКЕАНСКИХ ФОСФОРИТАХ И СОПОСТАВЛЕНИЕ ИХ С ФОСФОРИТАМИ СУШИ МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА

Состав РЗЭ океанских фосфоритов определяется рядом факторов. Современные фосфориты с шельфа Намибии характеризуются чрезвычайно низкими концентрациями РЗЭ и наличием La- и Eu-аномалий. Фосфат этих фосфоритов беден РЗЭ, которые связаны преимущественно с органическим веществом. Современные фосфориты более всех прочих отличаются составом РЗЭ как от кларка для осадочных пород земной коры, так и от вмещающих осадков. Это связано с особенностями их вещественного состава (высокое содержание органического вещества, крайне низкое содержание терригенных примесей), физико-химической обстановкой их нахождения (низкие значения Eh и pH) и их молодостью. Позднечетвертичные фосфориты с шельфов Чили и Перу, а также дочетвертичные фосфориты с шельфа Марокко и внешнего шельфа Намибии ближе по составу лантаноидов к вмещающим осадкам и глинам платформ. Характер распределения РЗЭ в позднечетвертичных и дочетвертичных фосфоритах отражает характер распределения РЗЭ в терригенных примесях, содержание которых в этих фосфоритах иногда достигает 60%. Концентрация лантаноидов в фосфатном веществе шельфовых фосфоритов закономерно повышается от современных к позднечетвертичным.

В фосфоритах с подводных гор наблюдаются два типа распределения РЗЭ: 1) мел-палеогеновые фосфориты характеризуются повышенным содержанием суммы РЗЭ и резким дефицитом Ce; 2) неоген-четвертичные — пониженным содержанием суммы РЗЭ и менее резким дефицитом Ce. Последние ближе к шельфовым фосфоритам по содержанию, но отличаются по составу РЗЭ. Несмотря на различия в содержании и спектре лантаноидов океанских фосфоритов в целом, наблюдаются также и сходные черты. Для всех шельфовых фосфоритов характерны пониженные по отношению к кларку и вмещающим осадкам содержания РЗЭ. На ранних стадиях диагенеза в процессе литификации фосфоритов происходит вынос РЗЭ, находящихся преимущественно в составе органического вещества и терригенных примесей. Однако впоследствии уровень содержания РЗЭ в фосфоритах повышается за счет сорбции из иловых и морских вод. Во всех исследованных шельфовых фосфоритах наблюдается незначительный дефицит La. И наконец, все рассмотренные океанские фосфориты характеризуются относительным обогащением тяжелыми лантаноидами, что может быть следствием их повышенного содержания в океанской воде и избирательной сорбции фосфатным веществом.

Ранее было показано, что при выветривании фосфоритов Каратау легкие лантаноиды выщелачиваются, а тяжелые остаются в составе фосфатного вещества [24]. К аналогичному заключению приводят данные по составу РЗЭ в фосфоритах США: в первичных фосфоритах морского генезиса отношение La/Yb равно 15—19, а в выветрелых — 7,8, т. е. примерно в 2 раза ниже [1]. Преимущественная сорбция тяжелых лантаноидов в сравнении с легкими была установлена экспериментально также для глинистых минералов [32]. Все эти факты говорят о том, что тяжелые лантаноиды активнее сорбируются и прочнее связываются фосфатом фосфоритов, чем легкие. При сравнении содержаний РЗЭ в океан-

Содержание PЗЭ (10⁻⁴%) в фосфоритах со дна океана и из месторождений морского генезиса на суше

Типы и районы взятия образцов	Возраст	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu	Литературный источник
Фосфориты со дна океана												
Фосфатизированные копролиты, шельф Намибии	N ₁	1,3	4,9	—	0,23	0,022	—	0,042	—	0,28	0,050	[27]
Конкреции, там же	N ₁	2,1	9,1	—	0,6	0,026	—	0,053	—	0,26	0,043	[27]
То же	N ₁	8,5	22,0	—	He обн.	0,37	—	0,17	He обн.	0,86	0,13	Настоящая работа [27]
Конкреции, шельф Чили — Перу	Q	12,7	23,5	—	2,2	0,55	—	0,22	0,17	0,77	0,19	
Конкреции, шельф Марокко	P ₂	10,2	26,9	—	1,6	0,52	—	0,22	He обн.	1,2	He обн.	Настоящая работа
Конкреции, шельф Калифорнии	N ₁ —N ₂	86	156	84	16	3,5	20	2,6	1,7	8,7	1,7	[40]
Конкреции, плато Блейк		116	100	72	18	9,2	23	—	—	14	—	[6]
Фосфориты с подводных гор	N	11,9	13,8	—	2,5	0,56	1,7	0,26	0,35	1,2	0,17	Настоящая работа [6]
То же *	K ₂ —P ₂	213	48	156	28	9	48	3,3	4,0	27	5,0	
Фосфориты из месторождений на суше												
Желваковые, Чилисай		71	116	63	17	4	19	3	3	12	3	[21]
Зернистые, Средняя Азия и Египет	K ₂ —P ₂	87	153	82	14	2	17	2	0,8	5,6	1,2	[8]
Зернистые, Марокко,		146	94	204	35	6	40	6	11,4	24,8	3,5	[33]
Ракушняковые, Прибалтика	0	178	394	179	57	5,3	77	10,6	4,2	22	4,2	[8]
Пластовые, Скалистые горы (США)	P ₂	351	159	243	36	10	49	10	7,2	25	3,1	[33]
Пластовые, Каратау	C ₂	190	220	170	40	4,8	49,6	4,8	2,4	13,6	4	[8]
Костный фосфат ископаемых рыб	P ₃	1548	2736	1472	427	19	332	—	—	95	—	[15]

* Среднее по трем пробам.

ских шельфовых фосфоритах с фосфоритами морского генезиса на суше (табл. 5, фиг. 3) прежде всего обращает на себя внимание, как правило, гораздо более высокая концентрация РЗЭ в последних. Что касается индивидуального состава лантаноидов в фосфоритах суши, то, несмотря на значительную пестроту их спектров, в них также проявляется тенденция к относительному утяжелению состава РЗЭ по сравнению с кларковым, что является наиболее общей чертой фосфоритов морского генезиса независимо от их возраста и местонахождения.

В пластовых фосфоритах Скалистых гор, в зернистых фосфоритах Северной Африки и в пластовых фосфоритах Каратау наблюдается отрицательная Се-аномалия (см. фиг. 3, Б), как и в фосфоритах с подводных гор Тихого океана. На основании отрицательной Се-аномалии З. С. Альтшулер с соавторами [33] сделали вывод о морском происхождении фосфоритов Скалистых гор и Марокко, предложив использовать Се-аномалию для выявления фосфоритов морского генезиса. Однако изучение океанских фосфоритов показало, что дефицит Се характерен не для всех фосфоритов морского генезиса, а лишь для фосфоритов, сформировавшихся в пелагических зонах океанов и, возможно, древних морей. На примере дочетвертичных океанских фосфоритов (фиг. 3, А) видно, как по мере продвижения от шельфовой зоны к пелагиали океана Се-аномалия в фосфоритах увеличивается. В качестве индикатора среды фосфоритообразования представляет интерес также Eu, отрицательная аномалия которого может указывать на резко восстановительные условия, а положительная — на присутствие в фосфоритах продуктов андезитового и, вероятно, основного вулканизма.

Одна из основных причин более высокого уровня содержаний РЗЭ в древних месторождениях фосфоритов суши морского генезиса по сравнению с океанскими шельфовыми фосфоритами, по-видимому, проработка фосфоритов суши грунтовыми водами. По имеющимся в литературе данным [2, 16, 31], речные и особенно грунтовые воды несут в себе значительно более высокие количества РЗЭ, чем морские и океанские. Другое объяснение высоких содержаний РЗЭ в древних фосфоритах заключается в том, что некоторые месторождения могли сформироваться в бассейнах замкнутого типа, воды и осадки которых отличались повышенными концентрациями РЗЭ [15]. Нам представляется, что это предположение можно распространить на древние моря и океаны в целом, воды которых, возможно, характеризовались более высоким содержанием РЗЭ, что и отразилось на их концентрациях в древних фосфоритах.

Литература

1. Альтшулер З. С. Выветривание месторождений фосфатов — аспекты геохимии и среды. — В кн.: Фосфор в окружающей среде. М., 1977, с. 47—116.
2. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
3. Балашов Ю. А., Хитров Л. М. Распределение редкоземельных элементов в водах Индийского океана. — Геохимия, 1961, № 9, с. 475—478.
4. Батурич Г. Н. Фосфор в иловых водах осадков Юго-Восточной Атлантики. — Океанология, 1972, т. XII, вып. 6, с. 1020—1027.
5. Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
6. Батурич Г. Н., Блисковский В. З., Минеев Д. А. Редкоземельные элементы в фосфоритах со дна океана. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 954—957.
7. Блисковский В. З., Гриненко В. А., Мигдисов А. А., Савина Л. И. Изотопный состав серы в минералах фосфоритовых руд. — Геохимия, 1977, № 8, с. 1208—1216.
8. Блисковский В. З., Минеев Д. А., Холодов В. Н. Акцессорные лантаноиды в фосфоритах. — Геохимия, 1969, № 11, с. 1348—1361.
9. Волков И. И., Фомина Л. С. Редкоземельные элементы в осадках и марганцевых конкрециях океана. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5, с. 66—85.
10. Герт А. Геоология Анд. М.: ИЛ, 1959. 291 с.
11. Глазголев А. А., Денисова В. Ф. О связи редких земель с фосфатами некоторых фосфоритов. — Тр. КазНИИМСа, 1960, вып. 3, с. 146—148.
12. Зайцев Е. И., Бахматов Б. А., Ляпунов С. М., Сотсков Ю. П. Инструментальный нейтронно-активационный анализ апатит-нефелиновых руд. — В кн.: Исследования в области технологии редкометалльного сырья. М.: ИМГРЭ, 1976, с. 91.
13. Капустин Ю. Л. Распределение редкоземельных элементов, стронция и бария в апатите из карбонатитовых комплексов. — Геохимия, 1977, № 7, с. 1062—1072.

14. Козлов А. А. Некоторые особенности связи урана с фосфатом фосфоритов Русской платформы.— *Геохимия*, 1975, № 3, с. 472—475.
15. Коченов А. В., Зиновьев В. В. Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений.— *Геохимия*, 1960, № 8, с. 714—725.
16. Крайнов С. Р. *Геохимия редких элементов в подземных водах*. М.: Недра, 1973. 295 с.
17. Краукопф К. Осадочные месторождения редких металлов.— В кн.: *Проблемы рудных месторождений*. М., 1958, с. 375—425.
18. Латимер В. И. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М.: ИЛ, 1954. 400 с.
19. Лисицын А. П. *Осадкообразование в океанах*. М.: Наука, 1974. 438 с.
20. Мейсон Б. *Основы геохимии*. М.: Недра, 1971. 311 с.
21. Минеев Д. А., Онищенко Т. Л., Миловский А. В. Редкие элементы в фосфатах из руд фосфоритовых месторождений разного генезиса.— В кн.: *Редкие элементы (сырье и экономика)*. М.: ИМГРЭ, 1977, вып. 14, с. 17—25.
22. Семенов Е. И., Холодов В. Н., Баринский Р. Л. Редкие земли в фосфоритах.— *Геохимия*, 1962, № 5, с. 434—439.
23. Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Залавина Т. П. Экспериментальные данные о возможности химического осаждения фосфатов из морской воды.— В кн.: *Геология месторождений фосфоритов*.— Тр. ГИГХС. М., 1962, вып. 7, с. 289—301.
24. Таблдиев К. Т. Литолого-геохимические особенности фосфоритоносной толщи и вопросы генезиса фосфоритов Малого Каратау.— Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1966, вып. 16, с. 81—90.
25. Тамбиев С. Б. Поведение железа, титана и алюминия на начальных этапах процесса формирования океанских фосфоритов.— *Океанология*, 1978, т. 18, вып. 3, с. 501—507.
26. Тамбиев С. Б., Батурин Г. Н. Влияние атомных номеров элементов семейства железа на их поведение при современном фосфоритообразовании.— *Докл. АН СССР*, 1981, т. 258, № 1, с. 202—207.
27. Тамбиев С. Б., Батурин Г. Н., Ляпунов С. М., Минеев Д. А. Поведение редкоземельных элементов при современном и позднечетвертичном океанском фосфоритообразовании.— *Докл. АН СССР*, 1979, т. 246, № 4, с. 965—970.
28. Тамбиев С. Б., Жарикова Э. Н. Использование лазерного эмиссионного микроанализа для изучения зональности химического состава океанских фосфоритов.— *Океанология*, 1979, т. 19, вып. 3, с. 519—525.
29. Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах.— Тр. ИМГРЭ. М., 1963, вып. 17, с. 67—108.
30. Хорн Р. *Морская химия*. М.: Мир, 1972. 399 с.
31. Хэскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмидт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 180 с.
32. Aagaard P. Rare earth elements adsorption on clay minerals.— *Bull. Groupe franc argilles*, 1974, v. 26, № 2, p. 193—199.
33. Altschuler Z. S., Berman S., Cutitta F. Rare earths in phosphorites.— *Geochemistry and potential recovery*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1967, B. 575, p. 131—139.
34. Arrhenius G., Bramlett M. N., Picciotto E. Localisation of radioactive and stable heavy nuclides in ocean sediments.— *Nature*, 1957, v. 180, № 4576, p. 85.
35. Calvert S. E., Price N. B. Minor metal contents of recent organic rich sediments off south West Africa.— *Nature*, 1970, v. 227, № 5258, p. 593—595.
36. Cowgill U. M. Biogeochemistry of the rare-earth elements of Linsley Pond, North Branford Connecticut.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, № 10, p. 2329—2345.
37. Dostal J., Dupuy C., Lefevre C. Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru.— *Lithos*, 1977, v. 10, № 3, p. 173—183.
38. Erämetsä O., Haukka M. The occurrence of lanthanides in ferns.— *Suom. Kemist.*, 1970, B. 43, p. 189—193.
39. Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S. Chemistry of Pacific pelagic sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1958, v. 13, № 2/3, p. 153—212.
40. Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R. A., Smith R. H. Rare-earth distribution in the marine environment.— *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, № 14, p. 4209—4217.
41. Gross M. G. Concentrations of minor elements in diatomaceous sediments of Stagnant Fjord.— In: *Estuaries*. N. Y.: Wiley, 1967, p. 273—282.
42. Nissenbaum A., Swain D. J. Organic matter—metal interaction in Recent sediments, the role of humic substances.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, v. 40, № 7, p. 809—816.
43. Stevenson F. J., Goh K. M. Infra-red spectra of humic acids and related substances.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, v. 35, № 5, p. 471—483.
44. Wildeman T. R., Condie K. C. Rare earths in Archean graywackes from Wyoming and from the Fig Tree group. South Africa.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, № 3, p. 439—453.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
20.V.1981

УДК 553.64 (265/266)

О ГЕНЕЗИСЕ ФОСФОРИТОВ НА ПОДВОДНЫХ ГОРАХ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

САФОНОВ В. Г.

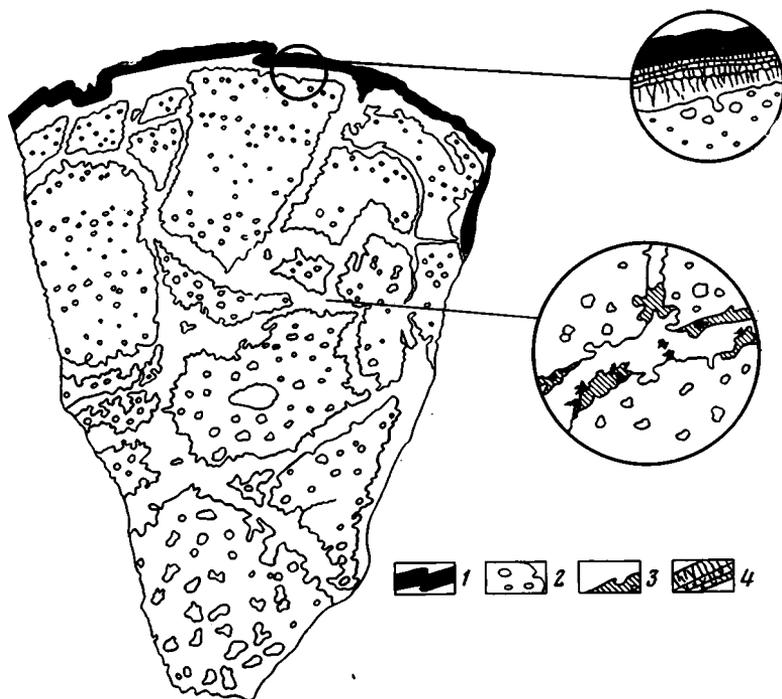
Критически рассмотрены две основные гипотезы генезиса фосфоритов на подводных горах применительно к поднятию Маркус-Неккер. Приведены доводы в пользу третьей — вулканогенно-гидротермальной гипотезы генезиса фосфоритов с поднятий Маркус-Неккер, Хесса, одиночной подводной горы в Северо-Западной котловине. С помощью изотопно-кислородного метода рассчитаны температуры образования фосфатов.

При изучении грубообломочных пород различного генезиса, поднятых с подводных гор [2, 7], обращает на себя внимание факт широкого развития фосфата в цементе этих образований: гиалокластитов, брекчий по базальтам, склоновых отложений. Выяснение процесса образования цемента важно для определения генезиса породы в целом. Предложено три основных гипотезы генезиса фосфатного вещества на подводных горах [1]. Первая, основанная на аналогии с известными фосфоритовыми месторождениями на океанских островах, связывает происхождение фосфата с гуано, накопившегося в субаэральных условиях, когда подводные горы возвышались над уровнем океана в виде островов [13, 14]. Она предполагает пышное развитие орнитофауны, имевшее место только начиная с миоцена. Большая часть плосковершинных гор (гайотов) системы Мид-Пацифик (Маркус-Неккер) погрузилась ниже уровня океана гораздо раньше, в мелу и палеогене [12], когда накопление гуано в силу слабого развития орнитофауны вряд ли могло происходить [1]. К тому же островершинные горы, на которых также найдены фосфатные породы, вероятно, никогда не были островами.

Согласно второй гипотезе, происходило метасоматическое замещение карбонатных илов фосфатом при поступлении фосфат-иона из богатых фосфором придонных вод [12, 17]. Имеющийся у нас фактический материал и результаты исследований американских ученых [12] свидетельствуют о том, что в большинстве случаев фосфат развивается по карбонатным осадкам, не только слагающим известняки, но и служащим, по видимому, первичным цементом в различных грубообломочных образованиях. Этот процесс неизбежно порождал бы обширные равномерно фосфатизированные поля — слои карбонатных илов. На Маркус-Неккер наблюдается явное противоречие этой гипотезе фосфатообразования. По данным П. Л. Безрукова и Г. Н. Батурина [2], наиболее фосфатизированная порода приурочена к вершинам подводных гор, поднятия, где глубины 600—2500 м. Карбонатные илы различного возраста, встречающиеся на склонах и покрывающие подножия гор, фосфатизированы незначительно; согласно данным Г. Н. Батурина и В. В. Матвеевкова, содержание P_2O_5 в них от десятых долей до 1—2%.

В данном сообщении приводятся доводы в пользу третьей — вулканогенно-гидротермальной гипотезы генезиса фосфатного вещества, высказанной рядом исследователей, в частности Г. С. Хариным [10]. Нами изучались грубообломочные породы, содержащие фосфат в количестве, соответствующем определению фосфорита (более 5% P_2O_5). Эти породы подняты драгированием во время 43—48-го рейсов НИС «Витязь» и 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» с вершин и склонов подводных гор поднятия Маркус-Неккер (ст. 6366, гл. 1800 м; ст. 6352, гл. 1630 м; ст. 6002, гл. 1930 м), поднятия Хесса (ст. 1923, гл. 1950 м; ст. 1912,

гл. 2400 м) и одиночной подводной горы в Северо-Западной котловине (ст. 6017, гл. 3300—3800 м). При изучении около 80 образцов пород выявилась однотипность в составе и структуре фосфатного цемента вне зависимости от района их отбора и глубины. По данным американских исследователей [12], фосфатизация на поднятии Маркус-Неккер произошла в два этапа — в раннем мелу и эоцене. Время фосфатизации сопоставимо со временем вулканизма на поднятии [5]. Наибольшее распространение фосфатизированных пород в верхних, центральных частях

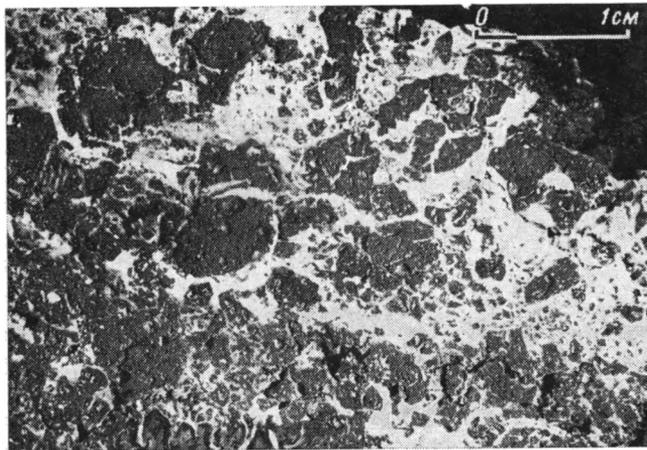


Фиг. 1. Гидротермально-метасоматическая брекчия по пиллоу-базальту, 1—железомарганцевая корка и стяжения; 2—базальт, 3—фосфат—белый и бурый; 4—фосфат с упорядоченной гребенчатой структурой обр. 1912

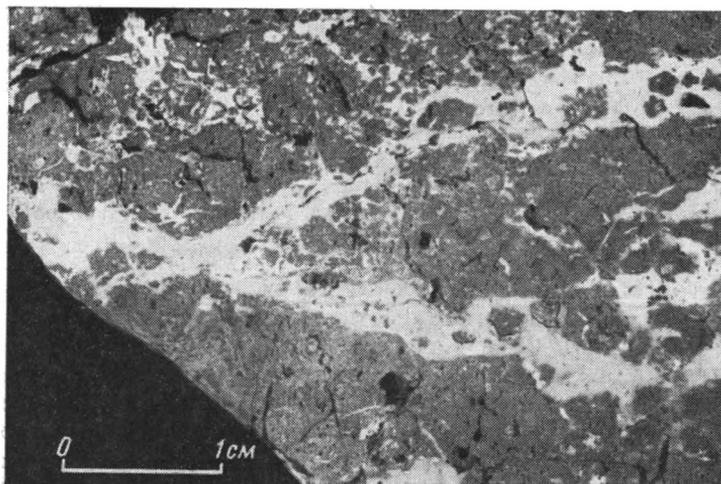
подводных гор объясняется скорее всего приуроченностью к наиболее проницаемой для эндогенного вещества части вулканических аппаратов. Фосфатизированные породы на склонах подводных гор представлены гиалокластитам, склоновыми подводно-коллювиальными брекчиями, туфотурбидитами, базальтами, известняками. В обломочных разностях фосфат служит цементом, развиваясь во многих случаях по органогенному карбонатному илу, а также выполняет прожилки чистого фосфата как в обломочных породах, так и в базальтах.

Полученные со склона поднятия Хесса секториальные фрагменты пиллоу-базальтов (ст. 1912) содержат фосфат в сети прожилков и многочисленных газовых порах (фиг. 1). Фосфат в прожилках корродирует базальты. Базальты буровато-серые, редкопорфировые, вкрапленники представлены оливином, плагиоклазом и моноклинным пироксенном. Структура основной массы от стекловатой до гиалопелитовой. Химические анализы, выполненные в ГИН АН СССР, позволяют отнести их к щелочным. Трещины-прожилки в базальте мощностью до 1 см сложены двумя разновидностям фосфата коричневого и белого цвета (фиг. 2). Бурая разновидность локализуется у стенок трещин. В белой разновидности фосфата, выполняющей центральные пространства прожилков, встречаются фрагменты фораминифер, образования, напоминающие ходы илоедов. Здесь фосфат развит по биогенному известковому веществу, заполнявшему трещины до фосфатизации. Фосфат вдоль нижней границы железомарганцевой корки, покрывающей поверхность пиллоу, име-

ет типичную жильную гребенчатую структуру. Размер кристаллов до 1 мм (см. фиг. 2). Фосфатное вещество, поступившее в трещины пиллоу, активно корродирует вмещающие базальты. В образцах, поднятых на ст. 6352, хорошо виден процесс не только проникновения фосфатного вещества (раствора) по трещинам в щелочных оливин-пироксеновых базальтах [6], но и разрывания, раздвигания фосфатом крупных базальтовых обломков (фиг. 3, 4). Это явление можно объяснить поступлением в



Фиг. 2. Фосфат (белое) корродирует и «раздвигает» фрагменты базальтов обр. 6352



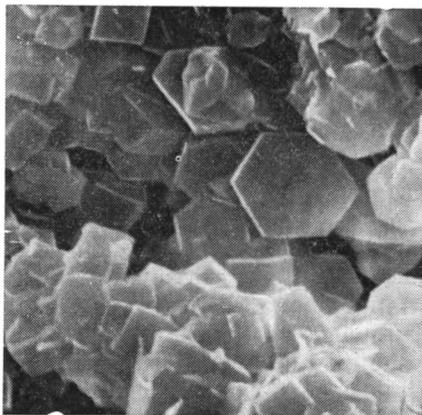
Фиг. 3. Фосфат проникает по трещинам в базальт обр. 6352

трещиноватые базальты активных растворов, а раздвигание обломков действием кристаллизационных сил. Здесь фосфат представлен кристаллическим беспорядочным агрегатом плоских гексагональных призматических кристаллов. Реликты фауны отсутствуют, агрегат пористый.

При минералогическом исследовании протолок кристаллической массы фосфата обнаружены редкие зерна кварца (аналитик Б. П. Казакова). Изучение шлифов этого же вещества на микроанализаторе физико-химического института им. Л. Я. Карпова показало наличие значительных локальных концентраций кремнезема. В корродируемых базальтах миндалинов, выполненных кварцем, не обнаружено, по-видимому, кварц поступал вместе с фосфатным веществом. В результате химического анализа, выполненного в Аналитической лаборатории ИОАН (аналитик Т. А. Кузьмина), установлен следующий состав тоннокристалли-

ческого фосфатного агрегата из обр. 6352, % : SiO_2 —14,5; Al_2O_3 —3,31; TiO_2 —0,26; Fe_2O_3 —1,00; MnO —0; MgO —1,25; CaO —45,8; Na_2O —0; K_2O —0,51; P_2O_5 —24,5; п. п. п. 9,75. Очень похожие на обр. 6352 брекчии описаны Н. Г. Бродской ([4]) в фосфатизированных шлаковых туфах свиты Мтавари в Грузии и в фосфатизированных щелочных базальтах из восточной части Судет.

В гиалокластитах количество фосфата в цементирующей массе варьирует. В одних случаях он выполняет интерстициальные промежутки (ст. 6017), в других служит цементом соприкосновения либо базальным (ст. 6002). Обычная последовательная цементация в этих породах: смектит в виде тонких оторочек — цеолит (филлипсит) — железомарганцевые тончайшие корочки или дендриты и затем фосфат, заполняющий промежутки либо замещающий попавший туда ранее карбонатный осадок. В обр. 1923/30 обломки пузыристого (до 20% объема породы) вулканического стекла размером 1—10 мм составляют около 50% объема породы. Обломки окружены каймой зеленого колломорфного смектита толщиной до 1 мм, образующего почковидные натечные формы на поверхности обломков. По-видимому, смектит гидротермальный. Обломки активно корродированы фосфатом цемента. В фосфатной массе содержатся многочисленные мелкие фрагменты стекла и смектитовых оторочек. Фосфат серый и светло-серый, причем последний по четким прожилкам внедряется в первый и рвет его. В плоской глыбе грубообломочного гиалокластита, поднятого на ст. 6366, размером $0,2 \times 0,4 \times 0,6$ м встречены вертикальные и горизонтальные прожилки белого и коричневого фосфата. Мощность прожилков 4—5 мм, длина через весь образец 0,35 м. На зальбандах прожилков наблюдаются редкие железомарганцевые (?) оторочки, дендриты. Фосфат имеет кристаллическую структуру.



Фиг. 4. Пористый кристаллический агрегат фосфата (увел. 5000) обр. 6352

Покрытая со всех сторон железомарганцевой коркой глыба размером $1,7 \times 1,4 \times 0,6$ м интенсивно окварцованного грубообломочного гиалокластита поднята с подводной горы северо-западной котловины (ст. 6017). Порода состоит из обломков бурого палагонитизированного стекла и на 85% своего объема замещена мозаичным агрегатом бурого халцедона. Тонкие, не более 1 мм прожилки, а также гнезда сложены прозрачным кварцем. В нижней части глыбы оставшиеся после окварцевания межзерновые промежутки выполнены темно-коричневым тонкокристаллическим фторапатитом [3]. Тонкие прослои до 2 мм белого фторапатита встречаются в рудной корке, располагаясь вдоль внутренней ее поверхности. Минералогический и химический анализ фосфата выполнялись в лаборатории Государственного института горно-химического сырья. Химический состав фторапатита, % : SiO_2 —0; Al_2O_3 —0,55; TiO_2 —0; Fe_2O_3 —0,79; FeO —0; MnO —0; MgO —1,35; CaO —49,0; Na_2O —0; K_2O —0; P_2O_5 —31,47; F—3,11; CO_2 —4,25; п. п. п. — 5,89; Cl (водная вытяжка) — следы; H_2O (при 110°C) — 0; н. о.—1,35%.

Таким образом, фосфат рассматриваемых образцов представлен кристаллическим агрегатом, чаще беспорядочным по структуре, выполняющим трещины и прожилки в породе. Он всегда корродирует вмещающие породы, а в некоторых местах рвет и раздвигает их. Пространственно фосфат ассоциирует с минералами предположительно гидротермального генезиса: смектитом (обр. 1923), кварцем (обр. 6352, 6017). Во всех образцах встречены две разновидности фосфата: бурая и белая. Состав и структу-

ра их микроскопически не различаются. Взаимоотношения различны: есть как постепенные переходы, так и четкие, рвущие контакты. Детальному минералогическому исследованию были подвергнуты образцы ст. 1912 и 6366. Использовались методы люминесцентной микроскопии, иммерсии, рентгеноструктурного и дифференциально-термического анализа. Содержание CO_2 составляет 4,5%. Рентгенографически с помощью дифрактомера ДРОН-2 определены с погрешностью 0,002 Å параметры кристаллической ячейки:

Образец	$a, \text{Å}$	$c, \text{Å}$
1912	9,323	6,896
6366		
белый	9,324	6,897
6366		
коричневый	9,320	6,896

Термическое изучение фосфата обр. 6366 (белый) проводилось на дериватографе ОД102 с эталоном Al_2O_3 в атмосфере воздуха. Проведенные исследования позволили отнести все три фосфата к фторкарбонатапатиту типа курскита, т. е. фторapatиту с частичной заменой ионов PO_4^{3-} на CO_3^{2-} . Исследования проводились в научно-исследовательском институте по удобрениям и инсектофунгицидам им. Я. В. Самойлова (аналитики Н. П. Бельская, И. Г. Красильникова, В. Г. Дубинин), термограмма снята в ГИГХС Т. С. Кузьминой. С целью конкретизации генезиса фосфоритов применен изотопно-кислородный метод исследования фторкарбонатапатита, а также кварца из обр. 6017 [8]. Отдельно изучались белая и бурая разновидности фторкарбонатапатита. Экспериментальные данные получены в результате масс-спектральной регистрации величин δO^{18} . Анализировался изотопный состав элементарного кислорода, выделенного из фосфат-иона и карбонатной составляющей фосфата. Элементарный кислород фосфат-иона выделялся с использованием фторидного метода, кислород карбонатной составляющей — с применением 100%-ной ортофосфорной кислоты. Результаты изотопного анализа таковы:

Образец	$\delta\text{O}_{\text{PO}_4}^{18}$	$\delta\text{O}_{\text{CO}_3}^{18}$	$\delta\text{O}_{\text{SiO}_2}^{18}$
6366 белый	+22,5	+29,6	—
6366 бурый	+20,9	+29,6	—
1912 белый	+22,5	+29,6	—
1912 бурый	+19,9	+29,6	—
1923 »	+19,5	—	—
6017 »	+18,1	—	+19,5

Точность анализов $\pm 0,2\%$, результаты анализов выражены относительно $\delta\text{O}_{\text{SMOW}}^{18} = 0,0\%$. Экспериментальные данные получены В. П. Стрижовым, В. И. Устиновым (МГУ). Для оценки температур применены фосфатный и кварцевый изотопный «термометры» (по А. Longinelli [15, 16]): $t = 111,4 - 4,3(\delta\text{O}_{\text{PO}_4}^{18} + \delta\text{O}_w^{18} + 0,5)$ — фосфатный; $t = 169 - 41,$

$(\delta\text{O}_o^{18} - \delta\text{O}_w^{18} + 0,5)$ — кварцевый. Предполагается изотопный состав кислорода воды, в равновесии с которой образовались минералы, соответствующий среднеокеанической воде (SMOW). Температуры образования бурых фосфатов составляют ряд от 23,5 до 36° С. Значение температур для белой разности 16,5° С, кварца — порядка 110—130° С. Микроскопическое исследование обр. 6017 показало одновременность кристаллизации кварца и фосфата. В случае, если изотопный состав кислорода воды более тяжелый, что весьма вероятно при поступлении ювенильной эндогенной воды, то значение температур образования фосфатов будет еще выше. Необходимо отметить, что температура придонных вод в экваториальной части Тихого океана за последние 73 млн. лет не превышала 13° С [11]. Современная температура на глубинах 5000—500 м соответственно 1—8° С. В настоящее время продолжатся специальные изотопные исследования этих же фосфатов. Выказано мнение о более высоких температурах образования их, до 44° С [9]. Интересен факт рав-

ных значений $\delta O_{PO_4}^{18}$ для белой разновидности фторкарбонатапатита со ст. 6366 и 1912, а также значений $\delta O_{CO_3}^{18}$ для этих же станций. Необходимо отметить приуроченность процессов интенсивно фосфатизации к излияниям щелочных базальтов.

Таким образом, полученные данные позволяют предположить участие гидротермальных процессов в фосфатообразовании на подводных горах-вулканах. Тем не менее нельзя с полным основанием отнести эти фосфаты к продуктам эндогенной гидротермальной деятельности. Обращает на себя внимание факт развития процесса фосфатизации только в приповерхностном слое осадков. В глыбе грубообломочного туфотурбидита (ст. 6002) мощность 23 см при равномерной пористости по всему разрезу фосфат развивается только в верхней части разреза (10 см), замещающая карбонатный осадок, выполняющий роль наполнителя интерстициальных промежутков между обломками в породе. В кровле разреза обнаружен горизонтальный прожилок плотного тонкокристаллического фосфата [7]. Данные глубоководного бурения не содержат сведений о находках фосфоритов на сколько-нибудь существенной глубине от поверхности дна. Описанные особенности состава, структур фосфатов, изотопные данные, а также геологическая позиция грубообломочных пород с фосфатным цементом и прожилками фосфата позволяют предположить фосфатизацию под воздействием термальных растворов. Источник фосфатных растворов не известен. В случае эндогенного источника подобные образования могут возникать при разгрузке гидротермальных растворов в верхней части осадочного слоя.

Литература

1. Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978, с. 150.
2. Безруков П. Л., Батурич Г. Н. Литология океанских фосфоритов.— В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976, с. 20—29.
3. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдма И. О., Скорнякова Н. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 1149.
4. Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974, с. 14—21.
5. Матвеев В. В., Марова Н. А. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 126—130.
6. Рудник Г. Б., Матвеев В. В. Особенности химизма и этапы развития поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан).— Океанология, 1978, вып. 9, с. 489—495.
7. Сафонов В. Г. Некоторые типы обломочных пород подводных гор Маркус-Неккер.— Океанология, 1978, вып. 2, с. 276—283.
8. Стрижов В. П., Устинов В. И., Сафонов В. Г., Николаев С. Д. Изотопный состав кислорода фосфоритов с подводных гор северо-западной части Тихого океана в связи с проблемой их генезиса.— Тез. докладов 4-й Всес. школы морской геологии, 1980, т. 1, с. 76.
9. Стрижов В. П., Устинов В. И., Николаев С. Д. Условия образования жильных фосфатов подводных гор океана по изотопнокислородным данным.— 8-й Всес. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии (тезисы). М., 1980, с. 217.
10. Харин Г. С. Фосфатистые породы подводного хребта Ян-Майен (Северная Атлантика) и связь их с вулканизмом.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1, с. 41—45.
11. Douglas R. G., Savin S. M. Oxygen and Carbon Isotope Analyses of Coretaceous and Tertiary foraminifera from the Central north Pacific.— Init. Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1971, v. 17, p. 591.
12. Heezen B. C., Matthews I. L., Catalano R., Natland I., Coogan A., Tharp M., Rawson M. Western Pacific guyots.— Init. Reports DSDP, Leg 20. Wash., D. C., 1973, p. 659.
13. Hutchinson G. E. The biogeochemistry of vertebrate excretions.— Bull. Amer. Museum Natur. History, 1950, v. 96, p. 86.
14. Trueman N. A. The phosphate, volcanism and carbonate rocks of Christmas Islands (Indian ocean).— J. Geol. Soc. Australia, 1965, v. 12, part 2, p. 261.
15. Longinelli A. Oxygen Isotopic Composition of Orthophosphate from Shells of Living marine organisms.— Nature, 1965, v. 207, № 4998, p. 716.
16. Longinelli A. Oxygen Isotopic Composition of Phosphate from Shells of some Living Crustaceans.— Nature, 1966, v. 211, № 5050, p. 727.
17. Marlowe J. J. Dolomite, phosphorite and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount.— J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, № 3, p. 807—827.

УДК 550.4 : 553.57 : 553.7

**ГЕОХИМИЯ КРЕМНЕЗЕМА СЛАБОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ
ГИДРОТЕРМ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА**

ДИСЛЕР В. Н., АВТАНДИЛОВА Н. И.

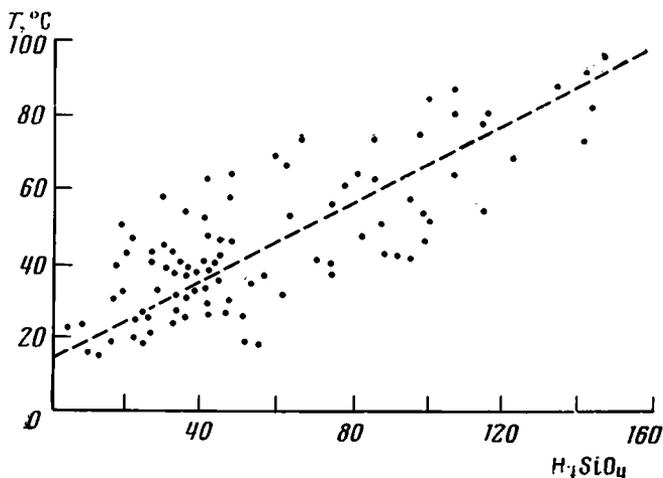
Слабоминерализованные гидротермы в зоне гипергенеза, формирующие-ся в терригенных песчано-глинистых толщах, обладают в значительной степени меньшей насыщенностью кремнеземом, чем термы изверженных пород аналогичного состава при равных с ними температурах. Объяснить это явление можно различной глубиной циркуляции терм, запечатленной в так называемом «эффекте геотермометра», с одной стороны, а также в особенностях вещественного состава пород — с другой. Породы, прошедшие многократно стадии переотложения, лишены наиболее реагентной части, поставляющей кремнезем в гидротермы. В то же время недонасыщенность гидротерм осадочных пород кремнеземом связана с направленным увеличением содержания Si в составе глинистых минералов.

Зависимость содержания SiO_2 природных вод от их температуры общеизвестна. Однако, если попытаться выразить ее на графике в координатах: концентрация SiO_2 — T °C, то для всего многообразия подземных вод возникает неинтерпретируемая картина беспорядочно расположенной массы точек. Выявить эту закономерность можно, максимально устранив осложняющие ее моменты. К таковым относятся общая концентрация солей (минерализация вод), ионно-солевой и газовый состав вод. Известно, что повышенные концентрации NaCl , Na_2CO_3 , NaOH и т. д. оказывают каталитическое воздействие на поступление SiO_2 в раствор; Al^{3+} , наоборот, содействует фиксации коллоидной формы SiO_2 . Высокая щелочность, как и высокая кислотность растворов, способствует возрастанию растворимости кремнистых соединений. Присутствие CO_2 , особенно в повышенных количествах, увеличивает содержание кремнезема в растворе. Природные углекислые кремнистые термы (и часто холодные углекислые воды, например, в Забайкалье) содержат значительно более высокие концентрации SiO_2 , чем азотные и азотно-метановые. Углекислые термы при равных с азотными температурах имеют значительно более высокие концентрации SiO_2 .

Таким образом, для анализа указанной закономерности в различных геологических условиях наиболее благоприятны термальные воды с предельно низкой минерализацией, при которой влияние ионно-солевого состава минимально, и газами, инертными в отношении поведения SiO_2 . К таким типам вод относятся широко известные в СССР и за рубежом акратотермы или азотные щелочные слабоминерализованные термы и примыкающие к ним азотно-метановые и метановые щелочные кремнистые слабоминерализованные термы. Эти воды проявляются в зоне повышенной современной тектонической активности и служат своеобразным индикатором повышенной сейсмичности регионов [1]. Они формируются в хорошо промытых структурах, тектонически активных разломах кристаллических массивов, в трещиноватых вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах в обширном орогенном поясе юга и востока СССР. В осадочных толщах в предгорных и межгорных артезианских бассейнах этот тип вод выступает часто в плане гидрогеологической инверсии, залегая на глубине под более солеными, но менее термальными водами. Как в кристаллических метаморфогенных или гранитоидных интрузивных массивах, так и в вулканогенно-осадочных и осадочных породах гидрохимический облик терм этого типа опре-

деляется почти исключительно взаимодействием с силикатными и алюмосиликатными минералами.

По принятым классификационным критериям [7], общая минерализация вод этого типа не превышает 2 г/л; в составе газов, как правило, преобладает азот (более 90%), среди катионов натрий превалирует почти всегда (обычно более 90 экв.%), а анионы представлены сложным сочетанием HCO_3^- , SO_4^{2-} и Cl^- . Для осадочных пород характерно преобладание гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного типов. В метановых и азотно-метановых термах среди катионов также преоб-



Фиг. 1. Зависимость содержания H_4SiO_4 от температуры в азотных слабоминерализованных термах СССР (по Л. Н. Барбанову и В. Н. Дислеру [1])

ладает Na^+ , а среди анионов HCO_3^- и Cl^- (таблица). Температура вод по месторождениям колеблется от 20 до 100°C , но на глубине может достигать $140\text{--}150^\circ\text{C}$. Термальные воды обладают высокой щелочностью ($\text{pH} \geq 7,5\text{--}9,5$), обусловленной в первую очередь присутствием в растворе слабой ортокремниевой кислоты H_4SiO_4 (первая и вторая константы диссоциации $K_1 \approx 1,10^{-9,36}$, $K_2 \approx 1,10^{-11,3}$ при $T = 50^\circ\text{C}$). Как показали исследования С. С. Крапивиной [10], в рассматриваемых термах H_4SiO_4 составляет 70—90% от суммы всех ее форм. Коллоидная форма возникает ввиду склонности молекул H_4SiO_4 к полимеризации; комплекс H_3SiO_4^- присутствует в наиболее щелочных разностях терм и составляет в сумме с коллоидной формой 10—30% общего содержания кремнезема. Поведение кремнезема наиболее четко отражает природную модель взаимодействия воды с силикатными и алюмосиликатными минералами. Таким образом, азотные термы являются тем типом вод, который позволяет с наименьшим количеством «помех» проследить влияние температуры на геохимическую эволюцию кремнезема в различных геологических условиях. Как ни один тип вод, азотные термы способны формироваться в различных геолого-структурных обстановках, сохраняя свой достаточно однообразный гидрохимический облик. Однако последние, несмотря на кажущуюся однородность распределения SiO_2 , в зависимости от температуры (фиг. 1) оказывают существенное воздействие на эволюцию этого компонента.

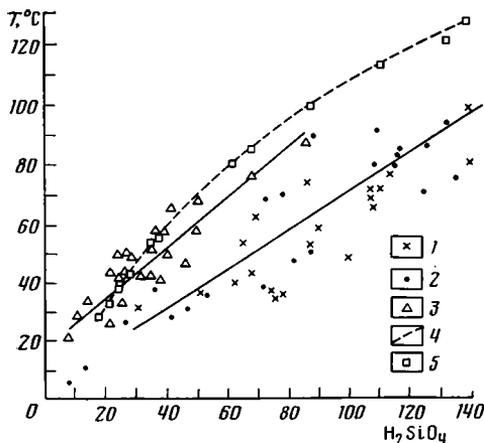
Если выявить литолого-петрографические особенности приуроченности азотных терм (фиг. 2), то окажется, что на приведенном графике четко обособляются два поля: верхнее, показанное треугольниками, и нижнее, показанное точками и крестами. Верхнее поле отвечает зависимости содержания SiO_2 от температуры слабоминерализованных терм, приуроченных к осадочным породам, не содержащим в сколь угодно заметных количествах пирокластического материала. Нижнее поле отвечает той же зависимости в термах, связанных с гранитоидами и другими изверженными и вулканогенно-осадочными породами.

Химический состав характерных типов азотных и азотно-метановых слабоминерализованных терм

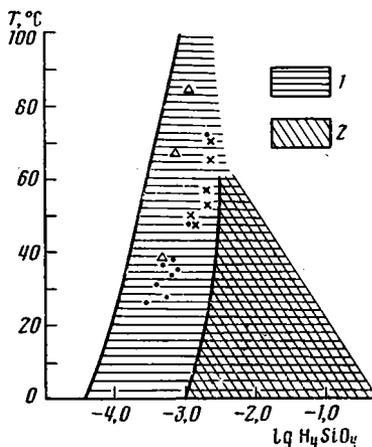
Источники и месторождения	Т, °С	рН	Минерализация, г/л	Содержание основных компонентов, мг/л										Вмещающие породы, и их возраст
				Na+	K+	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	H ₄ SiO ₄	
Джалал-Абад	44	7,4	1,6	253,5	13,3	157,6	33,9	0,06	160,6	586,0	323,3	Не обн.	30,5	Песчаники, I ₃ » , N Песчано-гравийные отложения Q, граниты, Pz
Джергалан	44	7,9	0,9	282,0	1,7	22,8	1,7	Не обн.	280,8	192,0	97,6	—	26,7	
Оби-Гарм	51	8,0	0,9	212,7	4,5	84,2	Сл.	»	135,6	418,9	56,6	Сл.	36,6	
Ташкент	51	8,3	0,8	235,5	6,0	9,8	2,0	0,03	78,5	134,4	335,5	12,0	31,1	Песчаники, K ₁ Известняки, K ₁ »
Цаиши	76	7,3	1,8	229,0	19,0	234,0	35,0	—	291,0	649,9	212,0	—	83,6	
Цхалтубо	35	7,3	0,9	74,4	13,0	125,5	32,5	—	100,2	270,8	244,0	—	29,9	Граниты, Pt Кварцевые перфиры, D ₂ Граниты, Pt, и конгломераты, I ₃ , K ₁
Горячинск	54	9,2	0,7	170,2	—	18,0	Сл.	0,06	11,3	339,1	12,2	11,4	108,7	
Джумалинский	21	8,4	0,3	67,6	1,6	8,8	1,2	Не обн.	21,3	76,5	48,8	12,0	34,7	
Питателевский	58	7,4	1,9	471,7	13,8	114,4	2,5	»	187,9	974,4	36,6	Не обн.	77,5	Граниты, Pz Перфириты, T ₃ Вулканогенно-осадочные поро- ды, f—N
Ходжа-Оби-Гарм	94	8,9	0,5	115,5	5,2	4,6	0,6	—	46,4	36,3	97,6	24,0	169,1	
Талая	90	9,0	0,5	133,9	—	3,4	1,0	Сл.	67,4	38,7	84,2	19,2	155,6	
Озерновский	85	8,6	1,2	179,0	3,4	176,3	7,2	—	215,6	489,9	24,0	12,0	143,9	Вулканогенно-осадочные поро- ды, f—N
Паратунка	42	8,1	1,5	279,2	8,2	160,3	3,2	Не обн.	199,5	706,8	61,0	—	34,7	
Дагинский-1	44	8,0	2,4	852,0	—	4,9	25,2	—	1234,0	2,0	261,1	9,6	34,7	Песчаники, N ₁₋₂ » , N ₁₋₂ » , N ₁₋₂
Дагинский-2	50	7,8	1,6	549,0	5,1	28,5	1,5	—	808,5	2,0	158,6	Не обн.	42,6	
Лунский	57	7,3	3,8	1193	12,1	30,9	6,9	—	1241,0	4,0	1171	4,0	45,5	

Примечание. Концентрации H₄SiO₄ приведены по данным калориметрических определений [1], дающих для азотных слабоминерализованных терм хорошую сходимость с весовым методом. Приведенные в таблице, как и на фиг. 1 и 2, примеры гидротерм отвечают месторождениям, широко используемым в бальнеологии, воды которых отличаются постоянством состава в годовом цикле сезонных колебаний. Данные о составе вод многократно подтверждены химическими анализами [1], так как большинство из них отвечает водам месторождений многолетнего использования либо с запасами, утвержденными в ГКЗ.

Из графика следует парадоксальный вывод о том, что хорошо диспергированные и, следовательно, наиболее реакционноспособные породы при взаимодействии с термальной водой отдают в раствор значительно меньшее количество SiO_2 , чем при тех же температурах граниты и основные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. В этой связи интересно отметить, что разброс точек на графике (см. фиг. 2) для изверженных и вулканогенно-осадочных пород таков, что не позволяет судить о преимущественном обогащении кремнеземом той или иной их разности. Следовательно, наличие витрокластического и другого вулканомиктного материала для рассматриваемых терм в той же



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Распределение H_4SiO_4 слабоминерализованных азотных и азотно-метановых терм по типам пород и в зависимости от температуры вод 1 — в термах, приуроченных к гранитным массивам; 2 — в термах, приуроченных к вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам; 3 — в термах, приуроченных к осадочным породам; 4 — кривая теоретически рассчитанных температур (по Fournier, Truesdell [16]); 5 — примеры расчетных температур для различных месторождений слабоминерализованных терм. На фиг. 3, 4 принято аналогичное обозначение распределения гидротерм по типам пород

Фиг. 3. Распределение концентраций H_4SiO_4 гидротерм различных пород в отношении уровней насыщения кварца и аморфного кремнезема (уровни насыщения показаны по данным Helgeson e. a. [18])

1 — поле стабильности кварца; 2 — поле насыщения аморфного кремнезема

мере способствует растворению SiO_2 , что и присутствие хорошо раскристаллизованных полевых шпатов, слюд и кварца в гранитоидах. В среднем, если содержание растворенного кремнезема азотных терм изверженных пород при средних температурах $50\text{--}60^\circ\text{C}$ принять за 100%, то в термах осадочных пород при тех же температурах SiO_2 составит 60% этого количества. Поиски решения этого парадоксального положения позволяют рассмотреть несколько возможных объяснений.

Можно предположить, что дивергенция кремнезема в термах обусловлена эффектом так называемого геотермометра. Суть его состоит в том, что при взаимодействии с силикатными минералами подземные воды сохраняют и при снижении температуры вод некоторые компоненты в определенных соотношениях, отвечающих равновесным условиям при температурах формирования терм. В этом состоит своеобразная геотермальная «память» воды. Одним из таких компонентов гидротерм является SiO_2 . Из опыта химических определений кремнезема известно, что анализ, выполненный у источника, дает те же результаты, что и анализ воды (при правильном отборе пробы) в стационарных условиях через несколько месяцев после отбора пробы воды при нормальных условиях. Это явление объясняется тем, что воды гидротерм рассматриваемого типа всегда значительно недонасыщены кремнезе-

мом относительно его наиболее растворимых форм: аморфного кремнистого геля, опала, кристобалита, и насыщены или несколько пересыщены только в отношении халцедона и кварца (фиг. 3). Поэтому даже значительное снижение температуры не вызывает выпадения SiO_2 в осадок из раствора. Подобное свойство гидротерм было использовано Фурнье и Трусделлом [16]. Ими и рядом других авторов предложены эмпирические формулы, которые с успехом проверялись и применялись при геотермических исследованиях геотермальных полей Камчатки [9].

Для рассматриваемых терм, обладающих на выходе температурами обычно значительно ниже 100°C , нами использована эмпирическая формула Фурнье и Трусделла, основанная на предположении о том, что термы формировались в условиях насыщения относительно халцедона, и имеющая следующее выражение:

$$t^\circ, \text{C} = \frac{1051,1}{4,655 - \lg \text{SiO}_2} - 273,15.$$

На фиг. 2 показана теоретическая кривая, отражающая температуры, рассчитанные по этой формуле для терм изверженных и осадочных пород. Максимальные температуры получены для источников Ходжа-Оби-Гарм (128°C — расчетная температура, 94°C — реальная); Уш-Бельдир (128°C — расчетная температура, 80°C — реальная); Талая (122°C — расчетная температура, 90°C — реальная). Эти и другие термы формируются в изверженных и метаморфических породах. Для терм Приташкентского бассейна теоретическая температура равна 39°C при реально наблюдаемой $50,5^\circ\text{C}$, для терм Джалал-Абада расчетная температура образования 38°C при реально наблюдаемой 44°C и т. д. Таким образом, для всех случаев без исключения термы, формирующиеся в изверженных породах, имеют теоретически рассчитанную температуру значительно выше реально наблюдаемой. Термы осадочных пород показали, что в половине случаев из рассмотренных теоретические температуры ниже реально наблюдаемых, а в других случаях равны или близки им.

Можно предположить, что движение вод в осадочных породах, особенно при их нормальном залегании (Ташкентский бассейн), ограниченное водоупорными слоями и в конечном счете кристаллическим фундаментом, не может обеспечить значительный нагрев терм осадочных пород. В то же время в кристаллических массивах гранитоидов и других типах изверженных пород глубина проникновения трещинных систем и, следовательно, гравитационных вод не ограничена на всю мощность твердой земной коры. Поэтому термы изверженных пород могут подниматься со значительно больших глубин, чем при обычной пластовой циркуляции, и действительно могут иметь значительно большую температуру образования при равных с осадочными толщами геотермических условиях, а следовательно, и насыщенность кремнеземом. Но эффект геотермометра лишь частично объясняет проблему. Значительная недонасыщенность в целом ряде случаев терм кремнеземом (Ташкент, Джергалан, Джалал-Абад и др.) или точное соответствие теоретических и расчетных температур не объясняют полностью это явление. Целый ряд терм осадочных пород связан с крупными тектоническими нарушениями (Дагинские и Лунские термы на Сахалине, Джалал-Абад в Средней Азии и др.), поднимаются с больших глубин и так называемый эффект геотермометра для них должен иметь место. Кроме того, есть указания на то, что, располагаясь в зоне высокой тектонической активности, рассматриваемые термы даже при наличии мощного осадочного покрова могут иметь связь с глубокими тектоническими разломами (Джалал-Абад, Ташкентские термы и др.). Однако этого нельзя сказать по содержанию SiO_2 .

Если не существует различий в геотермических условиях формирования рассматриваемых терм, то, очевидно, причины разных уровней обогащения их кремнеземом надо искать в геологических условиях. Уже отмечалось, что более высокая дисперсность пород должна была

бы обусловить эффект большего растворения минералов при равных температурах, тогда как наблюдается обратная закономерность. Можно предположить, что причина ее лежит в растворении наиболее реакционноспособной части пород в процессе мобилизации при их химической и физической дезинтеграции на начальных стадиях седиментогенеза. Лишенные таких компонентов породы должны давать впоследствии меньше концентрации кремнезема. И действительно, работами ряда исследователей показано, что минеральный состав осадочных терригенных пород существенно изменяется по сравнению с материнскими образованиями даже в том случае, если терригенные накопления формировались в течение только одного цикла седиментации [12].

Наиболее легко разрушающимися акцессорными минералами при выветривании являются: группа ферримагнезиальных компонентов (оливин, пироксены, роговая обманка), эпидот, гранат и апатит.

Выявлены ряды устойчивости минералов, отражающие их способность противостоять механическому разрушению, а также ряды химической устойчивости минералов. Установлено, что постепенное обеднение минеральных ассоциаций при движении от молодых отложений к древним является результатом внутрислойного растворения нестойких минералов в течение эпигенеза (по А. Г. Коссовской [12] со ссылкой на Петтиджона, 1941). Эти выводы, полученные геологическими методами, дополняются данными экспериментов по выщелачиванию различных пород и минералов, воспроизводящих условия формирования кор выветривания и свидетельствующих о выносе многих компонентов и, следовательно, обеднении материнских пород, щелочными элементами — железом, алюминием и кремнеземом [3, 4]. По возрасту отложения, содержащие рассматриваемые типы вод, относятся к юре, нижнему мелу, палеогену, неогену и четвертичному периоду и известны на Кавказе, Копет-даге, Тянь-Шане и Сахалине. Сам перечень регионов и возрастной диапазон отложений говорят о разнообразии условий их образования. Таковы достаточно детальные описания разрезов зон существования слабоминерализованных терм на Северном Сахалине, приуроченных к отложениям дагинской, окобыкайской и нутовской свит неогена. По Л. П. Иваньиной [8], для отложений дагинской свиты при пористости 11—25% характерны песчано-алевритовые породы, содержащие неравномерное распределение обломочного материала: 30—35% зерен кварца, 40—60% полевых шпатов, 5—15% обломков пород, цемент глинистый, глинисто-кремнистый и кремнистый. Глинистые минералы обычно представлены гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонитом. Состав окобыкайской и нутовской свит аналогичен описанному. Отмечается некоторое повышение содержания зерен кварца, а в нутовской свите, кроме того, возрастает роль песчаников и снижается роль глинистых прослоев, в связи с чем резко ухудшаются ее коллекторские свойства, и эта свита содержит лишь 5% месторождений нефти и 2% месторождений газа.

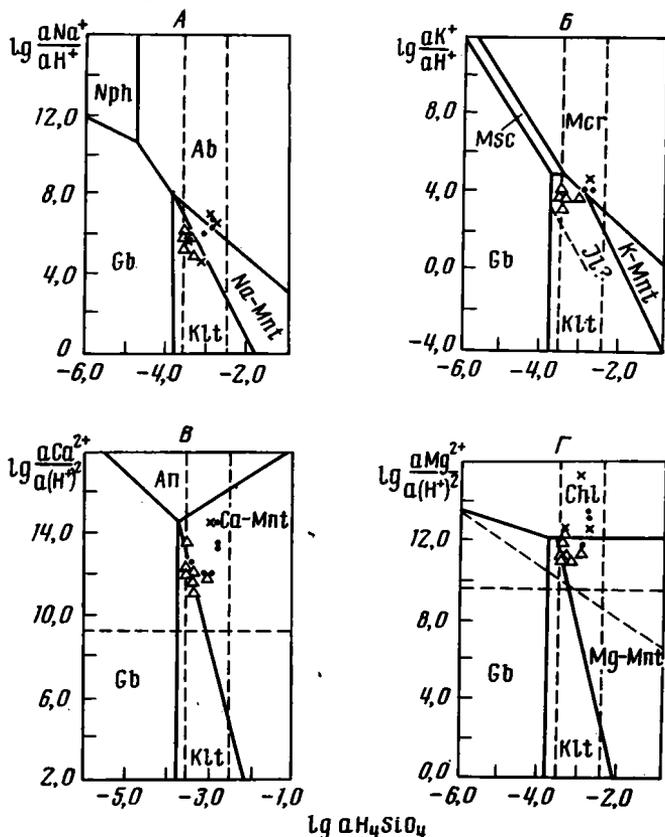
В классическом районе распространения азотных слабоминерализованных терм (Приташкентский бассейн), которые приурочены к азербайджанской свите нижнего мела, а также к чанакской (сеноман) и дарбазинской (турон) свитам верхнего мела (по Н. И. Гридневу и С. Бахридинову [5]), в легкой фракции песчаников везде преобладают сильно разрушенные обломки полевых шпатов (в среднем 76%); кварц в большинстве проб составляет в среднем 18%, присутствуют глинистые минералы, биотит, мусковит, хлорит. Упомянутые авторы отмечают, что обломочные минералы отражают состав питающих провинций, кислых и средних магматических и осадочно-метаморфических пород палеозоя, развитых в горных сооружениях к северо-востоку от Ташкента на хребтах Каржантау, Пснимеском, Уганском и Чаткальском. Еще большее сходства в петрохимическом составе пород обрамления и осадочных толщ следует ожидать в межгорных впадинах Тянь-Шаня, где также сосредоточены значительные скопления рассматриваемых термальных вод, для которых характерна все та же закономерность отно-

сительного недонасыщения кремнеземом терм осадочного чехла в сравнении с термами гранитных массивов. Примером рядом расположенных терм служат воды месторождений Джергалан (T 44°C , содержание H_4SiO_4 — 22 мг/л), приуроченные к осадочным толщам неогена, и Аксу (T — 59°C , содержание H_4SiO_4 — 66 мг/л), связанное с гранитоидами в пределах Иссык-Кульской впадины. Соотношение $\text{SiO}_2/T^{\circ}\text{C}$, приводит эти термы в различные поля распределения (см. фиг. 2).

Для Северного Предкавказья в чокракско-караганских песчаниках, как это отмечалось В. А. Гроссгеймом [6], часто можно фиксировать почти полное преобладание в легкой фракции кварца (до 98%). Поэтому пониженное относительно температуры содержание SiO_2 в водах этих отложений можно объяснить отсутствием более реагентных минералов. Однако в этом же регионе в песчаниках нижнего мела (аптальбский горизонт КМВ и в других районах Предкавказья) содержится до 20—50% полевых шпатов. Таким образом, этот горизонт по петрохимическому составу может приближаться к породам изверженных и метаморфических комплексов Кавказа. Приведенный материал показывает, что пониженные концентрации кремнезема характерны для терм, формирующихся как в толщах осадочных пород с заведомо отличным петрохимическим составом от пород изверженных и метаморфических (кварцевые пески и песчаники), так и в толщах, более близких к ним по составу. Иными словами, можно полагать, что в этих последних имеется достаточный резерв кремнезема для его выхода в раствор, особенно принимая во внимание геологические масштабы времени взаимодействия воды и породы. Наличие «защитных» пленочных слоев новообразованных минералов на поверхности минералов, подвергаемых выветриванию, равнозначно как для пород кристаллических массивов в трещинах циркуляции терм, так и в слоях осадочных образований. Следовательно, снижение масштабов поступления SiO_2 в раствор должно быть равноценно в обоих типах пород. Кроме того, в условиях глубокой, замедленной циркуляции вод существенную роль приобретает диффузионное концентрационное выравнивание.

Приведенный материал позволяет сделать вывод о том, что в горизонтах осадочных пород происходит процесс не только выноса кремнезема, но и его перераспределения и фиксации. Так как концентрации кремнезема даже в термах кристаллических массивов и вулканогенных пород не достигают предела растворимости аморфного кремнезема, не говоря уж о гидротермах осадочных пород, процесс перераспределения SiO_2 можно отнести за счет присутствия глинистых минералов. Последние обуславливают наиболее существенное минералогическое отличие осадочных пород от вулканогенных, интрузивных и метаморфических. К подобному выводу приводят как качественные минералогические наблюдения, так и рассмотрение равновесных состояний типичных минералов молассовых толщ — продуктов разрушения гранитов, вулканогенных и метаморфических пород, обнажающихся в процессе воздымания горных сооружений: кварца, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, а также мусковита, каолинита, минералов группы монтмориллонита и гидрослюд. Для анализа равновесных — неравновесных состояний перечисленных минералов использованы диаграммы равновесных состояний, построенные в координатах подвижных компонентов реакций [18]. Выбрана средняя температура, соответствующая температурам азотных слабоминерализованных терм 60°C . Ионный состав терм при $\sim 60^{\circ}\text{C}$, приведенный в таблице, а также и в работе [1], был пересчитан в мольные концентрации. По известному уравнению Дебая — Хюккеля, использованному в форме второго приближения, что допускается ввиду малых значений ионной силы растворов [2], определены коэффициенты активности и рассчитаны активные концентрации ионов Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} [14]. Коэффициент активности H_4SiO_4 ввиду малых значений концентраций, преимущественного содержания этого соединения в молекулярной форме и низких значений ионной силы растворов (не более 0,035) принят равным 1.

На диаграммах фиг. 4 показано, что гидротермы осадочных толщ и изверженных пород распределяются по различным полям устойчивости минералов. На фиг. 4, А видно, что термы осадочных пород распределяются в области равновесного состояния с каолинитом или вблизи равновесия каолинит — монтмориллонит, тогда как термы изверженных пород оказываются в области, близкой к термодинамическому равновесию альбит — монтмориллонит. Воды смешанного генезиса с участием изверженных и осадочных пород (Питателевское ме-



Фиг. 4. Диаграммы равновесных систем при 60° С [18] с нанесением данных по составу слабоминерализованных терм, формирующихся в различных комплексах пород А — система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$; Б — система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$; В — система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{SiO}_2$; Г — система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2$. Nph — нефелин; Ab — альбит; Gb — гиббсит; Klt — каолинит; Na-Mnt (K-, Ca-, Mg-) — монтмориллонит; Msc — мусковит; Mct — микроклин; Il — иллит; An — анортит; Chl — хлорит

сторождение) попадают в поле устойчивости каолинита близ границы равновесия каолинит — монтмориллонит. На фиг. 4, Б наблюдается напоминающее приведенное выше распределение точек. Однако здесь не учтено и лишь предполагается ввиду неопределенности значений свободной энергии образования присутствие минералов из группы гидрослюд [17, 19]. Состав гидротерм осадочных пород отвечает равновесному состоянию гидрослюдистых минералов и близок в некоторых случаях к положению равновесия между гидрослюдой и микроклином. Гидротермы изверженных пород находятся в состоянии термодинамического равновесия с микроклином. На фиг. 4, В показано, что воды слабоминерализованных терм не равновесны с анортитом и находятся в области, близкой к равновесному состоянию минералов каолинит — кальциевый монтмориллонит. И, наконец, на фиг. 4, Г отображено термодинамическое равновесие терм изверженных пород с хлоритом и преимущественное расположение термальных вод осадочных пород в равновесии с магниевым монтмориллонитом.

Так как гидротермы осадочных пород всегда находятся в неравновесном состоянии с преобладающим источником кремнезема в водах — полевыми шпатами, то процесс формирования их состава направлен на установление равновесия с ними. Иными словами, термы осадочных толщ, состав которых отображен на равновесных диаграммах, «стремятся занять» положение терм изверженных пород как по концентрации SiO_2 , так и по соотношению основных катионов Na^+ , K^+ , H^+ , Ca^{2+} и Mg . Такая направленность процесса предполагает определенную эволюцию глинистого материала, без которой невозможно достижение указанного равновесия. Таким образом, глинистые минералы должны в данных условиях подвергаться процессу силификации, т. е. усваивать в своих структурах SiO_2 , а также увеличивать присутствие Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Минералогически такая направленность процесса предполагает гидрослюдизацию и монтмориллонитизацию каолинита и монтмориллонитизацию гидрослюд. Гидрохимически этот процесс приводит к относительному снижению содержания SiO_2 в растворе (по сравнению с термами изверженных пород). Глинистый аллотигенный материал прежде всего должен играть роль фиксатора кремнезема, так как де-структурированные в процессе транспортировки и отложения глинистые минералы в благоприятных термодинамических условиях будут восстанавливать нарушенные структуры. В то же время гидролитическое разложение полевых шпатов приводит к тому, что в растворе присутствуют все химические компоненты, необходимые для синтеза глинистых минералов. Можно предполагать, что этот процесс, по-видимому, также имеет место в осадочных породах. Однако более существенны процессы возникновения метастабильных структур типа смешанослойных минералов.

Нельзя не отметить еще одной, впрочем, недостаточно изученной закономерности, способствующей фиксации кремнезема из раствора. Известно [11, 13], что часто на границе с нефтяными месторождениями в подземных водах, контактирующих с ними, наблюдается резкий дефицит кремнезема. Фиксация SiO_2 из раствора обусловлена присутствием определенных органических веществ. Природа последних, однако, далеко не выяснена. Имеются указания на то, что такими веществами являются фенолы [15]. Но в щелочных средах фенолы, напротив, способны повышать растворимость кремнезема. Находки кремнеземных организмов и растений служат косвенным указанием на возможность фиксации кремнезема из водной среды путем образования кремнеорганических слабо растворимых соединений. Этот процесс может, по-видимому, играть немаловажную роль в формировании кремнистого цемента обогащенных органическими веществами пород. Однако в хорошо промытых толщах с исключительно азотным составом газов акратотерм влияние органического вещества на фиксацию кремнезема, вероятно, весьма ограничено. Более заметным это влияние может быть на участках деятельности метановых и азотно-метановых щелочных слабоминерализованных гидротерм, где скорее можно ожидать обогащение пород органическими веществами.

ВЫВОДЫ

1. Распределение концентраций SiO_2 в слабоминерализованных щелочных термах по их геологической приуроченности показывает значительное недонасыщение вод этим компонентом при равных температурах в водах осадочных пород по сравнению с водами изверженных и вулканогенно-осадочных пород.

2. Термы изверженных пород способны проникать на большие глубины, чем термы осадочного чехла, и сохранять концентрации SiO_2 , отвечающие этим глубинам и, следовательно, более высоким температурам формирования (эффект геотермометра).

3. Преимущественно карбонатный или кварцевый состав пород ограничивает поступление SiO_2 в термальные воды ввиду пониженного

содержания наиболее реагентной в отношении кремнезема составляющей пород.

4. Пониженное содержание SiO_2 в термах осадочных пород (при их близком петрохимическом составе с изверженными) объясняется перераспределением и фиксацией кремнезема в глинистом материале: реконструкция деструктивных форм, образование метастабильных смешанослойных минералов, преобразование минералов с меньшим содержанием SiO_2 в более силифицированные формы.

5. В некоторых случаях при обогащении пород органическими веществами (метановый и азотно-метановый газовый состав гидротерм) фиксация кремнезема может быть вызвана образованием слабо растворимых кремнеорганических соединений.

Литература

1. Барабанов Л. Н., Дислер В. Н. Азотные термы СССР. Мин. здрав. СССР. М., 1968. 119 с.
2. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
3. Гинзбург И. И., Кабанова Е. С. Содержание кремнезема в природных водах и формы его присутствия.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 313—343.
4. Гинзбург И. И., Беляцкий В. В., Матвеева Л. А., Нуржденовская Т. С., Рождественская Э. С. Разложение минералов органическими кислотами.— В кн.: Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами. М.: Наука, 1968, с. 18—66.
5. Гриднев Н. И., Бахриддинов С. Литология мезо-кайнозойских отложений центральной части г. Ташкента.— Узб. геол. ж., 1974, № 1, с. 52—54.
6. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 376 с.
7. Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М.: Недра, 1964. 168 с.
8. Иваньшина Л. П. Вещественный состав пород — коллекторов продуктивной толщи Северного Сахалина.— Тр. ВНИГРИ. Л., 1969, вып. 255, с. 15—22.
9. Ильин В. А., Кононов В. И., Поляк Б. Г., Козловцева С. В. Оценка глубинных температур с помощью гидрохимических показателей.— Геохимия, 1979, № 6, с. 888—901.
10. Крапивина С. С., Хачванкян М. А. Методы определения различных форм кремнекислоты в щелочных термах.— Информ.-метод. материалы ЦНИИ курортологии, 1960, вып. 11, с. 75—80.
11. Кормилец Ю. С. Гидрогеохимические условия образования аутигенного кварца в зоне катагенеза Днепровско-Донецкой впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2, с. 126—132.
12. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. Геол. ин-та, вып. 63. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 191.
13. Мицюк Б. М. Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. Киев: Наукова думка, 1970. 90 с.
14. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
15. Bartels H., Erlenmeyer H. Bildung und Struktur von Silicium-Komplexen.— Helv. Chim. Acta, 1964, v. 47 (1), p. 7—24.
16. Fournier R. O., Truesdell A. H. Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA. Symp. on the dev. and Util. of geothermal Res., 1970, v. 2, p. 1, p. 529—535.
17. Jacks G. Chemistry of some ground waters in igneous rocks.— Nord Hydrol., 1973, v. 4, p. 207—234.
18. Helgeson H. C., Brown Th. H., Leeper R. H. Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving solid and aqueous phase at 1 atm. and 0° to 300° C. San Francisco, 1969. 253 p.
19. Nesbitt H. W. Estimation of thermodynamic properties of Na-, Ca- and Mg-beidellites.— Canad. Mineralogist, 1977, v. 15, p. 22—30.

УДК 552.14 : 551.762(470.67)

АУТИГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНОГО ДАГЕСТАНА

ГАВРИЛОВ Ю. О.

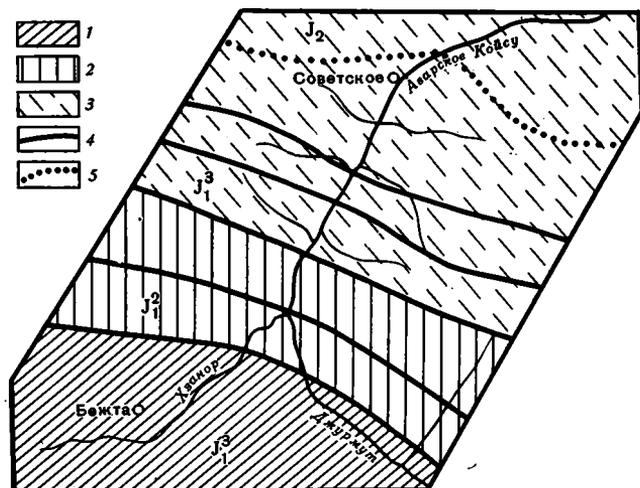
Рассмотрены аутигенные образования, залегающие в ниже- и среднеюрских терригенных отложениях, в различной степени подвергшихся воздействию постдиагенетических процессов. В наименее измененных тоарских и среднеюрских песчано-глинистых отложениях широко распространены диагенетические сидеритовые конкреции при резко подчиненном количестве сульфидных. В среднелейасовых аспидных сланцах развиты кремнисто-сульфидные стяжения, возникшие в результате метасоматического замещения сидеритовых конкреций, что явилось результатом действия интенсивных глубинных постдиагенетических процессов.

Различные аутигенные образования, встречающиеся в древних отложениях, могут характеризовать изменения, которые происходили в осадке в диагенезе, а в ряде случаев и на более поздних этапах существования породы. Причем различные постдиагенетические процессы иногда существенным образом меняют состав аутигенных минералов и их агрегатов. Выяснив направленность этих изменений, можно попытаться оценить характер тех условий, в которых пребывали породы в процессе погружения их на значительные глубины. Одним из объектов, где такие изменения достаточно четко прослеживаются, являются юрские отложения Северного Кавказа. Нами изучались ниже- и среднеюрские отложения в западной части Дагестана в долине р. Аварское Койсу от пос. Советское до пос. Бежта.

На юге этого района распространены отложения *бежитинской свиты* ($J_1^3 t_2$), выполняющие Бежитинский грабен-синклинорий (фиг. 1). В этой свите выделяются интервалы как переслаивания песчаных и глинистых пород, так и преимущественно глинистые. Возраст толщи — верхнетоарский. Степень дислоцированности пород бежитинской свиты в разных местах различна. Преимущественно здесь развиты складки с относительно пологими крыльями, местами появляются следы кливажа. На фоне этого сравнительно спокойного залегания отложений встречаются участки, где слои интенсивно смяты, а также в значительной степени подверглись кливажированию. С севера поле развития отложений бежитинской свиты ограничивается крупным разрывным нарушением — Тлярятинским надвигом. Севернее появляется *зона аспидных сланцев* (J_1^2), полоса распространения которых простирается в юго-восточном направлении. Возраст этих отложений, по данным А. И. Гущина, Д. И. Панова и др., определяется как среднелейасовый. Главную роль в сложении толщи играют темно-серые, почти черные аспидные сланцы, местами существенно алевритистые; подчиненное значение имеют пласты песчаников, голубовато-серых, очень плотных. Породы зоны аспидных сланцев интенсивно дислоцированы: смяты в складки различной морфологии, разбиты многочисленными разрывными нарушениями. В этой толще повсеместно развит кливаж, плоскость которого ориентирована весьма круто, часто почти вертикально. Кливаж придает специфический облик толще аспидных сланцев, заметно отличая ее от отложений смежных зон, где он проявлен в гораздо меньшей степени.

Далее к северу после крупного разрыва, ограничивающего зону аспидных сланцев среднего лейаса, развиты *тоар-среднеюрские отложения* ($J_1^3—J_2$). Набор пород, слагающих эту толщу, однообразен — пес-

чаники, алевролиты, аргиллиты, очень редки пласты известняков, однако распределение их в разрезе весьма неравномерное. Слой в этой зоне, и особенно в ее северной части, по сравнению со среднелейасовой толщей залегают более спокойно и осложняются преимущественно флексурами и крупными коробчатыми складками; в южной части ее, примыкающей к зоне аспидных сланцев, залегание толщи осложняется разрывными нарушениями, усиливается смятие пород, появляется также кливаж. Породы, развитые в трех зонах, в различной степени подверглись вторичным изменениям, о чем свидетельствуют результаты изучения как глинистых минералов, так и песчаников. В тоар-средне-



Фиг. 1. Схема геологического строения района р. Аварское Койсу (по данным Гушина А. И., Панова Д. И. и др.)

1 — песчано-глинистые отложения бежитинской свиты (верхний тоар); 2 — аспидные сланцы (средний лейас); 3 — песчано-глинистые отложения (тоар-средняя юра); 4 — разрывные нарушения; 5 — нормальная геологическая граница, не осложненная разрывом

юрских отложениях и в бежитинской толще набор глинистых минералов включает в себя гидрослюда, каолинит, хлорит иногда с несовершенной структурой, а также встречается в небольшом количестве смешанослойный минерал ряда гидрослюда — монтмориллонит (последний отмечался в бежитинской свите). Причем как качественные, так и количественные вариации в соотношении этих минералов в разных образцах свидетельствуют о том, что такое разнообразие возникло еще на стадиях седиментации и диагенеза и было связано с накоплением отложений в различных фациальных условиях. Эта первоначальная картина лишь частично изменилась в результате постдиагенетических процессов, которые обусловили главным образом уменьшение количества или исчезновение из состава глинистых минералов монтмориллонитового компонента.

Иначе обстоит дело с породами из зоны аспидных сланцев. Из глинистых минералов здесь фиксируются только гидрослюда и хлорит, присутствующие в изучавшихся образцах примерно в равных количествах или с некоторым преобладанием гидрослюда. Существенная хлоритизация глинистых отложений и унификация их состава свидетельствуют об интенсивных вторичных преобразованиях, которым подверглись эти породы. Это же подтверждают и результаты изучения песчаников, указывающие на развитие в песчаных породах бластеза, характерного для поздних этапов ката- и метагенеза. Различия в степени измененности пород в разных зонах в значительной степени обуславливают и черты, присущие аутигенным образованиям, залегающим в этих отложениях.

Химический состав карбонатных конкреций, %

№ п.п.	№ образца	М. н. о.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	CO ₂	Сорг	P ₂ O ₅	Сумма	Ca ₃ (PO ₄) ₂	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	Изб. FeO	Изб. MgO
1	38	17,92	Her	0,60	34,18	0,50	4,32	7,39	31,65	0,30	0,32	97,18	0,70	$\frac{7,03}{9,17}$	$\frac{0,81}{1,06}$	$\frac{54,12}{70,56}$	$\frac{14,74}{19,21}$	0,61	0,54
2	41	18,91	1,11	2,30	32,71	0,53	6,32	4,81	26,60	0,23	1,98	95,50	4,32	$\frac{7,10}{10,77}$	$\frac{0,86}{1,30}$	$\frac{49,93}{75,76}$	$\frac{8,02}{12,17}$	1,74	0,97
3	43a	34,94	Her	1,62	20,88	0,35	7,58	6,72	25,00	0,14	0,12	97,35	0,26	$\frac{13,28}{22,56}$	$\frac{0,57}{0,97}$	$\frac{32,10}{54,52}$	$\frac{12,92}{21,95}$	0,97	0,54
4	43b	29,01	Her	1,40	27,97	0,44	5,09	6,32	27,50	0,20	0,24	98,17	0,52	$\frac{8,59}{12,91}$	$\frac{0,71}{1,07}$	$\frac{45,10}{67,81}$	$\frac{12,11}{18,21}$	—	0,53
5	44	21,32	0,69	1,94	31,50	0,83	7,00	4,25	24,80	0,13	2,69	95,16	5,86	$\frac{6,84}{11,06}$	$\frac{1,35}{2,18}$	$\frac{47,29}{76,50}$	$\frac{6,34}{10,26}$	2,17	1,22
6	47	17,66	0,59	1,88	30,83	0,37	7,42	6,70	32,50	0,14	0,27	98,35	0,59	$\frac{12,67}{16,45}$	$\frac{0,60}{0,78}$	$\frac{49,71}{64,56}$	$\frac{14,02}{18,21}$	—	0,50
7	50	41,96	3,92	0,32	24,50	0,58	1,07	4,75	16,60	0,29	0,18	97,17	0,39	$\frac{1,53}{3,7}$	$\frac{0,94}{2,27}$	$\frac{33,42}{80,74}$	$\frac{5,50}{13,29}$	—	—
8	51	23,46	1,04	1,73	34,62	0,61	3,22	4,70	26,55	0,14	0,59	96,66	1,29	$\frac{4,50}{6,79}$	$\frac{0,99}{1,49}$	$\frac{53,00}{79,98}$	$\frac{7,79}{11,74}$	1,75	0,98
9	48a	30,93	0,52	1,51	6,44	0,61	27,83	1,37	23,90	1,88	2,52	97,51	5,49	$\frac{44,37}{75,72}$	$\frac{0,99}{1,69}$	$\frac{10,38}{17,71}$	$\frac{2,86}{4,86}$	—	1,37
10	48b	7,99	0,49	3,06	41,41	0,64	4,65	5,70	34,75	0,16	0,23	99,08	0,50	$\frac{7,82}{9,09}$	$\frac{1,04}{1,21}$	$\frac{65,89}{76,60}$	$\frac{11,27}{13,10}$	0,54	0,31

Примечание. Химический анализ карбонатных конкреций и пересчет компонентов на минеральные составляющие производился по методике, описанной в книге «Методы изучения осадочных пород» (т. II, М.: Госгеолтехиздат, 1957, 563 с.), в химической лаборатории ГИН АН СССР. М. н. о. — минеральный нерастворимый остаток. В числителе указаны значения в процентах, в знаменателе — в пересчете (на 100%) от суммы карбонатов. В последних двух графах приведены избытки FeO и MgO, полученные при пересчете на карбонаты; появление избытка связано с частичным растворением силикатной части пробы.

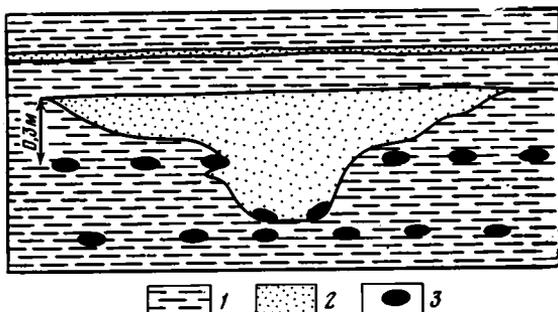
Аутигенные образования тоар-среднеюрских отложений. Из аутигенных образований, развитых в песчано-глинистых толщах этой зоны, наиболее распространены диагностические карбонатные конкреции. Последние в глинистых отложениях, как правило, залегают слоями, образуя цепочки стяжений; местами слои группируются в конкреционные пачки. Для подавляющего большинства конкреций характерна уплощенная линзообразная форма, размер их невелик (2—6 см в толщину и 10—30 см в диаметре). Сложены конкреции коричневато-серым, иногда с лиловым оттенком карбонатом, очень мелкозернистым. Химический анализ породы (табл. 1, № 1—8) показывает, что в ее составе преобладает карбонат закиси железа, количество которого колеблется в пределах от 55 до 80% (от суммы карбонатных минералов), подчиненную роль играют CaCO_3 (3—22%), MgCO_3 (10—22%), MnCO_3 (1—2%). На дифрактограммах этих образцов отчетливо выделяются рефлексы сидерита ($d/n=2,778\text{—}2,78 \text{ \AA}$), иногда фиксируются слабые пики, принадлежащие доломиту ($d/n=2,88 \text{ \AA}$) или магнизальному кальциту ($d/n=3,01 \text{ \AA}$). Судя по несколько заниженным значениям d/n для сидерита, в его структуру изоморфно входят ионы магния. По преобладающему компоненту эти стяжения можно именовать сидеритовыми.

В конкрециях помимо алевритовой примеси изредка обнаруживаются небольшие (несколько миллиметров) выделения сульфидов (обычно пирита), мелкозернистые, макроскопически не имеющие правильных кристаллографических очертаний: линзочки, пылевидные сгустки, мелкие горошины. В верхнеаленских отложениях встречен глинисто-карбонатный пласт (1,5 м), содержащий большое количество оолитов. Последние сложены железистым силикатным минералом, близким к хлориту. Причем здесь можно наблюдать такую последовательность выделения минералов: оолиты замещаются пиритом и в свою очередь цементируются сидеритом, стяжения которого встречаются в этом пласте.

Учитывая последовательность образования железистых минералов и условия их залегания, можно реконструировать обстановку, в которой они образовались. Порядок выделения пирита и сидерита в конкрециях указывает на образование первого на самых ранних этапах существования осадка, в верхних его горизонтах. Причем нужно учитывать, что в количественном отношении выделения сульфидных минералов очень малочисленны. Это обстоятельство обусловлено рядом факторов, один из которых — большая скорость осадконакопления толщи. Высокие темпы аккумуляции обеспечивались поставкой с берега (северо-восточной суши) большого количества терригенного материала. Н. М. Страхов [9] указывал, что высокая скорость осадконакопления тормозит проникновение SO_4^{2-} в ил и отрицательно сказывается на пиритообразовании. Кроме того, небольшие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (от 0,5 до 1% в породе) в тоар-среднеюрских глинистых отложениях обуславливали сравнительно вялое течение реакций сульфатредукции, что не способствовало образованию пиритовых стяжений в сколько-нибудь значительных масштабах. Наконец, есть основания предполагать, что водоем здесь был несколько опреснен [10] вследствие поступления пресных речных вод, а понижение содержания SO_4^{2-} в наддонной воде уменьшало количество поступающего в ил сульфат-иона и тем самым также не способствовало пиритообразованию.

Из установленной последовательности выделения минералов видим, что пиритообразование сменялось сидеритообразованием. Такой порядок формирования минералов наиболее распространен в терригенных отложениях. Обусловлен он прежде всего двумя причинами: во-первых, в верхних слоях осадка на образование FeCO_3 отрицательное влияние оказывает присутствие сульфид-иона [2, 8, 11, 12 и др.]; во-вторых, в приповерхностных горизонтах ила низко содержание углекислоты, необходимой для формирования сидерита. В более глубоких горизонтах уменьшается количество HS^- и, напротив, возрастает количество углекислоты, а тем самым создаются благоприятные условия для образования FeCO_3 .

В тоар-среднеюрских глинистых отложениях из-за редуцированности зоны сульфидообразования в осадке сидеритовые конкреции появляются уже на небольшой глубине. Оценить эту глубину помогают специфические условия залегания некоторых из них, в частности их взаимоотношения со следами подводных размывов. В изученной толще к размывам нередко бывают приурочены линзовидные или более сложной желобообразной формы песчаные тела, врезающиеся в подстилающие глины. В. Т. Фролов [10] считает, что эти отложения продолжают в области авандельты речные потоки. На фиг. 2 изображен один из



Фиг. 2. Взаимоотношение песчаного желоба со слоем сидеритовых конкреций
1 — глина; 2 — песчаник; 3 — сидеритовые конкреции

таких желобов, который по мощности не превышает 0,5—0,7 м, но пересекает слой сидеритовых конкреций, уже сформировавшихся ко времени размыва осадка. Причем некоторые стяжения, вымытые из глинистого осадка, устилают дно желоба. Очевидно, что глубина формирования конкреций не может превышать расстояния от слоя стяжений до кровли этого песчаного тела, а заведомо меньше его. В описываемом случае это расстояние составляет около 0,3 м. Следует, однако, учитывать, что в процессе диагенеза и в постдиагенетический период глинистые отложения подверглись уплотнению. Причем мощность слоя осадков для глин этого типа, алевритистых и незначительно обогащенных органическим веществом, сокращалась примерно в 2—3 раза [1]. Таким образом, реальную первоначальную глубину образования диагенетических сидеритовых конкреций в этих отложениях можно определить в несколько дециметров (примерно 0,6—0,9 м). Соответственно мощность зоны сульфидообразования, которая предшествует в осадке сидеритообразованию, измерялась в первые дециметры, а иногда даже сантиметры.

В глинистых отложениях нередко встречаются следы жизнедеятельности животных, из чего следует, что граница между окислительной и восстановительной зонами проходила ниже поверхности осадка. Хорошая аэрируемость придонных вод обуславливала их насыщенность кислородом. В связи с незначительным содержанием $C_{орг}$ в осадках O_2 не расходовался полностью на диагенетические реакции в самых верхних слоях ила, а проникал в относительно глубокие горизонты. Тем самым увеличивалась мощность слоя, обогащенного O_2 , и соответственно уменьшалась зона сульфидообразования, что также являлось причиной уменьшения количества выделений пирита в породе, а порой полного ее исчезновения. Следует, однако, отметить, что в некоторых песчано-глинистых толщах Северного Кавказа картина была несколько иной. Так, например, в обогащенных органическим веществом глинах среднего миоцена мощность зоны пиритообразования увеличивалась и сидеритовые стяжения соответственно возникали на гораздо большей глубине, в осадке, уже в значительной степени уплотнившемся [1].

Рассмотренный ход образования аутигенных минералов был характерен для большей части тоар-среднеюрской толщи. Однако в некото-

рые моменты накопления среднеюрских отложений он несколько осложнился, свидетельством чему могут служить карбонатные стяжения, для которых характерно зональное строение. Причем среди них различаются два вида конкреций с противоположным типом зональности.

Одна из разновидностей этих стяжений залегает в маломощной глинистой пачке (10—15 м) в верхнеааленских отложениях. Конкреции эллипсоидальные или округлые, в диаметре 20—25 см, в центральной части их развиты многочисленные септариевые трещинки. Как видно из табл. 1 (№ 48 а, б), ядро (а) имеет существенно известковистый состав, а периферическая зона сложена в основном железистым карбонатом. На дифрактограммах образцов ядра конкреций фиксируются рефлексы первого порядка, соответствующие доломиту ($d/n=2,88 \text{ \AA}$), более слабые пики, характерные для кальцита, а также рефлексы, свидетельствующие о большой примеси сидерита. Внешняя зона сложена магниево-железистой разновидностью сидерита ($d/n=2,778\text{—}2,78 \text{ \AA}$) с примесью кальцита. Глины, вмещающие конкреции, темно-бурого цвета, относительно других отложений несколько обогащены органическим веществом (1,5% $C_{орг}$), в них также почти отсутствует песчано-алевритовая примесь. В этих породах чаще, чем в других, встречаются мелкие выделения диагенетических сульфидов. Глины этой пачки в отличие от остальной толщи накапливались, видимо, в более спокойных условиях, а невысокие темпы терригенного осадконакопления повысили относительную долю органического вещества в осадке.

В связи с тем что новые порции осадка невысокими темпами перекрывали уже накопившийся ил, в него из наддонной воды поступало большее количество SO_4^{2-} , а соответственно интенсивнее формировался FeS_2 . По сравнению с остальной толщей зона сульфидообразования здесь увеличивалась. Параллельно с сульфидообразованием происходило перераспределение и стягивание в конкреции рассеянного, в основном, видимо, биогенного карбоната, чему способствовала возникавшая в результате редукционных процессов углекислота. В дальнейшем в более глубоких горизонтах ила в зоне сидеритообразования вокруг известковистого ядра формировалась корка, сложенная $FeCO_3$.

В верхнебайосских—батских отложениях помимо многочисленных сидеритовых конкреций встречаются одиночные слои с крупными (диаметром до 1—2 м) уплощенными карбонатными линзами. Последние также представляют собой своеобразные зональные стяжения; они преимущественно сложены $CaCO_3$, а внутри них заключены одно или несколько сидеритовых конкреций. В известковистой части конкреций нередко обнаруживается текстура *cone-in-cone*. В разрезе слои с такими конкрециями встречаются редко, отделяясь друг от друга интервалами в десятки метров; отмечены единичные случаи, когда расстояние между ними не превышало первых метров. В самом конкреционном слое линзы располагаются на расстоянии в несколько метров, а иногда в первые десятки метров; между ними, как правило, можно проследить цепочку из мелких сидеритовых конкреций, таких же, какие заключены в крупных стяжениях. Вмещающие их глины — серы, иногда с коричневатым оттенком, в основном аналогичные породам из смежных слоев, содержащих обычные сидеритовые конкреции, и отличаются от них лишь несколько большей карбонатностью.

Для выяснения условий образования этих стяжений следует обратить внимание на два обстоятельства: во-первых, на сходство вмещающих их пород со смежными сидеритоносными отложениями, и, во-вторых, на то, что внутри крупных линз оказываются запечатанными сидеритовые конкреции, аналогичные конкрециям из сидеритоносных слоев. Это сходство указывает на то, что на начальной стадии диагенеза между этими отложениями не было различия в характере минералообразования и в обоих случаях шел рост сидеритовых конкреций. Но если в большей части толщи стягиванием карбоната закиси железа процесс конкрециеобразования заканчивался, то на тех интервалах, которые были более известковистыми, рост конкреций продолжался вследствие

перераспределения рассеянного в осадке CaCO_3 . В качестве «затравок» центров, к которым происходил подток карбонатного вещества, служили уже сформировавшиеся сидеритовые конкреции.

В осадках, где формировались стяжения этого типа, так же как и в глинах с незональными конкрециями, вследствие значительной сокращенности зоны сульфидообразования стяжения FeCO_3 возникали на небольшой глубине, опережая начало мобилизации в осадке CaCO_3 . Запаздывание перераспределения известковистого материала в слоях, где его содержание повышено, обуславливалось также вялостью редукционных процессов в осадках с небольшим содержанием органического вещества, а соответственно невысокой концентрацией в иловой воде образующейся при этом углекислоты. В результате возникали стяжения, в которых по сравнению с описанными ранее, зональность была противоположной ($\text{FeCO}_3 \rightarrow \text{CaCO}_3$).

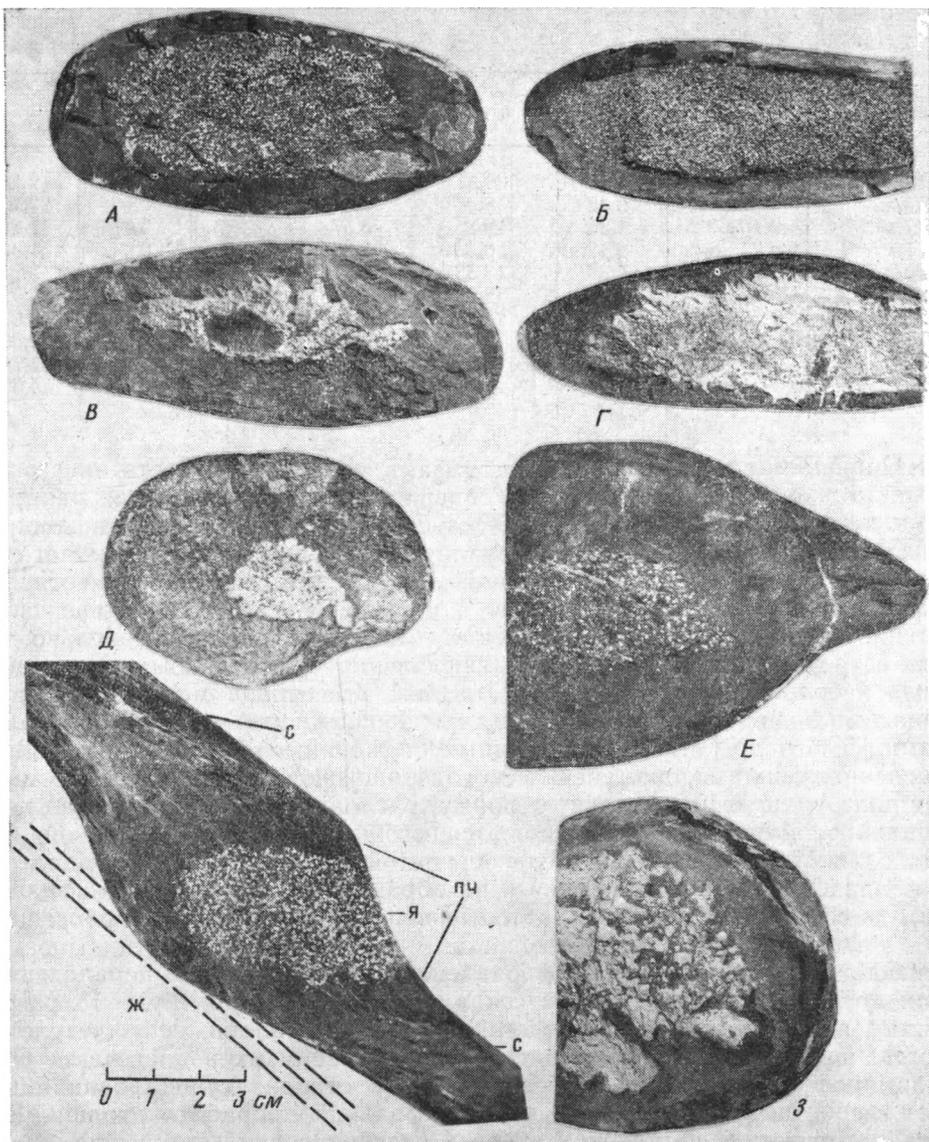
Характеризуя в целом аутигенные диагенетические образования в тоар-среднеюрских отложениях, отметим, что сходство большинства стяжений (FeCO_3), развитых в изученной толще, и их количественное распространение указывают на довольно однообразный характер процессов аутигенного минералообразования: преобладание сидеритообразования при резко сокращенных масштабах формирования сульфидов.

Аутигенные образования зоны аспидных сланцев (J_1^2). В этой зоне конкреционные образования также встречаются довольно часто. По форме и условиям залегания они очень похожи на конкреции из тоар-среднеюрских отложений, в связи с чем геологи, не изучая специально их состав, описывали стяжения как сидеритовые. В тех местах, где глинистые сланцы кливажированы в наименьшей степени, хорошо видно, что конкреции залегают цепочкообразными прослоями, преимущественно группирующимися в конкреционные пачки мощностью в несколько метров. Слойки вмещающих пород плавно облекают стяжения. Однако если сидеритовые конкреции, как правило, имеют коричневатую-серую или коричневатую-красноватую окраску за счет окисления их с поверхности, то конкреции из аспидных сланцев темно-серые, аналогичные по цвету вмещающим породам.

Но наиболее существенная отличительная черта этих образований — состав и внутреннее строение их. В стяжениях часто наблюдается зональность: в центральной части находятся многочисленные обильные выделения сульфидных минералов, заключенных в темно-серой плотной массе; последняя слагает также краевые части конкреций, где выделения сульфидов, как правило, отсутствуют (фиг. 3). Сульфиды представлены хорошо ограниченными кубиками, на гранях которых часто видна штриховка. Основной сульфидный минерал — пирит. Сульфидная минерализация иногда бывает настолько обильна, что при выветривании и окислении FeS_2 образуются полости внутри конкреций.

Изучение несульфидной породы, слагающей стяжения, показало, что главный породообразующий компонент SiO_2 . Результаты химических анализов этой породы приведены в табл. 2 (обр. 13, 17, 20) в сравнении с составом вмещающих сланцев (n — вмещающая порода, k — конкреции). Как видим, содержание SiO_2 в конкрециях достигает 60—70%. На дифрактограммах этих образцов фиксируются отчетливые и интенсивные рефлексы, соответствующие кварцу ($d/n=3,33 \text{ \AA}$). Другой породообразующий минерал — хлорит, рефлексы которого также уверенно устанавливаются (фиг. 4). Примесь гидрослюдь весьма незначительна. Причем хлорит-кварцевый состав характерен не только для периферийной части стяжений, но и для массы, заполняющей пространство между кристалликами сульфидов в центре конкреций. Встречаются также конкреции, в которых сульфидная минерализация отсутствует, а сложены они целиком хлорит-кварцевой массой.

Для того чтобы наглядно представить направленность изменения состава породы при переходе от вмещающих отложений к конкрециям, результаты химических анализов (для главных компонентов) показаны на фиг. 5. Как видно, содержание одних компонентов, таких, как



Фиг. 3. Конкреции (А, В, Д) и фрагменты конкреций (Б, Г, Е, З) с сульфидной минерализацией; Ж — фрагмент конкреции с прилегающей к ней вмещающей породой (сланец): я — ядро конкреции, пч — периферическая часть, с — сланцы; пунктиром показано направление плоскости кливажа. Белые сгустки и точки в конкрециях — пирит; темная масса — кварц-хлоритовая порода

MgO, FeO, SiO₂, MnO, в стяжениях увеличивается или иногда остается примерно на том же уровне, что и в породе, количество других, напротив, уменьшается (Al₂O₃, K₂O, Na₂O, TiO₂, Fe₂O₃), что же касается CaO и P₂O₅, то они не обнаруживают четкой тенденции в поведении. Подобные изменения в компонентном составе пород связаны с различием в минералогическом составе вмещающих пород и стяжений: для первых, как ранее отмечалось, характерен хлорит-гидрослюдистый состав, для вторых — хлорит-кварцевый. Не остаются индифферентными к выявленным различиям и содержащиеся в породе малые элементы. Результаты их определения представлены в табл. 3. Как видим, количество большей части элементов сокращается при переходе от вмещающих пород к конкрециям (Cr, V, Cu, Pb, Ga, Mo), тогда как для Ni, Co и до некоторой степени Ge обнаруживается обратная тенденция к концентрации в конкрециях.

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
13/n	55,02	1,26	20,91	3,03	4,27	0,04	1,66
13/k	68,85	0,42	8,45	2,61	9,17	0,04	2,12
17/n	57,69	1,26	18,35	3,67	4,46	0,07	1,89
17/k	71,28	0,42	8,33	2,36	8,43	0,04	1,31
20/n	62,85	0,84	13,33	3,86	6,15	0,18	2,38
20/k	60,23	0,40	9,94	3,31	11,37	0,42	2,02
226/n	57,55	1,10	18,71	2,50	6,02	0,08	2,03
226/k	57,87	0,85	10,17	2,89	14,77	0,28	2,39
224/n	57,97	1,27	18,67	3,68	4,71	0,03	1,79
224/k	14,12	0,42	2,98	1,08	37,83	0,70	5,48

Обращает на себя внимание тот факт, что карбонатность описываемых стяжений крайне низкая — содержание CO₂ колеблется от нуля до первых процентов. Это обстоятельство, а также наличие в конкрециях обильной сульфидной минерализации существенно отличает их от карбонатных конкреций северной тоар-среднеюрской зоны, хотя наблюдаются значительное сходство в их морфологии и характере залегания. Помимо описанных конкреций в аспидных сланцах довольно часто встречаются самостоятельные выделения сульфидных минералов в виде небольших стяжений, гнезд, тонкой рассеянной минерализации в породе или иногда по трещинкам, что неоднократно отмечалось геологами [5, 6 и др.]. Часть сульфидных стяжений, сравнительно немногочисленных, видимо, диагенетического происхождения. Они обычно имеют линзовидную или овальную форму, располагаются параллельно первичной слоистости пород, огибаются слоями, сложены плотной, часто сливной, однородной и мелкозернистой сульфидной массой; залегают в виде одиночных стяжений и не образуют насыщенных сульфидными конкрециями горизонтов, которые нередко встречаются в обогащенных органическим веществом толщах.

Однако многочисленные проявления сульфидной минерализации, для которой характерна кубическая форма выделения, будь то рассеянные в породе кристаллики или сростки кристаллов, секущие слоистость, вряд ли можно связывать с образованием их в диагенезе. Они формировались на гораздо более поздних стадиях существования пород, вероятно, под влиянием гидротермальной проработки толщи. Конечно, отсутствие четких критериев в разграничении диагенетических и постдиагенетических сульфидов затрудняет их классификацию. Следует отметить, что характер выделения сульфидов в зоне аспидных сланцев совсем иной, нежели в отложениях тоара-средней юры северной зоны, в меньшей степени подвергшихся воздействию поздних постдиагенетических процессов.

Аутигенные образования бежитинской свиты. Отложения бежитин-

Таблица 3

Содержание элементов в конкрециях и во вмещающих породах *, 10⁻⁴%

№ образца	Cr	V	Cu	Pb	Ga	Mo	Ni	Co	Ge
13n	63	108	40	22	31	1,5	30	10	2,0
13к	27	54	32	14	<15	<1,5	50	16	2,1
17n	70	105	36	24	21	1,5	33	12	1,9
17к	24	52	28	10	<13	<1,5	55	20	1,9
20n	48	72	30	14	14	1,5	36	17	1,6
20к	28	48	20	10	<10	<1,5	50	19	1,7

* Анализы выполнены спектральным методом в химической лаборатории ГИН АН СССР.

вмещающих их пород, %

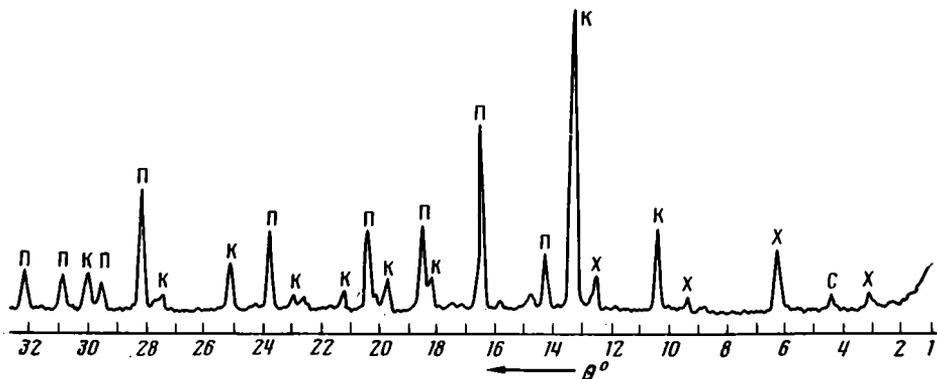
MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C _{орг}	P ₂ O ₅	Сумма
1,97	1,72	3,72	4,51	0,29	Нет	0,63	1,46	100,49
2,72	0,63	0,48	3,30	0,11	»	0,12	0,57	99,59
2,05	1,97	2,87	4,05	0,18	0,55	0,62	0,13	99,81
3,35	0,63	0,44	3,40	0,11	Нет	0,14	0,08	100,30
2,14	1,18	1,71	3,76	0,25	0,65	Нет	0,17	99,45
3,78	0,63	0,44	3,87	0,12	2,95	»	0,14	99,65
2,32	1,51	2,44	4,40	0,56	Нет	0,19	0,18	99,57
3,54	0,36	0,35	4,51	0,22	0,70	0,38	0,36	99,64
2,06	1,51	2,87	3,49	0,64	Нет	0,68	0,13	99,50
5,05	0,36	0,48	1,45	0,15	29,15	0,42	0,17	99,63

ской свиты, как уже отмечалось, изменены и дислоцированы гораздо в меньшей степени, чем породы зоны аспидных сланцев. Кливаж обычно развит слабо. В глинистых породах залегают линзовидные сидеритовые конкреции, которые аналогичны сходным образованиям, описанным в тоар-среднеюрских отложениях северной зоны. Конкреции распространены широко и встречаются во всех подразделениях бежитинской свиты. Вместе с тем в ряде мест отмечаются локальные интенсивные вторичные изменения толщи. Так, например, в районе р. Симбирсхеви (правого притока р. Хзанор) наблюдается существенное смятие толщи и значительное развитие кливажа; здесь же отмечены кварцевые жилы. По данным Н. В. Венцовского, вдоль левого борта долины проходит зона разрывных нарушений, с которой, видимо, и связаны наблюдаемые изменения толщи. В этих дислоцированных и измененных вторичными процессами породах появляются конкреционные образования, аналогичные по составу развитым в зоне аспидных сланцев, т. е. хлорит-кварцевые с обильной сульфидной минерализацией в центральной части. В табл. 2 приведены данные анализов конкреций из зоны интенсивных вторичных изменений (обр. 226) и из зоны, где эти изменения минимальны (обр. 224). Как видим, состав конкреции обр. 226 практически идентичен составу конкреций обр. 13—20 из аспидных сланцев, тогда как образец 224к представляет собой карбонатную породу преимущественно сидеритового состава (подтверждается данными рентгеновского анализа) и аналогичен составу стяжений из тоар-среднеюрских отложений северной зоны (см. табл. 1).

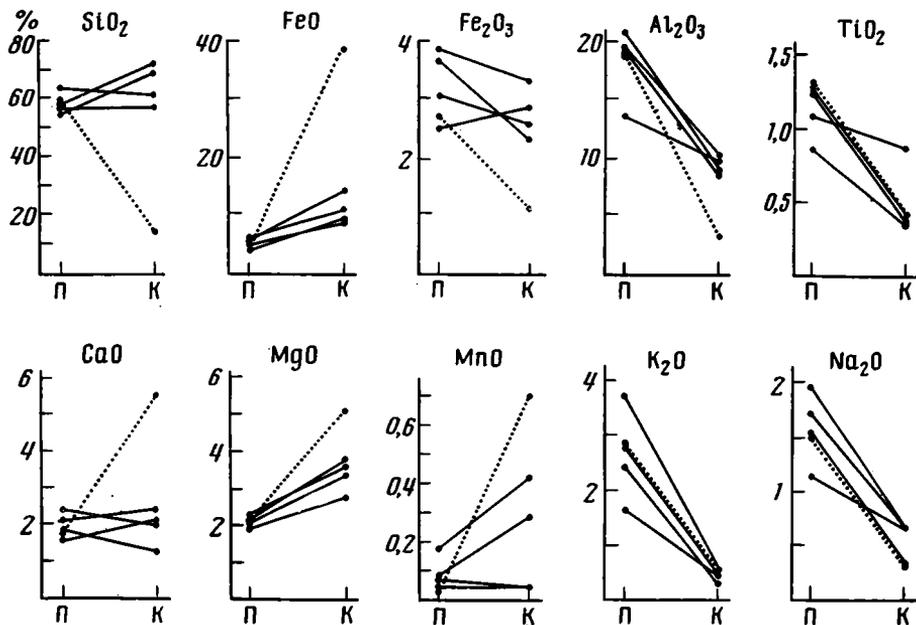
Таким образом, в разновозрастных отложениях бежитинской свиты, но в разной степени подверженных вторичным изменениям, распространены конкреционные образования различного состава. Полная идентичность их морфологии и условий залегания приводят к выводу, что первоначально все конкреции, будучи диагенетического происхождения, имели сходный, а именно сидеритовый состав. В дальнейшем же состав некоторых изменился под воздействием постдиагенетических процессов. Если в отложениях бежитинской свиты эти изменения носили локальный характер, то в наибольшей степени подверженных переработке породах зоны аспидных сланцев подобные явления проявились повсеместно. Причем в аспидных сланцах конкреции с наиболее обильной сульфидной минерализацией встречаются на участках, примыкающих к крупным разрывным нарушениям. Предположение о том, что существенные различия аутигенных образований в разных зонах могли появиться еще на начальном этапе существования толщи в результате изменения характера седиментации, не подтверждается сравнением этих отложений между собой, поскольку имеются многочисленные свидетельства сходства условий осадконакопления. В пользу того, что изменения состава конкреций носили наложенный характер, говорит также появление в тоар-среднеюрской толще северной зоны, где широко распространены сидеритовые конкреции, хлорит-кварцевых стяжений с

сульфидной минерализацией в той ее части, которая примыкает к зоне аспидных сланцев, подвергшихся наибольшей вторичной переработке.

Метасоматическое замещение происходило под влиянием агрессивных флюидов, состав которых исчерпывающе определить невозможно. Однако по наличию в толще кварцевых жил, иногда содержащих кристаллы сульфидов, а также по продуктам замещения сидеритовых конкреций можно говорить о том, что растворы содержали кремнеземы и сероводород. Морфологическое разнообразие скоплений сульфидных



Фиг. 4. Дифрактограмма образца конкреции (из центральной части стяжения с сульфидной минерализацией) К — кварц, Х — хлорит, П — пирит, С — слюда



Фиг. 5. Диаграмма химического состава конкреций и вмещающих их пород П — вмещающая порода, К — конкреции; точки, соответствующие составу кварц-хлоритовых конкреций и вмещающих их пород, соединены сплошной линией, для сидеритовой конкреции — прерывистой линией

выделений в конкрециях, а иногда и отсутствие их, указывает на то, что замещение происходило по-разному: с сохранением или выносом Fe за пределы конкреции. В случае зональных стяжений с сульфидной минерализацией замещение осуществлялось постепенно со всех сторон с появлением по периферии зон с новообразованным кварцем и хлоритом, который использовал часть имевшегося здесь железа. Незрасходованное свободное Fe оттеснялось к центру, где будучи под воздействием H_2S связано в сульфиды, образовывало мелкокристаллическую вкрапленность (см. фиг. 5). Появлению такого строения конкреций спо-

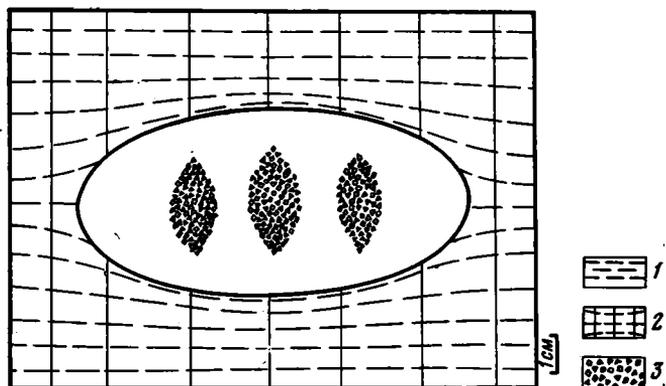
собствовало то, что переход эквивалентных количеств Fe из карбонатной формы в сульфидную сопровождался уменьшением объема, занимаемого минералом. Поскольку в конкрециях этого типа имело место перераспределение железа, видимое на фиг. 5 уменьшение FeO в зональных стяжениях относительно сидеритовых характерно только для краевых частей, тогда как валовое содержание закиси железа для всей конкреции, т. е. с учетом сульфидной зоны, в целом не меняется. Вместе с тем существование хлорит-кварцевых стяжений, в которых сульфидная минерализация отсутствует, указывает на то, что иногда процесс метасоматического замещения FeCO_3 сопровождался выносом железа за пределы конкреций. Такая разница в поведении железа может быть связана с различием физико-механических свойств конкреций, т. е. с их проницаемостью для агрессивных флюидов, с неодинаковой степенью проработки самой толщи, с вариациями в первоначальном составе диагенетических стяжений, а также, возможно, и с некоторыми другими факторами.

Поведение SiO_2 отчетливо видно на фиг. 5. В сидеритовых конкрециях содержание кремнезема очень невелико по сравнению с вмещающими породами и в основном определяется его присутствием в примеси глины или алевролитового материала. В сульфидно-силикатных конкрециях количество этого компонента резко возрастает и достигает или даже значительно превосходит его содержание в сланцевой породе. Остальные компоненты стяжений довольно четко объединяются в две группы. Одна группа компонентов, среди которых CaO , MgO и MnO , обнаруживает четкую тенденцию к уменьшению их количества в хлорит-кварцевых стяжениях по сравнению с карбонатными (фиг. 5). Связано это с тем, что они входили в виде изоморфной примеси в сидерит, но в процессе замещения последнего эти компоненты высвобождались и удалялись за пределы стяжений. Другая группа, которая объединяет такие разнородные компоненты, как Al_2O_3 и TiO_2 , с одной стороны, и K_2O и Na_2O — с другой, в карбонатных стяжениях ведет себя сходным образом. Такое поведение обуславливается вхождением их в состав примеси глинистых и других терригенных минералов, содержавшихся в сидеритовых конкрециях, которые, видимо, в меньшей степени были подвержены вторичным изменениям.

Интерес представляет вопрос о времени метасоматических замещений. Однако решить его однозначно достаточно трудно. Учитывая, что помимо среднелейасовых отложений аспидной зоны интенсивными вторичными процессами были затронуты также тоарские отложения как бежитинской свиты, так и северной зоны, рассматриваемые изменения заведомо проявились в послелейасовое время. Прямые геологические наблюдения не дают возможности точнее ответить на этот вопрос. Вместе с тем отмечались некоторые особенности сульфидной минерализации, указывающие на появление ее после возникновения кливажа. Так, в сланцах, развитых в районе р. Симбирисхеви, наблюдалась конкреция, которая пересекалась кливажом (фиг. 6). При этом сульфидная минерализация образовывала не сплошное поле в центре конкреции, а линзовидные скопления, располагавшиеся внутри стяжений вдоль плоскости кливажа, т. е. возникла уже после появления кливажной трещиноватости и диагенетической, конечно, считать ее не может.

Помимо конкреций сидерит в песчано-глинистых толщах может находиться в рассеянном виде, образовывать слои мощностью от нескольких сантиметров до первых дециметров и протягивающиеся на десятки и сотни метров, входить в состав конкреций, вымытых при подводных размывах осадка и образующих конкреционные конгломераты. В каждом из этих случаев сидерит может служить источником Fe при воздействии на толщу агрессивных растворов с H_2S и образовании сульфидной минерализации. Так, по дисперсно рассеянному сидериту возникает мелкая вкрапленность сульфидных кристалликов по всему объему слоев сланцев или песчаников, изначально обогащенных FeCO_3 . Причем следует отметить, что помимо сидерита источником Fe явля-

ются также гидроокислы Fe, не перешедшие в диагенезе в иные минеральные формы (особенно при недостатке $C_{орг}$), и железистые разновидности силикатных минералов. Интересное образование может возникнуть при замещении кремнисто-сульфидной массой непрерывного сидеритового слоя: горизонт с обильной сульфидной минерализацией относительно большой протяженности. В этом случае, если не учесть возможности его образования описанным выше путем, сульфидный слой можно принять за первично диагенетический или рассматривать его в качестве



Фиг. 6. Конкреция с линзами сульфидной минерализации, расположенными вдоль плоскости кливажа
 1 — глинистые сланцы; 2 — направление плоскости кливажа;
 3 — линзовидные скопления выделений сульфидов

всё следов эксгальационно-осадочного рудопроявления, что не будет соответствовать реальному генезису. Метасоматическое замещение сидерита сульфидами в пластах конкреционных конгломератов приводит к появлению горизонтов с галькой, в значительной степени пиритизированной (нами подобный горизонт отмечен в более западных районах в долине р. Фиагдон). Сложность образования таких пластов необходимо иметь в виду при генетических реконструкциях в зонах колчеданных месторождений.

Нам представляется, что происшедшие в нижнеюрской толще и локально в тоарских отложениях изменения пород явились результатом действия различных процессов. Слюдисто-хлоритовый состав глинистых пород, развитие бластеза в песчаниках, следы растворения кварца и появление «бородатых» зерен, широко распространенный метасоматоз, интенсивный кливаж позволяют считать, что породы претерпели изменения, характерные для стадии метагенеза осадочных толщ. Сходная картина, по данным А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова [3], Н. В. Логвиненко [4] и др., характерна для метагенетически измененных отложений других районов.

В сланцах широко распространены жилы различной морфологии и заполненные кварцем. Многочисленные мелкие жилки образовались вдоль трещинок клиновидной формы в смятых в складки песчаных пластах и имеют, как правило, ориентировку параллельно плоскости кливажа. Для некоторых более крупных жил также удается проследить их выклинивание. Поскольку жилы образовались вдоль замкнутых трещин, их можно рассматривать как жилы «альпийского типа». Возникновение последних связано с перераспределением в породе вещества (в частности, SiO_2) и весьма характерно для стадии метагенеза.

Вместе с тем встречаются, хотя и редко, жилы мощностью до 0,5 м и более, протягивающиеся на сравнительно большое расстояние — до нескольких десятков метров (насколько можно проследить в обнажениях). Обычно они обнаруживаются на участках, прилегающих к разрывным нарушениям. Не исключено, что образование их связано с

проявлением гидротермальной деятельности¹. Кроме того, появление рассеянной сульфидной вкрапленности в породах, особенно в около-разрывных зонах, и скоплений сульфидов в метасоматически замещенных конкрециях позволяет предполагать поступление сюда в первоначально бессульфидные отложения флюидов, содержащих H_2S . Совокупное действие метagenных и гидротермальных процессов обусловило появление существующей картины. На стадии метagenеза под воздействием высоких температур и давлений происходила существенная перестройка минералогического состава пород. В частности, в значительных масштабах осуществлялось растворение кварца и переход SiO_2 в подвижное состояние, свидетельство чему — образование «альпийских жил» и появление признаков кремневого метасоматоза. Одним из ведущих факторов, влияющих на изменения пород, был боковой стресс, вызвавший образование кливажа. Появление последнего в толще увеличивало проницаемость сланцев, соответственно растворы из более глубоких горизонтов могли мигрировать кверху, пропитывая кливажированную толщу. С этими растворами следует связывать и поступление сероводорода. Для Большого Кавказа с его многочисленными проявлениями колчеданно-полиметаллического оруденения насыщение гидротермальных растворов сероводородом было, видимо, вполне обычным явлением.

В результате этих процессов помимо других изменений пород происходило метасоматическое замещение диагенетических сидеритовых конкреций хлорит-кремнистой массой и связывание Fe в пирит, а также переход в сульфиды других реакционноспособных форм железа, рассеянного в породах. Причем около крупных разрывных нарушений, т. е. в местах наиболее проницаемых зон, сульфидная вкрапленность получала наибольшее развитие. Нахождение в сланцах хлорит-кварцевых стяжений, не содержащих сульфидных выделений, помимо указанных ранее причин может обуславливаться существованием в толще участков, где проницаемость пород для флюидов с H_2S была понижена. Поэтому в среднелейасовой толще кремневый метасоматоз, который определялся метagenными процессами, распространен шире, чем сопровождавшее его связывание железа в сульфиды под воздействием сероводородсодержащих растворов. Значительная роль бокового стресса в изменении пород отчетливо проявляется в отложениях Бежитинской свиты, где местами в наименее измененных отложениях залегают сидеритовые стяжения, а на участках, подвергшихся интенсивному кливажированию и соответственно с повышенной проницаемостью для агрессивных флюидов, залегают хлорит-кварцевые стяжения с сульфидной минерализацией.

Нам представляется, что появление в разрезе конкреций описанного типа может служить достаточно достоверным показателем воздействия на толщу гидротерм, содержащих H_2S . Соответственно такая толща может рассматриваться в качестве потенциально перспективной на сульфидные (колчеданные) рудопрооявления. Это предположение подтверждается литологическими исследованиями на широкой площади в пределах Центрального Кавказа. Здесь в юрских отложениях, содержащих большое количество сидеритовых стяжений, по мере приближения к району, где в этой толще локализованы сульфидные полиметаллические месторождения (р. Фиагдон), нарастает степень метасоматического замещения стяжений $FeCO_3$ кварцево-сульфидной породой. На участке, непосредственно прилегающем к полиметаллическому месторождению, конкреции подобного типа, содержащие обильную сульфидную минерализацию, описаны В. С. Стариковым и Г. П. Ольховским [7]. В связи с такими индикаторными свойствами конкреционных аутигенных образований изучение их и правильное тол-

¹ Под «гидротермальными» в статье подразумеваются горячие минерализованные растворы, поступающие в юрскую толщу из более глубоких горизонтов, однако генезис этих растворов в настоящее время не ясен.

кование генезиса может представлять не только теоретический интерес, но также использоваться в практической работе геологов, занимающихся поисками полезных ископаемых.

Литература

1. *Гаврилов Ю. О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982, с. 100.
2. *Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968, с. 368.
3. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Фации регионального эпигенеза и метagenеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7, с. 3—18.
4. *Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
5. *Мацапулин В. У.* Аутигенно-диагенетические сульфиды юрских флишoidов Горного Дагестана.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 422—423.
6. *Мацапулин В. У., Мигура А. П.* Сульфиды свинца и цинка в конкрециях и конгломератах ааленских отложений юго-восточного Дагестана.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 6, с. 1478—1480.
7. *Стариков В. С., Ольховский Г. П.* Конкреционные образования из ааленских отложений Северной Осетии и их значение.— Тр. Северокавказского горно-металлургического ин-та, 1961, вып. 16, с. 32—37.
8. *Стащук М. Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968, с. 208.
9. *Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А.* Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 23, с. 223.
10. *Фролов В. Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965, с. 180.
11. *Berner R. A.* Stability fields of iron minerals in anaerobic marine sediments.— J. Geol., 1964, v. 72, № 6, p. 826—834.
12. *Curtis C. D.* Diagenetic iron minerals in some British Carboniferous sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v. 31, № 11, p. 2109—2123.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
12.X.1983

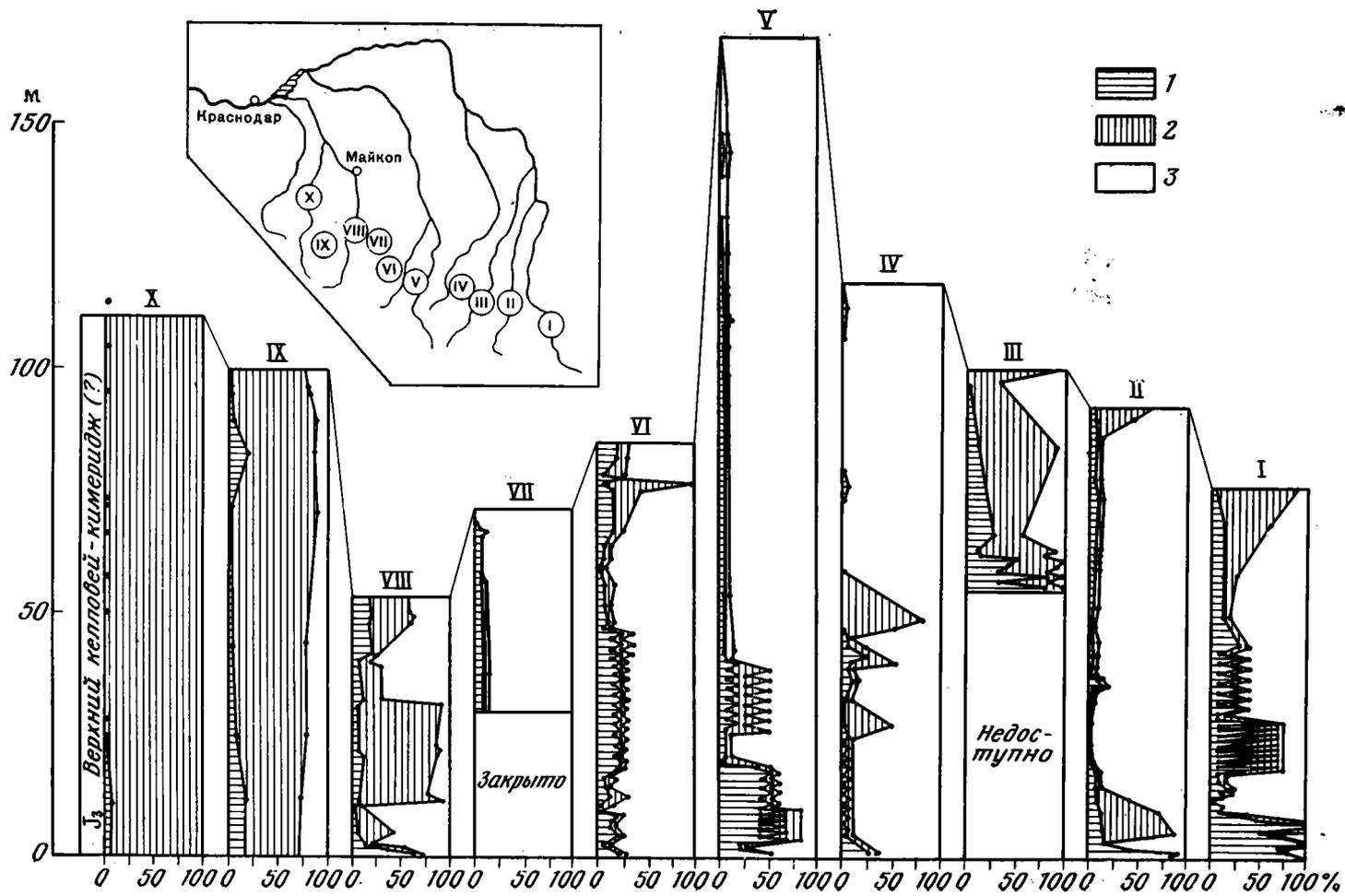
УДК 553.682.4 : 551.762(470.631)

**О ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТОВ ВЕРХНЕЮРСКИХ
КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ****БОЙКО Н. И.**

В результате детального петрографического, минералогического и механического изучения верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья выделено два основных генетических типа доломита: седиментационно-диагенетический и эпигенетический (наложенный). В качестве источника магния для формирования эпигенетического доломита обосновываются высокоминерализованные растворы вышележащей галогенной формации и гипергенно растворяющиеся по настоящее время вмещаемые седиментационно-диагенетические доломиты. Процессы эпигенетического доломитообразования обусловили резкое повышение коллекторских свойств карбонатных отложений, а выявленные закономерности в распределении доломита явились надежным поисковым критерием на высококачественное карбонатное сырье для различных отраслей промышленности.

Верхнеюрские карбонатные отложения, датируемые в Западном Предкавказье в основном поздним келловеем — кимериджем (?), прослеживаются в виде непрерывной полосы выходов на дневную поверхность от р. Кубань на востоке до р. Пшеха на западе. К северу они погружаются под толщу более молодых образований и вскрыты на многих нефтеразведочных площадях Восточно-Кубанской впадины, Западно-Кубанского краевого прогиба, Адыгейско-Карачаевского массива с Адыгейским выступом и Лагонакской ступенью и геосинклинали Северо-Западного Кавказа. Как показано в работах [2, 3], карбонатные отложения поздней юры представлены преимущественно известняками, доломитами и переходными между ними разностями пород. Перекрываются они кимеридж (?) -титонскими образованиями галогенной формации, а подстилаются глинисто-алевритистыми породами нижнего — среднего келловоя или средней юры. Проблема происхождения доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья затронута в ряде работ, посвященных изучению их коллекторских свойств в пределах нефтеразведочных площадей [1, 9, 17]. Однако в силу специфичности и локальности они лишены однозначности в решении этой проблемы и полноты ее освещения. В настоящей статье в результате детального петрографического, минералогического и механического изучения карбонатных отложений прежде всего в полосе выходов, а также с привлечением kernового материала по разведочным площадям и тщательной проработки геологических материалов предшествующих исследователей делается попытка выяснения генетических особенностей всех разновидностей вмещаемых доломитовых пород.

По степени доломитности карбонатных пород верхней юры в пределах Западного Предкавказья по резкой границе выделяются две зоны: восточная (междуречье Кубань — Белая), характеризующаяся незначительной степенью доломитности, и западная (междуречье Белая — Курджипс) с резко повышенной доломитностью (фигура). Из-за различий в степени доломитности карбонатных отложений западной и восточной зон, а также характере ее проявления невозможно однозначно подойти к выяснению генетических особенностей вмещаемых доломитов. По данным минералого-петрографических исследований, доломит восточной зоны находится в различных формах проявления, что не позволяет объяснить его происхождение действием какого-либо одного универсального процесса. На основании имеющихся данных представляется возможным



говорить о наличии в верхнеюрских карбонатных отложениях между-речья Кубань — Белая генетически различных типов доломита. При этом седиментационно-диагенетический доломит здесь наиболее распространен и представлен крупными (0,4—0,5 мм) кристаллографически правильными зернами, а также гнездообразными и линзовидными скоплениями. Ромбоэдры доломита неравномерно рассеяны в породе и развиты как по микрозернистой известковой массе, так и по разнообразным органическим остаткам, а скопления его приурочены большей частью к цементирующим микрозернистым участкам, обогащенным глинистым материалом и гидроокислами железа. Зерна доломита часто с содержащимися в них реликтами микрозернистого кальция плотно прилегают друг к другу. Форма их преимущественно ромбоэдрическая, несовершенно ромбоэдрическая и округлая; в отдельных зернах отмечено зональное строение, подчеркиваемое наличием каемок гидроокислов железа вдоль зон роста. Местами в результате выщелачивания доломита подземными водами вмещающие их породы приобретают пористую текстуру.

Генезис описанных доломитов в основном связан с отложением и диагенетическим преобразованием известково-магнезиальных илов смешанного состава. Накопление их происходило в довольно мелководном эпиконтинентальном бассейне с ограниченным подтоком морской воды и широко развитым биогермообразованием. В этих условиях даже незначительные синхронные с осадкообразованием восходящие движения приводили к обособлению отдельных участков бассейна, что затрудняло или полностью прекращало водообмен их с открытой частью моря. Особенно много таких лагун образовалось в прибрежно-мелководной зоне Адыгейско-Карачаевской суши. При наличии сухого и жаркого климата, характеризовавшего позднеюрское время, с поверхности бассейна происходило интенсивное испарение. Минерализация рапы, особенно в замкнутых лагунах, резко повышалась, что приводило к химическому осаждению кальцита и в качестве примеси к нему доломита. На дне бассейна в условиях пестрой физико-химической обстановки и в силу своей подвижности доломит энергично перераспределялся и, метасоматически замещая известковые отложения, вызывал образование рассматриваемых пород. Раньше всего метасоматоз захватывал микрозернистый цемент и гранулированные органические остатки, позже ископаемые организмы и в последнюю очередь крупнозернистый кальцит перекристаллизованных участков. Следствием селективности доломитного метасоматоза являются структурные особенности замещаемого кальцита. При этом чем более крупнозернист кальцит, тем более трудно идет его замещение доломитом и к тем более поздней стадии относится само замещение [6].

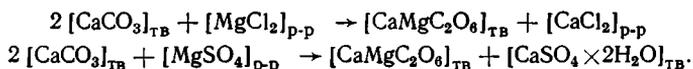
Неравномерность распределения идиоморфных зерен доломита по площади бассейна седиментации, а также их корреляционная связь с пелитовым материалом обуславливались наряду с климатическими особенностями времени карбонатной седиментации, вероятно, и проявлением тектонической активности прилегающей суши. Мельчайшие кристаллики доломита, выпадающие химическим путем в прибрежно-мелководной зоне, частично разносились в полном соответствии с гидродинамическим режимом водоема на правах пелитового материала и вместе с последним оседали на дно бассейна, где происходило их дальнейшее диагенетическое преобразование. Доломитность биогермных известняков органогенных построек обусловлена, очевидно, извлечением магния из раствора известково-магнезиальной группой животных [5]. После отмирания этих организмов магний перераспределялся с преобразованием в

Содержание нерастворимого остатка, доломита и кальцита в верхнеюрских карбонатных отложениях Западного Предкавказья

I — нерастворимый остаток; 2 — доломит; 3 — кальцит. Разрезы: I — р. Кубань, II — р. Большой Зеленчук, III — г. Больше, IV — р. Уруп, V — г. Ахмет-скала, VI — р. Ходзь, VII — р. Мишоко, VIII — р. Белая; IX — хр. Каменное море, X — р. Курджипс

доломит. Вследствие того, что «магниева функция» у высокоорганизованных групп животных мала [20], степень доломитности пород, слагающих органогенные постройки, незначительна (гора Ахмет-скала, б. Костенчиха и т. д.).

Эпигенетический (наложенный) доломит приурочен в восточной зоне главным образом к микротрещинам, порам, а также к ромбоэдрическим и округлым пустоткам, образовавшимся в результате выщелачивания кристалликов доломита. Редко и, как правило, в верхней части восточных разрезов (см. фигуру) эпигенетический доломит представлен сплошной, сильнопористой и ожелезненной среднезернистой породой. Форма зерен его неправильно ромбоэдрическая, реже ромбоэдрическая, размеры от 0,05 до 0,2 мм. Зерна плотно прилегают друг к другу по неровным извилистым контурам. Многочисленные поры щелевидной или угловатой формы частично заполнены желтоватым битуминозным веществом, иногда в них обнаруживаются мелкие ксеноморфные зерна целестина. Часто наблюдаемые между зернами доломита и внутри них реликты пелитоморфного кальцита свидетельствуют об образовании доломита в результате метасоматического замещения известковой породы. Источником магния при этом служили в основном высокоминерализованные растворы выщележащей галогенной формации. Непрерывное взаимодействие медленно просачивающихся вниз седиментационных вод, обогащенных $MgCl_2$ и $MgSO_4$ с карбонатными породами, протекало, очевидно, по реакциям Мариньяка и Гайдингера:



В ходе этих реакций ионы магния поступали из раствора в кристаллическую решетку кальцита, а в раствор из пород выделялось эквивалентное количество ионов кальция. Энергетическая выгодность замещения карбоната кальция хлоридом магния доказана В. И. Гуревичем [8], В. И. Лебедевым [15] и С. Л. Шварцевым [23], а по второй реакции М. Г. Валяшко [4] получены ромбоэдрические кристаллы доломита, идентифицированные кристаллооптическим методом. С. И. Пахомов и И. Г. Киссин [18], а затем Н. А. Минский [16] установили, что доломитизация известняков по этим реакциям усиливается по мере роста температуры. А. В. Копелиович [12], кроме того, считает, что геостатическое давление, увеличивающееся в соответствии с принципом Ле-Шателье с ростом глубины залегания осадочных толщ, также положительно влияет на доломитизацию известняков. В результате этих реакций поровые растворы переходили в широко распространенные среди отложенной формации хлоркальциевые воды [11], известняки доломитизировались и испытывали одновременно сульфатизацию. В последующем под воздействием подземных вод сульфат кальция частично выщелачивался, обуславливая образование многочисленных пор, приуроченных к доломитизированным участкам. Некоторые поры в дальнейшем заполнялись переотложенным доломитом. Зональное строение кристалликов доломита также связано с процессами переотложения вещества.

Связь эпигенетических (наложенных) доломитов с районами распространения высококонцентрированных хлоридно-кальциевых рассолов отмечается многими исследователями [10, 13]. Американские геологи тоже привлекают подземные воды в качестве источника магния для объяснения генезиса вторичных (наложенных) доломитов [24]. И не случайно, что многие исследователи [7, 13, 14, 23], считая эпигенетическое доломитообразование реальным природным процессом, рассматривают его как основной фактор формирования хлоридно-кальциевых рассолов. Повышенная по сравнению с расчетной [21] роль эпигенетического (наложенного) доломитообразования может быть объяснена заменой растворов, отдавших магний, новыми его порциями, поступающими сверху, что привело к наблюдаемому увеличению степени доломитности отложений формации в верхних частях разрезов. Как было отмечено, степень

доломитности верхнеюрских карбонатных отложений западной зоны значительно выше, чем в восточной. Так, уже в бассейне р. Белой они представлены в основном известняками доломитистыми, известняками доломитовыми и доломитами известковистыми. В доломитистых известняках доломит образует изолированные ромбоэдры размером до 1 мм, а в доломитовых — гнезда и линзочки размером до 2—3 мм. Как в доломитовых известняках, так и в самих доломитах зерна весьма разнообразной формы плотно прилегают друг к другу по неровным извилистым контурам, иногда разобщаясь тонкой каймой глинистого вещества. Большая часть зерен замутнена пылевидными известковыми включениями. Присутствие скелетных кристалликов доломита свидетельствует о росте их в свободном пространстве.

В юго-западном направлении степень доломитности отложений карбонатной формации еще более увеличивается, и в пределах хребта Каменное море они представлены массивными, кавернозными, известковисто-глинистыми доломитами светло-серой и розовой окраски. Зерна доломита с преобладающими размерами 0,2—0,6 мм, как и по р. Белой, плотно прилегают друг к другу и замутнены пелитовыми включениями. Ромбоэдрические его кристаллики приурочены главным образом к щелевидным пустотам и имеют зональное строение. Пелитоморфный кальцит содержится в виде мелких реликтовых участков, буроватых за счет примеси глинистого материала и тонкодисперсных гидроокислов железа. Аналогичные доломиты прослеживаются и западнее, в бассейне р. Курджипс. Многочисленные микротрещинки и поры в них заполнены обычно битумом. В виде единичных мелких зерен (до 0,1 мм) на стенках трещинок встречается самородная сера. Не прекращающиеся до настоящего времени процессы гипергенного выщелачивания, сопровождающиеся перекристаллизацией и минералогическим перераспределением вещества, в результате чего изменился первичный облик породы, позволяют отнести доломиты междуречья Белая — Курджипс к эпигенетическим. Источником магния для их формирования служили, вероятно, седиментационно-диагенетические доломиты карбонатной формации и седиментационные доломиты перекрывающей ее кимеридж (?) -титонской галогенной формации. Образование обоих генетических типов доломитов происходило в условиях относительно мелкого, хорошо прогреваемого суббассейна, существовавшего в позднеюрское время к востоку от рифовой гряды Лагонакской ступени. От эпиконтинентального моря Восточно-Кубанской впадины он, очевидно, отделялся в районе р. Белой мелководной зоной, контролируемой конседиментационно развивавшимся тектоническим нарушением. Соленость водных масс суббассейна во время накопления отложений карбонатной формации не была высокой, о чем свидетельствуют минералого-петрографические особенности доломитовых пород, а именно практически полное отсутствие в постседиментационно неизмененных их разновидностях магнезита, гипса и ангидрита. Такое заключение согласуется, кроме того, с наличием в доломитовых породах довольно обильных реликтов фауны и не противоречит представлениям об образовании доломитов. Так, Н. М. Страхов [19], указывая на формирование в нормальном морском бассейне доломитов верхнего триаса в Восточных Альпах и Дарданелах, а также известково-доломитовых пород Ишимбаевского Приуралья выделяет их в самостоятельный фациальный тип.

Образование доломитов междуречья Белая — Курджипс во время карбонатного седиментогенеза происходило не в виде сплошной массы, какую мы наблюдаем в настоящее время, а в виде линз и различной степени доломитности прослоев карбонатных пород. Аналоги таких образований, лишь в незначительной степени подверженных постседиментационным изменениям, сохранились в бассейне р. Белой, в нижней части хребтов Азиштау и Каменное море. В кимеридж (?) -титонское время условия образования пород как на всей территории Западного Предкавказья, так и в междуречье Белая — Курджипс резко изменились. В ре-

зультате аридизации климата и, следовательно, увеличения испарения воды в морском бассейне Восточно-Кубанской впадины понижался его уровень и одновременно увеличивалась минерализация и плотность остаточных растворов, которые опускались на дно и стекали в сторону глубоководного моря геосинклинали Северо-Западного Кавказа. А так как в пределах внешнего края шельфа путь им преграждала узкая приподнятая Лагонакская ступень, то они накапливались здесь в зарифовой зоне, обуславливая дополнительную доломитизацию верхних слоев карбонатной формации и образование в виде сплошной массы седиментационных доломитовых пород, сохранившихся в настоящее время лишь на отдельных участках региона (бассейн р. Курджипс и др.). В дальнейшем в результате неоднократно повторявшихся поднятий, первое из которых проявилось уже на границе кимериджского (?) и титонского времени, изучаемая территория выводилась выше местного базиса эрозии и подвергалась процессам выщелачивания, аналогичным нынешним. При этом седиментационные доломиты нижней части галогенной формации и верхние слои доломитовых пород карбонатной формации растворялись. А освободившийся магний поступал в нижележащие породы, обуславливая дополнительную их доломитизацию. Подобное перераспределение протекает в междуречье Белая — Курджипс и в настоящее время. Принципиальная возможность такого рода перераспределения доломитов в эпигенетическую стадию формирования карбонатных пород доказана В. Н. Холодовым с соавторами на примере фосфоритоносных вендско-кембрийских отложений хр. Малый Каратау [22].

Резкое увеличение степени доломитности пород в зонах тектонических нарушений дает основание говорить об определенной роли в поставке магния наложенных процессов. Особенно сильно эпигенетическая доломитизация проявилась в зонах Курджипского и Цицинского конседиментационных разломов. Здесь биогермные и органогенно-детритовые известняки сменяются доломитами по очень резкой границе. При этом минералого-петрографические исследования подтверждают отсутствие переходной зоны между этими породами. Доломиты образовались, по всей видимости, в результате циркуляции богатых магнием вод вверх по ослабленным зонам в известняках. В северных районах Лагонакской ступени перемещению магниезальных растворов кверху препятствовала наблюдаемая здесь в основании кимеридж (?) -титонских отложений толща пестроцветных глинистых пород. Первоисточником магния и в этом случае, вероятно, служили вмещаемые седиментационно-диагенетические доломиты. Таким образом, в верхнеюрских карбонатных образованиях Западного Предкавказья наряду с седиментационно-диагенетическими доломитами, обусловленными в основном палеогеографическими особенностями, значительную роль играют эпигенетические доломиты, образование которых контролировалось гидрогеологическими и структурно-тектоническими особенностями региона. Процессы эпигенетического доломитообразования, протекающее совместно с перекристаллизацией и гидратацией, обусловили резкое повышение коллекторских свойств верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья, а выявленные закономерности в распределении вмещаемых доломитов явились надежным поисковым критерием на карбонатное сырье для химической, металлургической и других отраслей промышленности.

Литература

1. Безбородова И. В. Литология верхнеюрской карбонатной толщи Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Предкавказье. Л.: Гос-топтехиздат, 1961, с. 255—300. (Тр. КЮГЭ, вып. 6).
2. Бойко Н. И., Седлецкий В. И., Шведов В. Н. Литолого-фациальные особенности и условия образования карбонатных отложений оксфорда в Западном Предкавказье. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 137—144.
3. Бойко Н. И., Шведов В. Н. К условиям образования нефте- и газоматеринских карбонатных отложений в Западном Предкавказье. — Тезисы семинара «Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики». М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 105—106.

4. *Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962, с. 397.
5. *Виноградов А. П.* Химический элементарный состав организмов моря.— Тр. Биохимической лаборатории АН СССР. Т. IV, ч. 2. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 225.
6. *Вишняков С. Г.* Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы.— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 209—255. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 4).
7. *Гуревич В. И.* О метаморфизации подземных вод в процессе катагенеза.— В кн.: Геология и геохимия. М.: Гостоптехиздат, 1960, вып. 3, с. 259—263.
8. *Гуревич В. И.* К дискуссии о происхождении хлоридных кальциевых рассолов (ответ проф. Е. В. Посохову).— Сов. геология, 1963, № 8, с. 150—158.
9. *Жабрева П. С.* О закономерностях формирования и распределения пород-коллекторов нефти и газа в мезозойских отложениях Западного Предкавказья.— В кн.: Вопросы нефтегазоносности мезозоя Предкавказья. М.: Изд-во ИГ и РГИ, 1972, с. 80—110.
10. *Зайцев И. К., Басков Е. А.* Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6, с. 81—94.
11. *Кондратьев И. А., Мигин Н. Е.* Состояние и пути повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Краснодарском крае.— Геол. нефти и газа, 1976, № 1, с. 15—19.
12. *Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Тр. ГИН АН СССР. М., 1965, вып. 121, с. 312.
13. *Кореннов Ю. Ф., Голицин М. С., Голицина Г. И.* О возможной роли эпигенетической доломитизации известняков в образовании подземных рассолов хлоркальциевого типа (на примере Припятской впадины).— В кн.: Закономерности формирования подземных вод. М., 1975, с. 70—79. (Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 89).
14. *Кротова В. А.* Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений.— Тр. ВНИГРИ. М., 1962, вып. 191, с. 330.
15. *Лебедев В. И.* Седиментационно-диагенетическая теория образования хлоридных кальциевых вод.— В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М.: Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1968, с. 48—60.
16. *Минский А. А.* Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М.: Недра, 1975, с. 288.
17. *Соловьев А. В., Арбатов А. А., Турпаева Г. Е.* Карбонатные коллекторы мезозойских отложений Северного Кавказа и Предкавказья.— Геол. нефти и газа, 1965, № 6, с. 40—44.
18. *Пахомов С. И., Киссин И. Г.* К гидрохимии магния в глубоких водоносных горизонтах.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 1, с. 205—208.
19. *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. 5—27. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 4).
20. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 551.
21. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971, с. 609.
22. *Холодов В. Н., Комарова Г. В., Лисицын А. К.* К проблеме эпигенетического доломитообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 4, с. 81—95.
23. *Шварцев С. Л.* Источники кальция, стронция и бария крепких и сверхкрепких рассолов хлоридно-кальциевого типа (в связи с формированием последних).— Геология и геофизика, 1973, № 6, с. 23—30.
24. *Hanshaw B. B., Back W., Deike R. Y.* A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water.— Econ. Geol., 1971, № 5, p. 710—724.

УДК 551.448 : 553.44

**РОЛЬ КАРСТА В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СВИНЦА, ЦИНКА, СУРЬМЫ, РТУТИ И ФЛЮОРИТА****КУТЫРЕВ Э. И., ЛЯХНИЦКИЙ Ю. С.**

Исследования свинцово-цинковых, полиметаллически-флюоритовых, сурьмяно-ртутных месторождений, проведенные за последнее десятилетие в СССР и за рубежом, позволяют выделить в классе согласных месторождений этих элементов особую группу, сформированную в карбонатных закарстованных массивах. За месторождениями данной группы предлагается закрепить название карстовые. Эти месторождения дополняют формационное семейство, к которому ранее относились некоторые месторождения золота, алмазов, бокситов, железа, никеля. Разработанные морфологические классификации карстовых полостей и их систем, структурная классификация систем карстовых полостей могут рассматриваться как классификации карстоворудных тел, месторождений и рудных полей.

За последние полтора десятилетия за рубежом — в США, Италии, Франции, Югославии, Алжире, Польше и других странах сильно возрос интерес к изучению роли карста в формировании месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути, флюорита, которые часто называют телетермальными, стратиформными, гидротермально-метасоматическими. Месторождения представляют важную в промышленном отношении группу рудных образований. За исключением некоторых месторождений в углеводисто-карбонатных формациях, для большинства из них основными рудоконтролирующими факторами считаются: а) гидротермально-метасоматический способ рудоотложения, б) литолого-фациальный контроль оруденения, в) структурный контроль — локализация рудных тел в секущих и межпластовых тектонически ослабленных зонах дробления. Однако целый ряд вещественных, структурно-текстурных и морфологических особенностей руд, структуры месторождений в целом и рудных полей не объясняются перечисленными факторами. В связи с этим большие трудности возникают при разведке таких месторождений, промышленной оценке и выборе направления поисковых работ. Накопленный как в СССР, так и за рубежом опыт в исследовании карстовых месторождений бокситов, железа, силикатного никеля, алмаза, а также успехи в спелеологии и карстоведении позволяют использовать эти достижения для решения ряда принципиальных вопросов геологии месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути и флюорита, в формировании которых, как показано ниже, определяющая роль принадлежит карсту.

1. КАРСТ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЯВЛЕНИЕ

В геоморфологии, карстоведении, спелеологии под карстом понимаются: а) совокупность явлений, связанных с деятельностью поверхностных и подземных вод и выражающихся в растворении горных пород с образованием в них пустот разного размера и формы, б) комплекс своеобразных форм рельефа, возникающих в местностях, сложенных сравнительно легкорастворимыми породами. Карстообразование — процесс длительный и сложный, а в ряде случаев и многоэтапный. Он начинается с образования микроскопических пор, пустот и заканчивается иногда полным растворением некоторых типов горных пород. В основе карстообразования лежит коррозия и эрозия, главным образом карбонатных и галогенных формаций, но имеют место также суффозия, кавитация и другие процессы, вплоть до гравитационных (обвальных), при-

водящих к формированию своеобразных пород и их совокупностей (парагенераций).

В геологических аспектах под закарстованными формациями, по нашему мнению, следует понимать определенную их группу, в которой явления гипергенного и гипогенного выщелачивания, заполнения пустот, последующего эпигенеза и метаморфизма приводят к возникновению новых, специфических типов пород и их ассоциаций (типоморфных карстогенных парагенераций); без них описания состава и структуры первичных, осадочных формаций становятся неполными. В геологических аспектах нас будут интересовать следы и признаки карста — вещественные, морфологические, структурные, тектонические, стратиграфические, палеонтологические и т. п. При этом необходимо различать два типа карста: обычный карст и термокарст (гидротермокарст). Первый формируется в приповерхностных условиях нисходящими водами, второй — на различных глубинах напорными, обычно нагретыми водами. Кроме того, будем различать современный карст и древний (палеокарст).

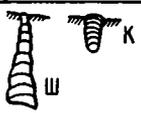
2. МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

Познание карста как геологического явления может быть основано на исследовании современных карстовых полостей и их заполнителя. Карст широко распространен в Италии, Испании, Венгрии, Югославии, Австралии, Китае, США, Южной Америке. В СССР области развития карста охватывают около 40% площади, в том числе в таких регионах, как Урал, Средняя Азия, Кавказ, Алтай, Казахстан, Дальний Восток.

Большой вклад в изучение карста внесли В. А. Апродов [1], В. Н. Дублянский [10, 11], И. К. Зайцев [14, 15], Г. А. Максимович [25—27]; карст в аспектах рудообразования рассматривали В. Ю. Волгин [6], Г. В. Вахрушев [5], И. И. Гинзбург [9], А. А. Луйк [23], В. М. Крейтер [17], А. Е. Ферсман [39] и др. За рубежом большой вклад в проблему рудного карста внесли Д. Бек, Н. Варлей [58], Де Кастро [46], С. Джулинский [47], Д. Коллинз [44], Г. Майллот [52], Д. Хогланд [49] и многие другие. Вместе с тем систематически карст изучается в последние 15—20 лет, а рудный карст — лишь в последние годы.

В результате работ, проведенных одним из авторов статьи на Северо-Западном Кавказе и Южном Урале, с учетом обширной литературы предложена классификация карстовых полостей, связывающая их форму и положение в пространстве с особенностями геологического строения и гидродинамической зональностью карстовых массивов [23]. Вариант этой классификации, приспособленной для геологических целей, приведен на фиг. 1. Данная классификация отличается от ранее предложенной Г. А. Максимовичем [25] и В. Н. Дублянским [10] тем, что основными единицами ее являются элементарные полости, обладающие устойчивыми морфологическими признаками и составляющие в совокупности пещеры и шахты. Различаются полости вертикальные, горизонтальные и переменного направления. Первые обычно связаны с зоной вертикальной циркуляции, вторые — с зоной горизонтальной и третьи — напорной, сифонной (фриотической) циркуляции. Другой классификационный признак — тип и ориентировка структуры, в которой развита полость. В природе карстовые полости формируются, как правило, с использованием не одного, а двух и более структурных элементов, поэтому приведенные в табл. 1 классификационные ячейки следует рассматривать как элементарные составляющие природных полостей сложной морфологии.

Глубина проникновения обычных карстовых полостей определенным образом зависит от положения местного базиса эрозии и достигает сотен метров от поверхности. Глубина палеокарста и гидротермокарста варьирует в широких пределах. Так, в Кизеловском районе при бурении вскрыты полости до 6 м в диаметре на глубине около 1,5 км. Рекордными по глубине и размерам в платформенных условиях являются полость в Волго-Уральской провинции, на глубине 2340 м, высотой в 41 м [26],

Оп	Гс	I		II	
		1	2	3	4
А					
					
Б					
					



Фиг. 1. Морфологическая классификация карстовых полостей

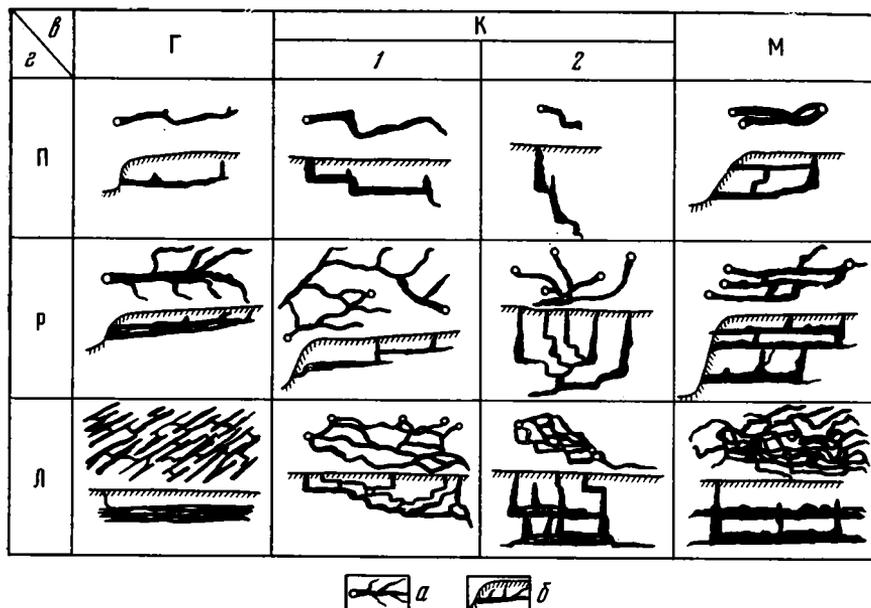
I — тип полостей, развитый по дизъюнктивным структурам: 1 — класс полостей по вертикальным и субвертикальным нарушениям, 2 — класс полостей по горизонтальным и субгоризонтальным нарушениям; II — тип полостей, развитых по пликативным структурам: 3 — класс полостей по антиклинальным складкам, 4 — класс полостей по синклинальным складкам; А — вертикальные полости, развитые в зоне вертикальной циркуляции; Б — горизонтальные полости, развитые в зоне горизонтальной циркуляции; В — полости переменного направления, развитые в зоне напорной сифонной циркуляции. Ш — шахты; К — колодцы; Х — ходы; Г — галереи; З — залы (обвалынные и пластово-обвалынные); Т — трубы. Гс — геологические структуры, контролирующие карстовые полости; Оп — ориентировка полостей в пространстве и гидродинамические условия их образования. а — карстовые полости, развитые по дизъюнктивным структурам, б — карстовые полости и пликативные структуры, контролирующие их

в складчатых областях — полость гидротермокарста в Родобах (Болгария), заполненная горячей водой (90° С); свод ее находится на глубинах 640—800 м, а дно не достигнуто некоторыми скважинами на глубине 2000 м [10].

3. МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СИСТЕМ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

Под системой карстовых полостей (или карстовой системой) понимается совокупность карстовых полостей. На разных стадиях развития и гипсометрических уровнях формируются полости разных видов: в приповерхностной зоне — карры, воронки, поноры, колодцы, котловины, поля; ниже, в зоне вертикальной циркуляции — колоколообразные залы и каналы, начинающиеся от понор, шахты, каскады колодцев; еще ниже, в зоне горизонтальной циркуляции — горизонтальные каналы, ходы, залы, галереи, обвалынные залы. В наиболее глубокой зоне напорной циркуляции, развивающейся, как правило, ниже местного базиса эрозии, имеют место извивающиеся в разных направлениях ходы и трубы обычно округлого и эллипсоидного сечения.

Гидротермокарстовые системы изучены значительно хуже карстовых. Предварительно можно наметить несколько видов полостей, развивающихся в трех гидродинамических зонах. В нижней зоне, напорной, преимущественно вертикальной циркуляции с преобладанием вертикальной составляющей развиты извилистые трубы с эллипсоидными, изометричными сечениями, куполообразные и шарообразные камеры и залы. Промежуточная зона напорной горизонтальной циркуляции может формироваться в связи с такими геологическими особенностями участка,



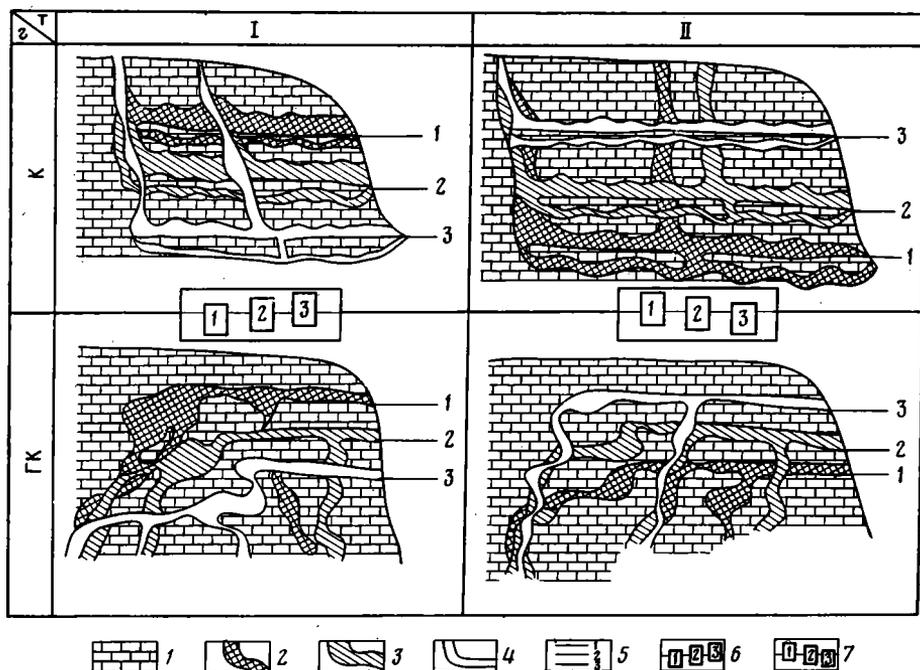
Фиг. 2. Морфологическая классификация систем карстовых полостей
 Г — горизонтальные системы; К — каскадные системы: 1 — с преобладанием горизонтальных полостей, 2 — с преобладанием вертикальных полостей; М — многоэтажные системы. П — простые системы; Р — разветвленные системы, Л — лабиринтовые системы. а — планы карстовых систем; б — поверхность карстового массива и разрезы карстовых систем; ε — особенности строения карстовых систем по вертикали; ε — в горизонтальной плоскости

как наличие водоупорного пласта или пологого тектонического нарушения; для нее характерны трубы с эллипсовидным сечением, ходы, камеры и залы, уплощенные по вертикальной оси. В верхнем этаже горизонтальной циркуляции гидротермокарста могут быть полости, близкие к ходам, галереям зоны горизонтальной циркуляции обычного карста. Таким образом, по морфологическим признакам системы карста и гидротермокарста зеркальны. Для полостей гидротермокарста характерны непостоянство направлений, резкие повороты, причленения колодцев к галереям снизу. Как карстовые, так и гидротермокарстовые системы локализуются однотипными структурами, те и другие нередко переплетаются во времени и пространстве, что приводит к формированию сложных многоэтажных и полихронных систем.

В зависимости от преобладания полостей той или иной зоны среди систем карстовых полостей (фиг. 2) можно выделить горизонтальные, каскадные и многоэтажные, а по проработанности карста и сложности — простые, разветвленные и лабиринтовые системы. На фиг. 2 в верхней части каждой ячейки показаны системы в плане, в нижней — в разрезе. В платформенных областях преобладают горизонтальные системы с нечетливо выраженной вертикальной составляющей (например, гипсовые пещеры Подолья и Пинего-Кулойского района). Для складчатых, горных областей характерны каскадные и многоэтажные системы с вертикальными полостями значительных размеров. Так, каскадные шахты хребта Алек на Западном Кавказе достигают глубины 500 м, шахта Киевская в Средней Азии пройдена спелеологами до глубины около 900 м, шахта Снежная на Кавказе — более 1200 м, система Пьер-Сен-Мартен в Пиренеях (Франция) прослежена до 1360 м. Чаше вертикальная амплитуда крупных карстовых полостей и систем достигает первых сотен метров. По суммарной длине лабиринтовые системы составляют десятки, реже сотни километров. Например, Мамонтова система в США имеет суммарную протяженность полостей 252,2 км, Хеллок в Швейцарии — 120,5 км, Оптимистическая в СССР — 108 км [11, 25].

4. СТРУКТУРНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КАРСТОВЫХ СИСТЕМ

Под структурной понимается классификация карстовых систем, основанная на выявлении пространственно-временных взаимоотношений генераций (серий) карстовых полостей и наполнителей. Предлагаемая структурная классификация является первой, предварительной, основанной на известных закономерностях формирования современного карста. В ней рассмотрены только многоэтажные системы, образованные в единый геотектонический этап. Под одноэтапной системой понимается кар-



Фиг. 3. Структурная классификация карстовых систем

I — карст, формирующийся при воздымании карстового массива, II — карст, формирующийся при нисходящих движениях карстового массива. К — обычный (гипергенный) карст; ГК — гидротермокарст (гипогенный). 1 — вмещающие карстующиеся породы; 2, 3, 4 — полости первой, второй и третьей генераций соответственно, 5 — последовательное положение базисов эрозии относительно карстовых массивов; 6 и 7 — последовательное перемещение карстового массива относительно базиса эрозии. т — типы карста, г — группы карстовых систем

стовая система с согласованным распределением как горизонтальных, так и вертикальных составляющих каждой серии полостей, обусловленных однонаправленным (восходящим или нисходящим) перемещением базиса карста. Системы, формирующиеся в несколько геотектонических этапов, образованы совмещением (пересечением) двух или более простых систем и характеризуются несогласованным их распределением в пространстве.

Среди одноэтапных систем можно выделить гипергенный (обычный) карст и гипогенный (гидротермокарст). Каждая из групп в свою очередь делится на два типа (фиг. 3). Карст первого типа формируется при воздымании территории и последовательном перемещении базиса карста вниз по разрезу карстующегося массива. Каждая стадия воздымания характеризуется самостоятельной серией карстовых полостей. Признаком положения базиса карста на каждой стадии служит горизонтальная составляющая серий. Нижние в разрезе полости являются более молодыми по отношению к верхним, более древним. Карст второго типа формируется при нисходящих движениях блоков коры и характеризуется расположением горизонтальной составляющей каждой более молодой

серии выше по разрезу по отношению к более древней серии в соответствии с перемещением базиса эрозии.

Можно видеть, что структурная группа карста определяется по пространственным взаимоотношениям вертикальной и горизонтальной составляющих серий: в гидротермокарсте шахты, колодцы сочленяются с галереями снизу, в гипергенном карсте — сверху. Структурный тип диагностируется по характеру пересечения серий: в воздымающемся — молодые серии расположены вверху разреза. Следует подчеркнуть, что намеченные структурные группы и типы карстовых систем представляют упрощенные теоретические модели. Однако уже из них следует, что методика изучения карстовых систем и связанных с ними месторождений должна существенно отличаться от методики изучения как жильных, так и пластовых месторождений.

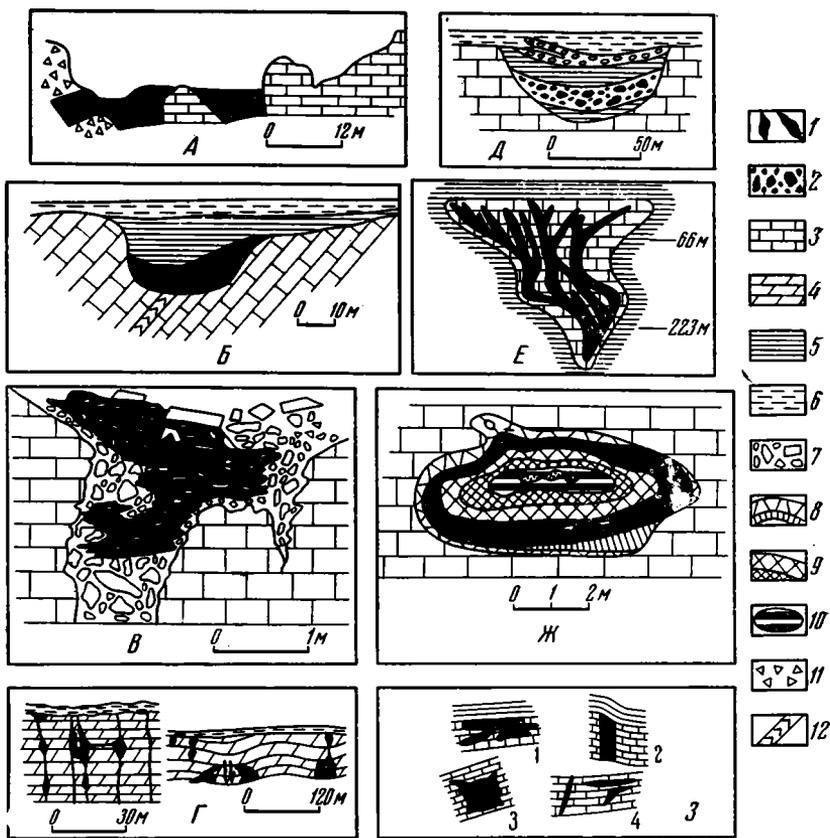
5. ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ПРОЯВЛЕНИЕМ КАРСТА

Среди полезных ископаемых, в которых определено устанавливается тесная пространственная или генетическая связь рудных скоплений с карстом, необходимо отметить месторождения алмаза, золота, бокситов, железа, никеля, ртути, сурьмы, свинца, цинка, флюорита, барита. В литературе широко освещены состав и строение карстоворудных тел и месторождений алмаза [5, 8, 9, 35, 36, 42], золота [2, 12, 13], бокситов [28 и мн. др.], железа и никеля [16, 18, 20, 57], формирующихся в верхней зоне обычного карста. Подчеркивая определяющую роль карста, С. Янкович [50] выделяет в Динарской провинции самостоятельный карстовый тип сурьмяного оруденения. В. Т. Сургаем [37] ряд сурьмяно-ртутных месторождений Южного Тянь-Шаня относится к особо выделяемому им карстово-цементационному классу. В последнее время В. И. Бергером [4] суммированы многочисленные данные по проявлениям сурьмы и ртути в палеокарстовых образованиях и предложена генетическая модель для месторождений выделяемой им киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации. Вместе с тем В. И. Бергер рассматривает палеокарст лишь как один из факторов рудоконтроля, не придавая ему значения признака, определяющего формационный тип месторождений.

В СССР главенствующая роль карста признавалась лишь для некоторых свинцово-цинковых месторождений (Ачисай, Чункей). За рубежом, и в первую очередь в США, Италии, Польше, роли карста в формировании месторождений свинца и цинка придается большое, а в ряде случаев и решающее значение [41, 44—54], хотя эти месторождения по-прежнему называются стратиформными, телетермальными.

Ниже приводится краткая характеристика некоторых месторождений сурьмы, ртути, свинца, цинка, флюорита, в которых карст определяет локализацию либо единичных рудных тел (фиг. 4), либо систем рудных залежей, сопоставимых с системами карстовых полостей (фиг. 5). Для сравнения приведены также рисунки типичных залежей и месторождений золота и железа. Среди месторождений *ртути*, в которых доказана или с большой долей вероятности предполагается главная роль карста, можно назвать крупные и очень крупные объекты. Разветвленные многоэтажные карстовые системы контролируют киноварные руды в Китае, на плато Гуйчжоу с интенсивно развитым глубинным карстом. В карстовых пещерах и колодцах скапливается глинистая масса, пропитанная мелкозернистой киноварью. В засушливое время года полости доступны для человека, и так называемая «красная земля» добывается из водобойных котлов и других ловушек в пещерах. Многие рудные тела имеют отчетливую связь с элементами рельефа (см. фиг. 5, В). В красных глинах развиты также «кермезитовые» руды с конкрециями из окисных минералов сурьмы — кермезита, сервантита, ромеита [4].

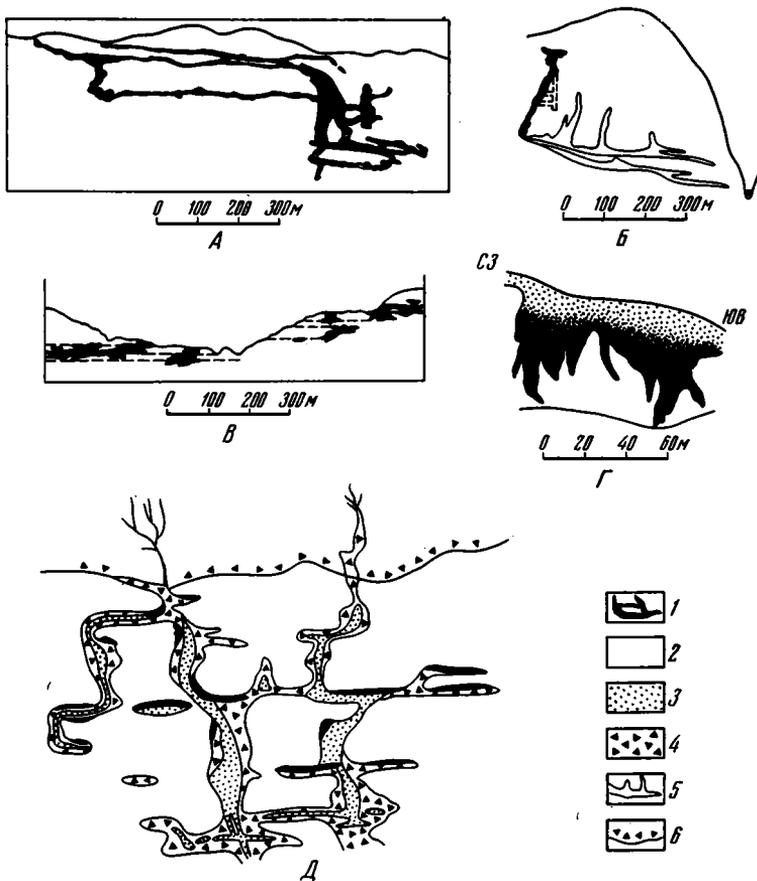
Классическим районом рудного карста является Италия. Большая часть месторождений во втором по величине ртутном районе мира Монта-Амиата (с запасами около 100 тыс. т ртути) связана с вертикаль-



Фиг. 4. Строение карстовых рудных тел (разрезы: А—Ж, 3—1, 2, 4—вертикальные, 3—3—горизонтальный)

А — карьер Разгуляевского железнякового рудника на Урале (по Б. П. Кротову [20]); Б — главная залежь железорудного месторождения Покровское на Урале (по П. А. Волковичу и В. А. Кобону, из работы М. А. Карасика [17]); В — сфалеритовые слоистые руды на месторождении Олькуш в Польше, по [56]; Г — свинцово-цинковые рудные тела района Миссисипи в США (по Хейлу А. [41]); Д — воронка Рункге-Лааге с алмазносным галечником в Трансваале (по В. С. Соболеву [35]); Е — рудные тела киноварного месторождения Сиеле (по Де Кастро [46]); Ж — рудное тело месторождения Тюя-Муюн (по А. Е. Ферсману [38]); 3 — схематическое строение ртутно-сурьмяных рудных тел (1 — приконтактового, 2 — жилообразного, 3 — штокообразного, 4 — трещинного) на месторождении Джижикрут в Средней Азии (по данным В. Ю. Волгина [6]). 1 — рудные тела; 2 — алмазосный галечник; 3 — известняк; 4 — доломит; 5 — глинистый сланец, глина; 6 — почва, аллювиальные отложения; 7 — карбонатная брекчия с доломитовой «мукой»; 8 — натечный кальцит; 9 — натечный барит; 10 — натечный кальцит с «красной землей»; 11 — продукты выветривания карбонатных пород; 12 — дайка габбро-диабазы

ными карстовыми системами. Примерами их служат рудники Сиеле, Монтебуоно, Аргус [46]. На руднике Сиеле (см. фиг. 4, Е) вскрыты рудные тела в карстовых вертикальных и наклонных полостях в известняках, граничащих с глинистыми сланцами или вулканогенным покровом. Рудные тела имеют форму сильно вытянутых наклонных линз, уплощенных карманов, заполненных смесью глины, мелких обломков известняка и мергеля с киноварью. В некоторых блоках известняков, окруженных мергелем, системы полостей выполнены сплошной киноварью. Месторождение Монтебуоно (см. фиг. 5, Г) приурочено к меридиональной зоне разломов в нуммулитовых закарстованных известняках. Вертикальные полости заполнены продуктами разрушения известняков, карстовыми глинами и киноварью. На верхних горизонтах содержание ртути в полостях составляет 0,2%, на нижних благодаря сортировке материала и переотложению киновари карстовыми водами достигает 0,5%. Формы полостей близки к вертикальным шахтам. Ряд месторождений ртути



Фиг. 5. Схематические разрезы карстовых месторождений
 А — полиметаллическое в округе Чиуауа в Мексике (по Е. А. Радкевич [32]); Б — Тюя-Муюн (по А. Е. Ферсману [39]); В — ртутное на плато Гуйчжоу; Г — Монтебуно (по Де Кастро [46]); Д — полиметаллическое в Аппалачах (по Д. Хогланду [49]).
 1 — рудные тела; 2 — карбонатные породы; карстовый заполнитель: 3 — глины, пески, 4 — брекчии, 5 — горизонтальные карстовые полости, предсказанные А. Е. Ферсманом, 6 — межформационное несогласие

в закарстованных терригенно-карбонатных толщах известен на территории Алжира, Марокко и Туниса; наиболее крупные среди них находятся в Алжире (Исмаил, Мра-Сма, Гениша, Расэль-Ма и др.). На месторождении Мра-Сма [30] помимо ртутных выявлены и ртутно-полиметаллические залежи.

Месторождение Тюя-Муюн в Средней Азии локализовано в простой карстовой системе (см. фиг. 5, Б). Участок сложен круто- и вертикальнозалегающими известняками девона и нижнего карбона, контактирующими с водоупорными глинистыми и кремнистыми сланцами силура и кембрия. Рудные тела представляют карстовые и гидротермокарстовые полости, частично заполненные натечными карбонатно-рудными образованиями. До работ А. Е. Ферсмана [39] производилась отработка верхних горизонтов рудника, перспективы на глубину не были ясны. Распознав карстовую природу полостей, А. Е. Ферсман, основываясь на работах карстоведов, предсказал продолжение полостей на глубину, в зону горизонтальной циркуляции, что в общем и было подтверждено последующими работами. Кроме перечисленных можно отметить карстовые месторождения ртути Пинчи-Лейк и Бралори-Такла (Канада), Санта-Барбара (Перу), Ваньшань, Тунцзяба, Панчай (Китай), Идрия (Югославия). Своеобразно сурьмяно-ртутное месторождение Уйтцуко (Мексика), в котором ливингстонит (сульфид ртути и сурьмы) — основной рудный минерал развит в глинистой брекчии, заполняющей карстовые

полости в гипсе, а также цементирует доломитовые брекчии обрушения.

Сурьмяные (нередко с ртутью и флюоритом) месторождения, в локализации которых определяющую роль играет карст, широко развиты как за рубежом, так и в СССР. Основной район их развития в СССР — Восточно-Тяньшанская складчатая область [4], где сурьмяное оруденение контролируется кремнисто-карбонатными пластами и брекчиями на контакте известняков силура — нижнего девона и сланцев среднего девона — нижнего карбона. В Зеравшано-Гиссарском поясе наиболее крупными являются Джижикрутское месторождение и Шинг-Магианская группа (Турк-Парида, Валонги-Дароз, Кара-Комар, Бузинова, Гурдара), в Южно-Ферганском поясе — Кадамжайское. Строение этих месторождений хорошо освещено в печати. Из зарубежных месторождений в сходной обстановке — также в кремнисто-карбонатных карстовых и гидротермокарстовых породах, брекчиях и пористых известняках — заслуживают упоминания Сан-Хозе, Тлахпаико, Эль-Ольтор (Мексика) с окисными рудами (валентинит, сервантит, стибикононит), Шлайнинг (Австрия), Столице, Алшар, Заяча, Добрипоток (Югославия), Перетта, Тафоне (Италия) и др.

Свинец, цинк, барит, флюорит. К этой группе относятся существенно цинковые месторождения в карбонатных породах нижнего ордовика Аппалачей (см. фиг. 5, Д) в районе Маскот-Джефферсон-Сити [33, 55], полиметаллические рудные тела (см. фиг. 5, А) района Санта-Еввалия в провинции Чиуауа Мексики [32], ряд месторождений Силезско-Краковского свинцово-цинкового района (см. фиг. 4, В) в Польше [47, 56], зоны натечной свинцово-цинковой минерализации в полостях гидротермокарста на месторождениях Бляйберг (Австрия), Лафатч, Хафершток, Ауронцо, Горно, Монте Калицио (Италия) [31, 51, 55], месторождения в Дербиншире (Англия) [58], Новом Южном Уэльсе (Австралия), в Югославии [26], Западном Нью-Фаундленде [44]. Из карстовых свинцово-цинковых месторождений района Верхнемиссисипской долины попутно извлекаются пирит и барит [33]. На месторождениях Иллинойс-Кентукки основной объект добычи — флюорит, попутно извлекаются цинк и свинец [33]. Представителями рудных объектов данной группы в СССР являются Ачисайское месторождение в хр. Большой Каратау, ряд полиметаллических месторождений в Прибайкалье (Таборное и др.), Амдерма на Полярном Урале, Суук-Тюбе в Казахстане, Бойцовское проявление на Среднем Урале, вероятно, Уралбай, Акжал, Аксуран в Центральном Казахстане. Образование наиболее богатых линзообразных рудных тел на Кужинском барито-свинцово-цинковом месторождении в Башкирии [40], по нашему мнению, связано с гидротермокарстовыми процессами. Существенная роль карстовых явлений устанавливается в последнее время на свинцово-цинковых месторождениях в рифогенной карбонатной формации, известных под названием «сарданинский тип» [18]. К месторождениям этого типа в СССР относятся Сардана, Уруй (Юго-Восточная Якутия), Узунжал (Центральный Казахстан), Майданшах, Карагач (хр. Кугитанг, Средняя Азия). Крупные и хорошо изученные в процессе эксплуатации месторождения юго-востока штата Миссури, Остинвилл-Айванхо (США), Пайн-Пойнт (Канада), Райбл (Италия), Бу-Беккер, Бу-Дахар, Туиссит (Марокко), Сентейн (Франция), Реосин (Испания), Сиди Амор (Тунис).

На Ачисайском месторождении основная секущая рудная залежь представляет вертикальную карстовую полость, заполненную брекчией и прослеженную по падению на 320 м при мощности в раздувах до 30 м. Ряд тел меньших размеров имеет жило-, пласто- и трубообразную форму, вид тавровой балки, образованной крутопадающей жилой, сочлененной сверху с пологой пластовой залежью. Руды на глубине до 200—250 м от поверхности представлены глинисто-охристыми и брекчиевидными церусситовыми, кремнисто-церусситовыми разновидностями, церусситовыми песками. Сульфидные свинцово-цинковые руды сложены пиритом, марказитом, сфалеритом, галенитом, кальцитом, доломитом,

иногда баритом; руды массивные, полосчатые, брекчиевые; последние сложены обломками массивных галенит-сфалерит-пиритовых агрегатов с аналогичным цементом. В целом Ачисайское месторождение — пример типичного карстового месторождения, в формировании современного облика которого главную роль сыграли карстовые явления двух этапов — каменноугольного и унаследовавшего древний карст палеогенового. Общая структура рудного поля определяется сочетанием таких элементов, как скрытое несогласие в кровле карбонатных пород турнейского возраста, Бельмазарский разлом, карстовые пластообразные и секущие тела карбонатных брекчий, метасоматические тела доломитов и пачка черных сланцеватых мергелей — основной водоупор структуры, ниже которого брекчии не распространяются.

На свинцово-цинковом (с флюоритом) месторождении им. Барвинского в Западном Прибайкалье основное оруденение приурочено к 100—200-метровому интервалу разреза голоуспенской свиты позднего рифея [7]. Для месторождения характерно многоярусное расположение флюорито-сульфидных рудных залежей в разрезе карбонатных отложений, развитие структур и текстур метасоматического замещения карбонатных пород, выполнения межобломочного пространства брекчий и пустот.

Свинцово-цинковые месторождения района Верхнемиссисипской долины, по данным А. Хейла [41], расположены в карбонатной толще ранне-среднеордовикского возраста. Характерный структурный элемент разреза — эрозионное несогласие в кровле сланцев, лежащих на рудоносной толще. Вторая особенность — широкое развитие разломов и трещин, образующих систему сообщающихся каналов; многие из них вниз переходят в согласные с напластованием брекчии и нарушения с высокой водонасыщенностью. Третья особенность — наличие пологих складок и флексур, образующихся совместно с разрывами вдоль определенных направлений, согласных с неоднородностями кристаллического фундамента. Четвертая особенность — наличие водоупорных горизонтов в подошве рудоносной толщи. Сульфиды развиты в брекчиях обрушения в виде рубцовых жил, штокверков; тел неправильной формы (см. фиг. 4, Г). Редко встречаются карстовые полости и каверны, инкрустированные сульфидами. Основные типы оруденения связаны с зонами окварцевания и доломитизации, растворения, обрушения пород, выполнения полостей глиной, доломитовой сыпучкой и рудой. Среди характерных текстур следует подчеркнуть гребенчатые и колломорфно-полосчатые, массивные, вкрапленные, почковидные, нодулярные, сталактитовые. Значительная часть рудных минералов в районе образована выполнением открытых полостей и импрегнацией сульфидами полурыхлых, кавернозных масс.

Среди месторождений Аппалачей (см. фиг. 5, Д), охарактеризованных по данным Д. Краусфорда, А. Хогланда и др. [33, 49], выделяется группа преимущественно цинковых, иногда с баритом и флюоритом, месторождений в штатах Теннесси, Виргиния, Пенсильвания, которые обладают рядом особенностей, позволяющих отнести их к гидротермокарстовым. Наиболее характерными представителями этой группы являются месторождения района Маскот-Джефферсон-Сити в штате Теннесси. Месторождения контролируются 100-метровым интервалом разреза нижнего ордовика, между 150 и 250 м ниже поверхности перерыва. Рудные тела не образуют строго выдержанных пластов, хотя залежи пластообразной формы наиболее распространены (см. фиг. 5, Д). Отдельные пластообразные залежи соединяются вертикальными или коллообразными ходами, создавая общий вид структуры, свойственной многоэтажным карстовым системам.

В настоящее время среди многих американских геологов [49] утвердилось мнение, основанное на детальном изучении месторождений, что брекчиевые тела возникли в результате выщелачивания вмещающих пород в связи с карстообразованием до среднего ордовика, после чего они были преобразованы в ходе доорогенных гидротермальных процессов.

При этом ограниченный вертикальный интервал распространения оруденения связывается с величиной статического гидродинамического напора и возникновением температурного и гидрохимического барьера при смешении минерализованных гидротерм с поверхностными водами. Сходная модель была предложена Е. А. Басковым [3] применительно к значительно более широкому кругу рудных месторождений.

6. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПАЛЕОКАРСТА

Обобщение материалов по современному карсту и месторождениям, сформированным с участием карстовых процессов, позволяет наметить следующие основные признаки палеокарста и карстового оруденения.

1. *Морфологические признаки:* а) сходство форм рудных тел и карстовых полостей; б) карстовая скульптура или ее реликты — разнообразные карры, поверхности конденсационного выщелачивания, эрозионные русла со следами меандрирования потока, водобойные и мармитовые котлы; в) сходство морфологии систем рудных тел и карстовых систем; морфологическая зональность, позволяющая в ряде случаев различать карст и гидротермокарст.

2. *Геоморфологические признаки:* пространственная связь рудных тел с элементами палеорельефа, приуроченность их к уровням речных и морских террас, к древним базисам эрозии, слепым долинам, палеодепрессиям.

3. *Палеоструктурные признаки:* положение рудных тел относительно геологических палеоструктур, характерное для карстовых полостей в зонах поглощения и разгрузки карстовых вод, например на контакте карстующихся и водоупорных пород; выборочная ориентировка брекчий параллельно осям, крыльям складчатых форм.

4. *Стратиграфические признаки:* приуроченность рудных тел в разрезе к контактам с водоупорными горизонтами, к определенным палеогипсометрическим уровням в однородных, монотонных по составу толщах, нередко на определенном удалении от поверхности стратиграфического перерыва или вдоль него.

5. *Текстурные признаки* заполнителя палеокарста: а) натечные образования: сталактиты, сталагмиты, коралиты, гелектиты, эскудаты; б) скорлуповатые, сферолитовые, кокардовые, корковые, крустификационно-полосчатые, ритмично-полосчатые текстуры руд и заполнителя полостей; в) текстуры отложения потоков (косая и волнисто-косая грядная слоистость), отстойников; г) реликтовые свободные полости различного размера, иногда с хорошо образованными кристаллами и друзами минералов, в том числе рудных.

6. *Вещественные признаки:* а) специфический гранулометрический состав карстовых брекчий, состоящих из несортированного материала — от глыб до тонкого песка и глин, угловатые обломки карбонатных пород среди илового материала отстойников; б) цемент брекчий — доломитовая мука, песок, карбонатный туф, травертин, узорчато-полосчатое рудное вещество, в том числе окислы сурьмы, окислы и карбонаты свинца и цинка (перечисленные образования могут встречаться и в виде самостоятельных карстовых заполнителей); в) привнесенные водой обломки пород, отличных по составу от вмещающих образований.

7. *Палеонтологические признаки:* наличие в заполнителе фауны и флоры, особенно пыльцы и спор, отличных по возрасту от вмещающих пород.

8. *Температура* образования заполнителя: карстового до 25—30° С, гидротермокарстового до 250, иногда 400° С.

Перечислим также некоторые отличительные признаки гидротермокарста: а) для последнего характерно преобладание эксцентрических натечных образований — сферолитов, коралитов, гелектитов, эскудатов, б) гидротермокарстовые брекчии помимо обычных: гравитационно-обвальных и эрозионно-обвальных включений, — содержат так называемые

брекчии гидротермальных взрывов, образующихся при резком увеличении давления от вскипания раствора вблизи от поверхности или полостей большого объема; в результате взрывов образуются зоны раздробленных пород с радиально расходящимися и к периферии постепенно заужающимися трещинами; гидротермокарстовые полости обычно минерализованы по всему сечению, тогда как карстовые преимущественно в донной части или же минерализация развивается выборочно — в кровле, подошве, на стенках пустот; г) если в карстовых полостях обычны окислы и карбонаты свинца, цинка, сурьмы, то в гидротермокарстовых — сульфиды их совместно с пиритом, марказитом; д) важнейшими являются структурные отличительные признаки карста и гидротермокарста (см. раздел 4). Следует подчеркнуть, что многие из перечисленных характеристик палеокарста являются конвергентными и взятые в отдельности не могут служить надежными диагностическими признаками. Однако в совокупности с другими в определенных сочетаниях они позволяют отличать карстогенный материал от сходных с ним по отдельным признакам экзогенных и эндогенных образований других типов.

7. ПОЛОЖЕНИЕ КАРСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СИСТЕМАТИКЕ СОГЛАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изложенный материал позволяет называть карстовыми те месторождения, в которых рудные залежи в подавляющем большинстве контролируются карстовыми полостями или карстогенными брекчиями, а также сопряженными с ними зонами выщелоченных, кавернозных горных пород. Месторождения с проявлением карста, в первую очередь сурьмяно-рутутные, в ряде классификаций уже давно выделяются в самостоятельный класс, или группу *карстовых* месторождений [37, 50]. В 1978 г. одним из авторов статьи группа согласных месторождений с проявлением карста была выделена под названием «псевдопластовых» объектов (Иллинойс-Кентукки, Маскот-Джефферсон-Сити, Миссисипи и др.).

В специальной классификации, разработанной для прогнозных целей, среди согласных месторождений в толщах с участием карбонатных пород по связи с геологическими формациями обособлены следующие формационные типы месторождений [20]: а) стратифицированные свинцово-цинковые и железо-марганец-барит-полиметаллические в формациях вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатного ряда (атасуйский тип с тремя подтипами — горевским, жайремским, озернинским); б) стратифицированные свинцово-цинковые в углеродисто-известняково-доломитовой формации (миргалимсайский тип); в) стратиформные свинцово-цинковые в рифогенной карбонатной формации (сарданинский тип); г) стратиформные флюорит-свинцово-цинковые в слоистых карбонатных и терригенно-карбонатных формациях (барвинский тип).

В недавно опубликованной классификации свинцово-цинковых месторождений Н. С. Скрипченко [34] также предложил выделять аналогичные типы и среди них месторождения «карбонатные типа структур растворения», которые, судя по примерам, отвечают «псевдопластовым» или «барвинскому» типу. Определяя данный тип, Н. С. Скрипченко пишет: «Месторождения типа структур растворения имеют отчетливую связь с морфологически разнообразными брекчиевыми телами растворения в доломитах и известняках. Рудные залежи наследуют форму тел растворения и представлены согласными трубообразными, сводово-лестничными, лентовидными, пластообразными телами и несогласными рубцовыми жилами, рудными трубами, комбинированными телами» (с. 7). К сожалению, вопреки данному определению Н. С. Скрипченко приводит в качестве одного из примеров месторождений этого типа Миргалимсай — типичное пластовое, стратифицированное месторождение, не имеющее к структурам растворения никакого отношения.

Анализируя широту распространения рудного карста в месторождениях различных формационных типов, можно видеть, что карстогенные

породы и руды встречаются во многих из них. Так, небольшие карстово-рудные тела отмечаются в некоторых медно-цинково-колчеданных месторождениях Урала, в частности на месторождении им. XIX Партсъезда. Они известны и в рифогенных карбонатных формациях, фациально замещающих вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатные, вмещающие свинцово-цинковые месторождения Уч-Кулач и Озерное, (ата-суйский тип). Наиболее широко и устойчиво карстогенные руды распространены в свинцово-цинковых месторождениях, связанных с закарстованными рифогенными (сарданинский тип) и слоистыми карбонатными (барвинский тип) формациями.

Таким образом, сарданинский и барвинский типы свинцово-цинковых месторождений, в которых палеокарст проявлен устойчиво и определенно влияет на размещение рудных залежей, целесообразно выделить в самостоятельную группу карстовых месторождений, связанных соответственно с рифогенной карстово-карбонатной и слоистой карстово-карбонатной формациями.

Из 13 ртутных и сурьмяных формаций, выделенных В. И. Бергером [4], по предварительным данным значительную часть месторождений киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной, киноварной карбонатной, а также часть метациннабарит-киноварной карбонатно-аргиллизитовой формаций необходимо отнести к группе карстовых. Что же касается месторождений бокситов, железа, никеля, алмаза и золота в карсте, то они уже давно выделяются как самостоятельные морфогенетические типы месторождений.

ВЫВОДЫ

1. Месторождения, сформированные с большим или меньшим участием карста, разнообразны по составу, интересны в промышленном отношении, своеобразны по факторам рудоконтроля и закономерностям формирования и размещения. В первую очередь исходя из особенностей факторов рудоконтроля и критериев прогнозирования их необходимо рассматривать в качестве самостоятельной группы рудных объектов, включающей целый ряд вещественных и формационных типов. В этой связи необходимо выделять закарстованные карбонатные формации в самостоятельные типы геологических формаций.

2. Среди карстовых месторождений по генетическим признакам предварительно можно наметить три типа:

а) карстовые месторождения железа, алмаза, золота, силикатного никеля, бокситов, окислов и карбонатов свинца и цинка, в которых рудное вещество синхронно карстообразованию или накоплению пород, непосредственно перекрывающих закарстованные карбонатные массивы; руды локализуются главным образом на неровной поверхности, не распространяясь ниже базиса карста; к данному генетическому типу, по-видимому, может быть отнесена часть киноварных месторождений (например, на плато Гуйчжоу), Ачисайское и др.;

б) месторождения свинца, цинка, флюорита, сурьмы, ртути, формирующиеся в эндогенных условиях гидротермокарста; характеризуются многоярусным оруденением, более сложным составом руд вплоть до типичных скрановых парагенезисов (Тетюхе) [29]. Месторождения этой генетической группы не имеют строгих гипсометрических границ, хотя верхняя выражена более отчетливо, чем нижняя, и нередко представляет собой контакт рудоносных карбонатных или карбонатно-кремнистых пород с водоупором. В верхних этажах гидротермокарстовых систем рудные тела преимущественно стратиформные, в нижних — комбинированные и секущие, полистадийные (Джижикрут и др.);

в) третий генетический тип карстовых месторождений формируется как обычные пластовые месторождения (стратиформные гидротермально-метасоматические), отличаясь развитием рудного процесса в заранее закарстованном массиве. Для этих месторождений, по-видимому, характерно лишь частичное соответствие уровней оруденения и гипсометри-

ческих уровней карстовой системы полостей и брекчий. (Маскот-Джефферсон-Сити, Сардана, Уруй и др.).

3. Особое значение структурного анализа карстовых систем с выделением генераций (серий) полостей и брекчий подчеркивается тем, что независимо от времени рудообразования промышленные параметры и масштабы месторождений, морфология рудных залежей в основном определяются морфоструктурными особенностями, зрелостью карста.

4. Методика изучения карстовых месторождений помимо традиционных методов формационного анализа, выявления стратиграфических, палеоклиматических, палеогеографических, палеотектонических и фациальных факторов контроля оруденения включает специальные методики изучения структуры палеокарстовых систем, положения оруденения в таких структурах, палеогидрогеологические реконструкции, исследования степени соответствия карстовых систем и систем рудных залежей, минерально-геохимической зональности, что является основой определения времени рудообразования. Особо следует подчеркнуть необходимость разработки методики палеогидродинамических реконструкций. Поскольку пространственные закономерности размещения рудных тел и месторождений определяются морфологическим типом карстовых систем, этот вопрос и необходимо рассматривать как главный, определяющий направления поисков и разведки. Следовательно, приведенную выше классификацию систем карстовых полостей в первом приближении можно рассматривать как классификацию структур карстоворудных полей и месторождений.

5. Специальные палеокарстологические работы в первую очередь необходимо провести на хорошо разбуренных или изученных с поверхности свинцово-цинковых и сурьмяно-ртутных месторождениях в карбонатных толщах, что позволит конкретизировать и уточнить суммированные выше вещественные, структурно-текстурные, морфологические и другие признаки палеокарста и выработать методические основы изучения и промышленной оценки месторождений карстовой группы.

6. Актуальность всестороннего изучения карстовых месторождений, и в частности свинцово-цинковых, флюорит-полиметаллических, сурьмяно-ртутных подчеркивается тем, что в отличие от типичных пластовых они широко развиты не только в многокилометровых геосинклинальных толщах, но и в маломощных платформенных чехлах, в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах срединных массивов. К карстовым месторождениям во всяком случае неприменимы региональные и частично локальные факторы и критерии прогноза, разработанные для типичных пластовых месторождений [21].

Литература

1. *Апродов В. А.* Карст и смежные с ним геологические процессы. Общие вопросы карстования. М., 1962, с. 57—69.
2. *Бараников А. Г.* Древние россыпи золота восточного склона Южного Урала.— В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 235—240.
3. *Басков Е. А.* Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1976. 198 с.
4. *Бергер В. И.* Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 296 с.
5. *Вахрушев Г. В.* Роль карста в формировании месторождений полезных ископаемых западного склона Южного Урала и Приуралья.— Тр. МОИП. 1964, т. 12, с. 33—39.
6. *Волгин В. Ю., Иванов В. С.* О роли древних карстовых осадков в локализации рудных тел сурьмяно-ртутных месторождений.— В кн.: Геологические критерии ртутного и сурьмяного оруденения. М., 1979, с. 70—78.
7. Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири/Под ред. Кузнецова В. А., Дистанова Э. Г.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1977, вып. 361.
8. *Гвоздецкий Н. А., Чикишев А. Г.* Карст и народное хозяйство.— Природа, 1962, № 9, с. 121—122.
9. *Гинзбург И. И.* Мезозойские карсты и связанные с ними полезные ископаемые на Урале.— В кн.: Кора выветривания. М., 1952, вып. 1, с. 89—99.
10. *Дублянский В. Н.* Гигантская гидротермокарстовая полость в Родопах (Болгария).— Пещеры. Пермь, 1974, вып. 14—15, с. 233—237.

11. *Дублянский В. Н.* Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука, 1977, с. 1—183.
12. *Желнин С. Г.* Особенности россыпной золотоносности Центрально-Алданского района.— Матер. по геол. и полезным ископаемым ЯАССР. Якутск, 1970, вып. 17, с. 80—87.
13. *Заворотных И. Р.* Источники золотоносных россыпей в Приаргунье.— Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1967, т. 3, № 2, с. 52—66.
14. *Зайцев И. К.* Вопросы изучения карста СССР. Госгеолиздат, 1940, с. 87.
15. *Зайцев И. К., Бутов П. И.* О гидрогеологии и карсте Тюя-Муяна.— Зап. ВМО, 1933, ч. 64, вып. 1, с. 145—161.
16. *Карасик М. А.* Месторождения никелевых руд Режевского района.— Тр. горно-геологического района. Свердловск, 1948, вып. 13, с. 1—44.
17. *Крейгер В. М.* Поиски и разведка полезных ископаемых. М., 1940, 789 с.
18. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978. 607 с.
19. *Кротов Б. П.* Железорудные месторождения алапаевского типа на восточном склоне Среднего Урала и их генезис. Изд-во АН СССР, 1936. 286 с.
20. *Кутырев Э. И.* Свинец и цинк.— В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978, с. 126—154.
21. *Кутырев Э. И.* Количественное прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка в вулканогенно-осадочных толщах.— В кн.: Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях. Л., 1979, с. 45—60. (Тр. ВСЕГЕИ).
22. *Луйк А. А.* Проблемы генезиса южноальпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. М.: Недра, 1970. 176 с.
23. *Ляхницкий Ю. С.* Морфогенетическая классификация глубинных карстовых полостей Воронцовского хребта.— Матер. молодежн. геол. конф. ВСЕГЕИ (№ 1698-75-деп), 1974, с. 127—137.
24. *Ляхницкий Ю. С.* К вопросу рудоносности палеокарста.— Матер. молодежн. геол. конф. ВСЕГЕИ (№ 3277-77 Дел.). Л., 1977, с. 150—156.
25. *Максимович Г. А.* Основы карстования. Т. I. 1963, 441 с.
26. *Максимович Г. А.* Основы карстования. Т. II. 1969, 478 с.
27. *Максимович Г. А.* О силикатном брадикарсте тропической зоны.— Гидрогеология и карстование. Пермь, 1976, вып. 7, с. 5—14.
28. *Михайлов Б. М., Мошкин В. Н., Орлова М. П.* Алюминий.— В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978, с. 209—233.
29. *Мозгова И. И.* Минерализованные полости в скарнах Тетюхе.— Зап. ВМО, 1963, ч. 92, вып. 6, с. 645—663.
30. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М.: Недра, 1975, 272 с.
31. Происхождение свинцово-цинковых месторождений в Известняковых Альпах.— Новости зарубежн. геологии. Л., 1959, вып. 12, с. 61—68.
32. *Радкевич Е. А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977, 167 с.
33. Рудные месторождения США/Под ред. Риджа Дж./Т. I. М.: Мир, 1972, 660 с.
34. *Скрипченко Н. С.* Классификация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литолого-фациальной основе.— Геол. рудн. месторожд., 1979, № 6, с. 3—16.
35. *Соболев В. С.* Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. М.: Госгеолиздат, 1951. 125 с.
36. *Степанов И. С., Сычкин Г. Н.* Некоторые типы россыпей алмазов карстовых депрессий западного склона Урала.— Гидрогеология и карстование. Пермь, 1975, вып. 7. 203 с.
37. *Сургай В. Т.* Основные черты региональной геохимии и металлогении Тянь-Шаня.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М., 1970, с. 118—144.
38. *Угюжников Г. П., Павлов Ю. Н.* О возможности эффективной разработки карстово-котловинных россыпей в Енисейском кряже.— Тр. СибНИИ геологии, геофизики и минер. сырья. Красноярск, 1974, вып. 145, с. 133—134.
39. *Ферсман А. Е.* К морфологии и геохимии Тюя-Муяна.— Тр. Комиссии по изучению радия. 1927, т. 3. 92 с.
40. *Филлипов В. А.* Новое полиметаллическое месторождение на западном склоне Урала.— Разведка и охрана недр, 1975, № 4, с. 6—8.
41. *Хейл А. В.* Месторождения цветных металлов Верхнемиссисипской долины.— В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972, с. 11—41.
42. *Чикишев А. Г.* Карст Среднего Урала и его народнохозяйственное значение.— Тр. МОИП. 1964, т. 12, с. 5—32.
43. *Ashley P. M., Creelman R. A.* The mount Black lead-zinc deposit, a probable Missisipi Valley-type sulphide occurrence at Cooleman Plains, southern New South Wales.— Z. Geol. Sool., Austral., 1975, v. 22, № 4, p. 423—433.
44. *Collind Jon A., Smith Leigh.* Zinc deposits related to diagenesis and intrakarstic sedimentation in the Lower, Ordovician St George Formation, western Newfoundland.— Bull. can Petrol. Geol., 1975, v. 23, № 3, p. 393—427.
45. *Dagallier Gug.* Le gite de Mibladen. Une reprise Rarsique polypha see de concentration Pb-Ba seep ratidales. Men hors-ser.— Soc. geol. France, 1976, № 7, p. 71—74.

46. *De Castro C.* Le Miniero del Monte Amiata Memorie. Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 1914, p. 203.
47. *Dzulynski S.* Hydrothermal karst and Zn-Pb sulfide ores. Roczn. Pol. tow. geol., 1976, v. 46, № 102, p. 217—230.
48. *Falini Filipa.* Notize preliminari suuna compagna di indaginil ricerche per minerall di mercuci onella region de M. Amiata.— Periodico di mineralogia Anno, 1960, v. XXIX, № 1, p. 19—45.
49. *Hoagland D. A.* Appalachian zinc-lead deposits.— Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, 1976, v. 3, p. 495—534.
50. *Jankovic S.* Allgemeine Charakteristik der Antimon-Erzlagerstätten Jugoslaviens.— N. Jb. Miner. Festband Ramdohr, 1960, B. 94, S. 506—538.
51. *Lagny Philippe.* Les mineralisations plombo-zinciferes de la region d'Auronzo (province de Belluno, Italie) remp lissagespaelo-karstiques d'age Anisien Superieur.— Cer. Acad. sci. 1971, D. 273, № 18, p. 1539—1542.
52. *Millot R.* Contribution a l'etude geologique du gisement de fer du Marquesado (Espagne). Aspects du problème des amas de minerai de fer dans les roches carbonates.— Miner. deposita. 1971, v. 6, № 4, p. 380—391.
53. *Padalino G., Pretti S., Tamburrini D., Tocco S., Uras J., Vilo M., Zuffardi P.* Carsismi enumeralizzazion.— Rend. Soc. ital. miner. et petrol., 1972, v. 28, № 1, p. 215—230.
54. *Perna Giuliano.* Giacimentiminerari carsici.— Rend. Soc. ital. mineral. et petrol., 1974, v. 30, № 1, p. 55—60.
55. *Riccardo Asseretto, Flavio Jadoul, Paolo Omenet.* Stratigrafia e metallogenesi del settore occidental del distretto a Pb-Zn, fluorite e barite di Cerno (Alpi bergamasche). Istituti di geologia e paleontologia dell'universita degli studi di Milano. Nuova Serie Publ. n. 226, Milano, 1977, p. 525—531.
56. *Sass-Gustkiewicz Maria.* Stratified sulfide ores in karst cavities of the Olkusz. Mine.— Roczn. Pol. town. geol., 1975, v. 45, № 1, p. 63—68.
57. *Vajna György.* Areitelyes Batori-Barlana. Condolat Budapest, 1973, 156 p.
58. *Worley Noel E., Beck John S.* Moorfurlong mine, Bradwell, Derbushire and its geological evolution.— Trans. Brit. Cave Res. Assoc., 1976, v. 3, № 1, p. 49—53.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
8.VII.1980

УДК 553.495 : 553.9

**УРАНОНОСНЫЕ БИТУМЫ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ,
СВЯЗАННОМ С ЗОНАМИ ПЛАСТОВОГО ОКИСЛЕНИЯ**

**ПЕНЬКОВ В. Ф., КОНДРАТЬЕВА И. А., ШМАРНИОВИЧ Е. М.,
ОПАРЫШЕВА Л. Г., УСПЕНСКИЙ Вад. А.**

На эпигенетическом месторождении в терригенных континентальных и прибрежно-морских отложениях, связанном с длительно развивавшимися зонами пластового окисления, наряду с тонкодисперсной настурановой минерализацией в небольшом количестве присутствуют ураноносные керитоподобные битумные вещества. Установлено, что они возникли вблизи выделений оксидов урана в результате преобразования (окисления и слабой карбонизации) исходных нефтепродуктов смолисто-асфальтового и парафинового типов. Генетический ряд этого превращения существенно отличается от известного ряда изменений нефтяных углеводородов в гипергенных окислительных условиях и не возникает при наложении современной зоны лимонитизации на выделения цветных битумов. Это может свидетельствовать о необходимости участия в случае образования ураноносных керитов каких-то дополнительных физико-химических факторов, отсутствующих при окислении битумов в поверхностных анаэробных условиях.

Вопрос о происхождении ураноносных твердых битумов (твердых углеродистых веществ), близких к керитам и антраксолитам, развитых на ряде эпигенетических месторождений в осадочных и реже изверженных породах, — один из наиболее сложных в урановой геологии. Поскольку рудомещающие отложения на месторождениях, содержащих ураноносные битумы, часто несут признаки нефтегазоносности, возникло предположение об их образовании в результате взаимодействия ураноносных окислительных подземных вод с нефтеподобными углеводородами — асфальтами, асфальтитами и т. д. Эта модель предложена А. И. Зубовым [6] для объяснения генезиса ураноносных жил, а В. Н. Холодовым с соавторами [16] — для роллообразного уранового оруденения в карбонатных породах; Л. С. Евсеевой и др. [4] — для интерпретации особенностей урано-битумных руд в красноцветной терригенной толще; И. А. Кондратьевой, И. С. Оношко и др. [3] — для характеристики условий возникновения уранового оруденения на месторождении в терригенных отложениях, связанном с зонами пластового окисления.

Теоретически обосновал данную гипотезу по существу А. К. Лисицин [8], показавший, что ураноносность нефтей возрастает по мере их окисления (от 10^{-7} до 10^{-3} г/кг) параллельно увеличению плотности и зольности. Данные природных наблюдений были подкреплены экспериментами по экстрагированию урана из кислородных вод природными нефтями. Опыты показали, что способностью извлекать уран обладает относительно тяжелая окисленная нефть с повышенным содержанием смолисто-асфальтеновых компонентов. И действительно, этому соответствуют признаки превращения безрудных твердых битумов в более окисленные и карбонизованные рудоносные битумы, которые наблюдались А. И. Зубовым [6], а также и Вад. А. Успенским, В. Ф. Пеньковым [5]. Последние, однако, в отличие от А. И. Зубова считали, что это преобразование происходило в течение процесса, близкого к гидротермальному, а не к гипергенному. Последующие исследования их показали, что подобные превращения обычно проявлены в урано-битумных телах, характеризующихся признаками не столько наложения урана на битумные скопления, сколько их почти совместным отложением в одну стадию процесса [11], в том числе иногда из единой флюидной системы — углеводородно-водной эмульсии [12]. В то же время В. Г. Мелков [15] раз-

вивает представления о том, что встречающиеся на различных месторождениях разнообразные эпигенетические углеродистые вещества не превращаются друг в друга, а образуются независимо, в последовательные стадии минерализующего процесса по схеме: графит→антраксолит→высший керит→низший керит→асфальтит→асфальт→нефть. Данная схема нашла подтверждение и на некоторых урано-битумных проявлениях: выделения основной массы растворимых битумов (и нефти) оказываются более поздними по отношению к твердым ураноносным углеродистым веществам [5, 11].

Таким образом, наметились две основные тенденции в объяснении механизма возникновения твердых битумов: превращение в них исходных растворимых битумных веществ и образование их почти сразу в твердом состоянии подобно обычным минералам. Казалось, что более однозначному решению проблемы происхождения ураноносных битумов способствуют признаки наложения в геологических масштабах урановородного процесса на битуминозные породы с образованием урано-битумных руд; эти признаки были зафиксированы К. Холи и др. [17] на месторождении Темпл-Маунтин в США. Однако такие данные не являются однозначно интерпретируемыми, особенно если учесть представления И. А. Брегера [2] о том, что так называемые ураноносные асфальтиты плато Колорадо относятся к производным органического вещества углистого ряда.

Для решения вопроса о геологических условиях образования твердых ураноносных битумов большое значение имеет выяснение возможности их получения в определенных экспериментальных условиях. А. М. Абдель-Гаваду и П. Ф. Керру [1] подобное преобразование удалось осуществить лишь при температурах порядка 300° С. И. С. Оношко [3] для выяснения возможности получения ураноносного керита в гипергенных условиях (20° С) был проведен четырехлетний эксперимент по окислению растворимых битумов в ураноносной среде. В итоге опыта в кислой части смолисто-асфальтенового битума доля фракции, не растворимой в органических растворителях и кислотах, составила 1% от исходного количества и оказалась представленной черными блестящими зернами размером от долей миллиметра до 2 мм с плотностью 1,3—1,4. Были выделены две разновидности полученного вещества: высокопористые, частично растворимые в 2%-ной щелочи, и монолитные, не растворимые в щелочи; содержания урана в них соответственно составили 7,2 и 2,6%. Был сделан вывод с возможности образования нерастворимых ураноносных битумов при окислении тяжелых фракций нефти содержащими уран кислородными пластовыми водами.

Вместе с тем полученные И. С. Оношко нерастворимые фракции составляют ничтожную часть конечного продукта и, по мнению некоторых исследователей (В. Ф. Пеньков, В. А. Успенский), не могут являться прототипом наблюдаемых в природных условиях микровыделений твердого, полностью нерастворимого рудоносного битума. Они скорее отвечают известным продуктам гипергенного разрушения асфальтита — оксикеритам и гуминокеритам, которые существенно отличаются от природных ураноносных битумов, наиболее близких по физическим свойствам к высшим керитам и антраксолитам. Чтобы избежать дальнейшей генетической путаницы, следует указать, что одним из авторов данной статьи (Вад. А. Успенским) керитоподобные ураноносные битумы ранее были неудачно названы «оксикеритами», чтобы подчеркнуть их отличие от типичных керитов только в одном отношении — в значительно большем содержании кислорода (15—30%); причем они по этому показателю наиболее близки к гуминокеритам — землистым продуктам, отвечающим наиболее глубокой стадии выветривания битумов, которые, окисляясь, достигают уже состояния гумификации.

Из приведенного становится очевидным, почему большой интерес должна представлять детальная схема пластовой окислительной эпигенетической и битумной зональностей, контролирующей положение ураноносных твердых битумов на переходе между зонами пластовоокислен-

ных и сульфидизированных пород для месторождения в терригенных отложениях, которая приведена И. С. Оношко [3]. По данным этого исследователя, в исходной неокисленной безрудной зоне наиболее распространены нейтральные битумы, относящиеся к типу смолисто-асфальтовых. По мере приближения к границе пластово-окисленных пород нейтральные битумы сменяются средними и осмоленными, кислые — смолисто-асфальтовыми и средними; в рудной зоне вблизи контакта с лимонитизированными породами появляются ураноносные кериты, сохраняющиеся в виде реликтов в передовой части зоны лимонитизации. В более тыловых частях последней встречаются только растворимые органические вещества, представленные легкими фракциями как нейтральных, так и кислых битумов.

Вместе с тем приведенная схема зонального распределения углеродистых веществ требует дополнительного подтверждения в связи со спорадичностью находок твердых ураноносных битумов и незакономерностью их появления в рудных телах, сложенных на данном объекте в основном безбитумной сульфидно-черниевой (или гетит-сульфидно-черниевой) минеральной ассоциацией. Учитывая это обстоятельство и полагая, что новые данные по месторождению, исследовавшемуся И. С. Оношко, важны для решения общей проблемы генезиса ураноносных твердых битумов, мы продолжили наблюдения на этом объекте по горным выработкам. Месторождение расположено в пределах горст-антиклинального валообразного поднятия, расчлененного серией разломов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания на отдельные блоки, которые ступенчато погружаются в стороны примыкающих к поднятию крупных прогибов. Урановое оруденение локализовано в проницаемом горизонте позднемерелового возраста, сложенном аллювиальными песками, песчаниками, гравийно-галечными породами с линзовидными прослоями алевролитов и глин. Рудовмещающий горизонт подстилается и перекрывается мощными пачками алевритоглинистого и карбонатно-глинистого состава, образованными в мелководно-морских условиях. Рудные залежи месторождения укладываются в две основные рудоносные полосы (Северную и Южную), занимающие секущее положение к фациальной зональности и связанные с границами зон пластового окисления. Рудные тела Северной полосы имеют обычно морфологию роллов, располагающихся в основном на фронтальном замыкании зон пластовой лимонитизации; Южной — форму уплощенных линз, находящихся внутри общего поля пластооокисленных пород и нередко контролируемых разрывными структурами.

Для района месторождения в целом характерна повышенная битуминозность пород. Битумы здесь встречаются как в породах осадочного чехла, так и фундамента, и распределены на площади крайне неравномерно. При этом они, как правило, значительно шире распространены в слабопроницаемых породах, подстилающих и перекрывающих рудовмещающий водоносный горизонт, чем в проницаемых песчано-гравийных породах самого горизонта, где содержание $C_{орг}$ обычно не превышает $0,0n-0,2n\%$. Подобные соотношения позволили сделать вывод о развитии зон пластового окисления по ранее битуминизированным породам и более позднему образованию уранового оруденения относительно процессов региональной битуминизации.

Рудная минерализация в песках и гравийниках, сопряженная с границами лимонитизированных пород, представлена урановой чернью и настураном, сопровождаемыми обильными выделениями дисульфидов железа (марказит, пирит), иногда сульфидов меди (халькопирит и др.), барита, самородного γ -селена и ферроселита. В периферических частях рудных скоплений, пропластках и линзочках глин обычно видны реликты гетита, маркирующие проявление предшествующей стадии пластовой лимонитизации. Молодые зоны пластового окисления накладываются на внутренние части рудных тел, приводя к выносу и переотложению урана. В целом для характеризуемого месторождения одним из авторов (И. А. Кондратьева) намечена такая последовательность пост-

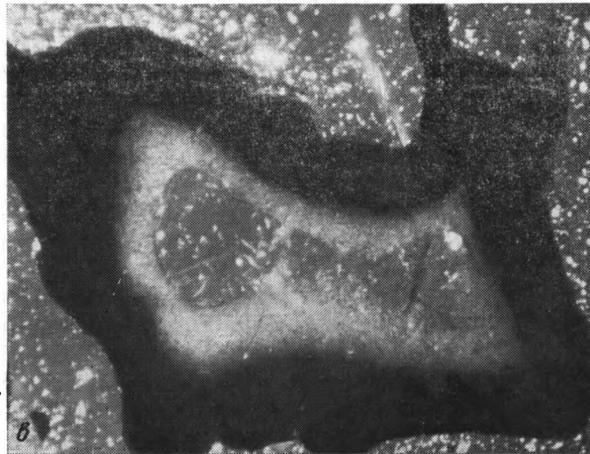
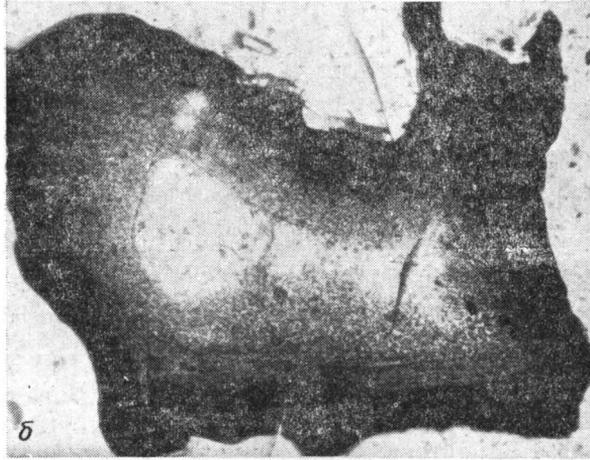
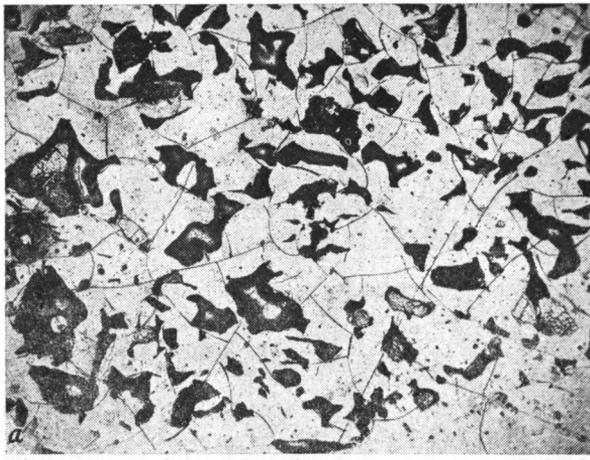
седиментационных преобразований [3]: I этап, платформенный — восстановление рудовмещающих проницаемых отложений при их погружении на глубину в условиях элизионного режима; II этап, связанный с развитием постплатформенной тектонической активизации, в рамках которого выделяются три стадии: 1) пластовое окисление пород рудовмещающего горизонта (в связи с преднеогеновым перерывом в осадконакоплении), 2) битуминизация пород в результате деятельности восходящих углеводородных растворов, 3) возобновление процессов пластовой лимонитизации, сопровождаемое окислением основной массы битумов в



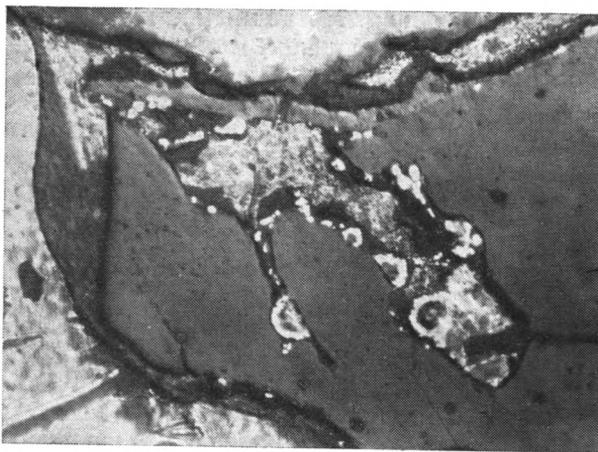
Фиг. 1. Выделения твердого битума (черное) в графелите; в проходящем свете, увел. 30, без анализатора

аэробной и анаэробной обстановке с образованием сульфидной минерализации и осаждением урана из кислородных пластовых вод на сероводородном барьере. В настоящее время имеет место продолжение этих процессов с переосаждением урана на фронте продвижения зоны пластового окисления и его частичным выносом за пределы рудных тел.

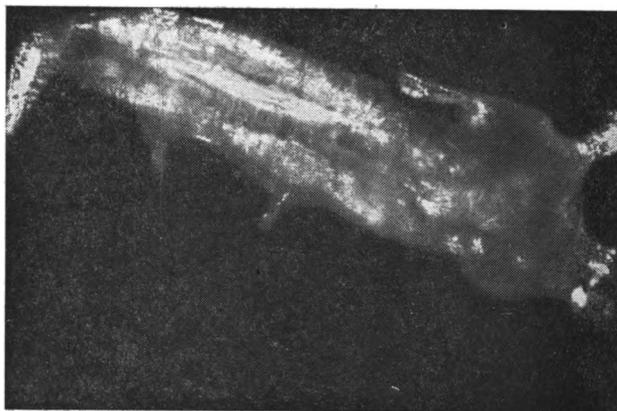
Другой автор настоящей статьи (Е. М. Шмариович) относит проявление битуминизации ко времени, предшествующему первой стадии развития пластово-окислительных процессов, а рудосопровождающую сульфидизацию связывает не с биохимическим окислением битумов (разрушенных в проницаемом горизонте в ходе ранней лимонитизации), а с внедрением во вмещающие пласты по разрывным нарушениям из фундамента восходящих термальных существенно сульфидных растворов. В этом случае урановое рудообразование рассматривается как результат взаимодействия двух гидродинамически и геохимически активных разнородных сред: инфильтрационной окислительной и термальной восстановительной [9]. Обе генетические модели основываются на бесспорном пластово-эпигенетическом характере ураново-сульфидного оруденения, причем ураноносные твердые битумы занимают ничтожно малую часть в общем балансе рудного вещества. Ураноносные твердые битумы в пределах *Южной рудоносной полосы* наблюдались нами (Л. Г. Опарышева) в оруденелых песчано-гравийных породах в виде уплощенных линзочек в ассоциации с ранним баритом и каолинитом, настураном и урановой чернью, пиритом, марказитом, халькопиритом, галенитом, доломитом и кальцитом. Битумы располагаются между обломочными зернами и поэтому наследуют («отпечатывают») характер расположения последних, выполняя пустотки между ними. Линзочки битума (фиг. 1, 2, а) обычно довольно легко отделяются от обломков и характеризуются весьма плавно скругленной поверхностью. Они не содержат в большинстве случаев включений более мелких терригенных зерен и глинистого материала. Отсутствуют какие-либо признаки замещения битумным веществом минералов вмещающей породы. Около его линзочек



Фиг. 2. Зональные выделения твердого битума
a — общий вид: частицы битума, отделенные от обломков породы, в проходящем свете, увел. 12; *б* и *в* — детали строения выделения битума, в проходящем свете, увел. 160, *б* — без анализатора, видна внешняя зона черного битума и промежуточная (неоднородно серое), состоящая в основном из цветного битума, вместо средней зонки пустотка; *в* — с анализатором, видна неоднородность промежуточной зонки: ее внутренняя часть состоит из вещества с сильным двупреломлением, это вещество находится и в цементе шлифа в виде мелких частичек



Фиг. 3. Почки халькопирита (белое) с настураном в трещинке и на поверхности выделения твердого битума; в отраженном и проходящем свете, увел. 320, без анализатора



Фиг. 4. Частица парафинистого битума, механически отделенная под биноклем от цветного битума, из средней части линзочки; в проходящем свете, увел. 250, с анализатором. Видно волокнистое строение

иногда отмечаются пустоты, не заполненные другими минералами. Все это дает основание считать, что твердый битум образовывался в межобломочных пустотах, в незначительной степени вытесняя механическим путем глинистый материал цемента и мелкие обломочные зерна.

Рудная минерализация в целом развивается независимо от выделения твердого битума, приурочиваясь к более мелким пустоткам между обломками и импрегнируя, замещая и вытесняя механическим путем, глинистый материал в цементе. Она часто представлена почковидными, ритмично-полосчатыми агрегатами, в которых чередуются зонки настурана и халькопирита, а также обособленными выделениями настурача и халькопирита, сохраняющими колломорфный характер. Иногда эти рудные минералы развиваются вдоль границ глинистого материала с битумным веществом, нарастая на линзочки последнего. По контактам обломочных зерен с линзочками битумного вещества встречаются тончайшие, но довольно протяженные каймы рудного минерала, обладающего активностью (по данным микрорадиографий) и оптическими свойствами настурана, причем битумное вещество около таких кайм имеет более высокую отражательную способность. В отдельных случаях зональные почковидные агрегаты настурана и халькопирита развиты по тонким трещинкам в битумном веществе (фиг. 3) и нарастают на по-

верхности его макровыделений. По данным микрорадиографий, линзочки содержат сравнительно небольшие количества урана, рассеянного в массе черного битумного вещества и тяготеющего к периферии их выделений. Из приведенного следует, что настуран образовался несколько позже твердого битумного вещества, иногда с наложением на последнее.

В большинстве случаев линзочки, содержащие меньшие количества урана, приуроченного к их периферии, имеют весьма четко выраженное концентрически-зональное строение: внешняя зона представлена черным непрозрачным рудоносным битумом, промежуточная зона — безрудным цветным (от коричневого у периферии зоны через красный к светло-желтому в ее внутренней части) битумом, и, наконец, внутренняя зона — безрудным белым битумным веществом (см. фиг. 2, б, в). Между зонами отсутствуют резкие фазовые границы и отмечаются постепенные переходы. Несколько чаще линзочки твердого битума имеют не вполне выраженную двухчленную зональность: черный — цветной (коричневый до красного), цветной (красный до желтого) — белый битумы, причем в некоторых линзочках отмечается чередование черного и цветного битума, а вместо белого вещества в средних частях их отмечаются пустотки (см. фиг. 1, 2, а). Подобная концентрическая микрозональность проявлена с разной полнотой, но весьма однотипно по расположению зон от краев линзочек к середине (черный — цветной — белый) во многих (до тысячи!) линзочках твердого битумного вещества, причем не было отмечено ни одного случая иного расположения зон.

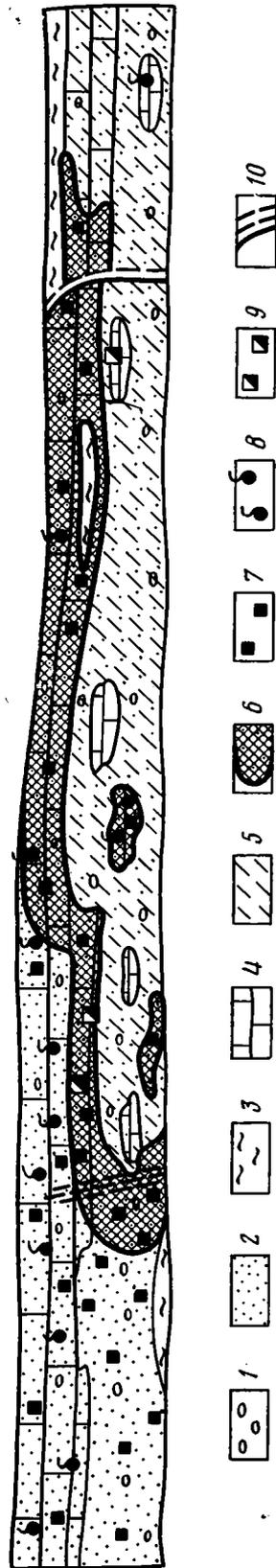
После разламывания многих линзочек и изучения их сколов установлено, что белому в проходящем свете битумному веществу макроскопически соответствует белое, мягкое, пластичное углеродистое вещество, очень легкоплавкое (переходит в пленку в горячей воде), плавающее в воде, люминесцирующее в ультрафиолетовом свете ярким белесым цветом, хорошо растворяющееся в хлороформе. В иммерсионных препаратах оно имеет отчетливое кристаллическое строение, а его волокнистые кристаллы характеризуются анизотропией с высоким двупреломлением, напоминая по оптическим свойствам озокерит. По комплексу физических свойств это вещество более всего похоже на бесцветную разность озокерита — гатчетит. При изготовлении шлифов оно в большинстве случаев сначала почти полностью растворяется в нагретом канадском бальзаме, а затем при охлаждении последнего отлагается в нем в виде мельчайших кристалликов, характеризующихся высоким двупреломлением, причем здесь рассеяно множество таких кристалликов и их агрегатов. Дополнительная диагностика белого вещества проводилась непосредственно в кусочках линзочек твердого битума, в которых наблюдаются постепенные переходы между черными, цветными и белыми разностями. Такие кусочки обрабатывались хлороформом, причем процесс растворения наблюдался под бинокулярном. Было установлено, что растворилось только белое вещество, а после испарения хлороформа в следах испарения на стекле отложились агрегаты мелких волокнистых кристаллов (фиг. 4). Последние характеризуются столь же высоким двупреломлением, что и частицы белого битумного вещества, выделенные из линзочек твердого битума механическим способом.

Химический состав ураноносных битумов (в горючей массе, %)

Плотность фракции, г/см ³	У, усл. ед.	С	Н	S	O+N	Г	H ₂ O	D	К	Горючая масса
<1,18	1,6	81,24	5,39	2,4	10,97	19,9	6,2	33,2	40,7	94,71
1,18—1,25	1,9	78,64	5,22	2,47	13,67	19,4	5,5	28,4	46,6	96,62
1,25—1,4	4,0	75,70	3,87	0,97	19,47	19,2	10,7	6,9	63,2	37,52
1,4—1,5	5,7	73,16	3,48	1,18	22,18	18,5	14,0	2,3	65,2	82,89
1,5—1,8	15,9	74,16	3,11	1,16	21,56	22,5	8,6	1,6	67,3	70,61
1,8—2,0	24,4	67,27	2,69	0,9	28,54	25,7	9,2	0,1	65,0	61,29
2,0—2,4	45,1	66,84	2,33	2,41	28,42	28,3	9,1	Следы	62,0	48,08

Черные углеродистые вещества не растворяются в органических растворителях, раствор щелочей не окрашивают, не люминесцируют в ультрафиолетовом свете, при нагревании плавятся, а затем разлагаются с выделением большого количества дегтя; светлоокрашенные разности не содержат урана. Перед анализом из пробы был удален обломочный материал, а остаток с содержаниями урана в 14,7 усл. ед. и углеродистого вещества в 16,5% разделен в тяжелых жидкостях по фракциям разных плотностей. При разделении в тяжелых жидкостях пробы, представляющей собой в основном раздробленные линзочки битумного вещества, белый парафинистый битум растворился в бромформе, поэтому не попал ни в одну из фракций и был потерян для дальнейшего исследования. При этом цветные битумные вещества сконцентрировались в легких, а темные в тяжелых фракциях. По мере увеличения плотности фракции содержание урана возрастает от 1,53 до 21,7 усл. ед.; отношение С/Н и содержание кислорода также увеличиваются, как и количество газа и кокса, при уменьшении дегтя (таблица). Дифрактометрический анализ показывает, что углеродистые вещества представлены керитами двух типов. К первому типу относится углеродистое вещество легких фракций с межмолекулярным расстоянием в 5,2 Å. Вещество второго типа концентрируется во фракциях большой плотности. Оно характеризуется межмолекулярным расстоянием в 4,2 Å и не может быть отнесено к высококарбонизованным разностям битумов (высшим керитам и антраксолитам), причем его своеобразие заключается в повышенном количестве кислорода, содержание которого закономерно возрастает с увеличением урана.

Межмолекулярное расстояние 5,2 Å для цветного и 4,2 Å для черного битума указывает на алифатический характер макромолекул в обоих веществах, поскольку, согласно А. И. Китайгородскому [7], при плотной упаковке макромолекул парафиновых углеводородов расстояние между ними 4,0—4,2 Å и больше при неплотной упаковке. К тому же в этих битумных веществах не были установлены в существенных количествах полимеры ароматических углеводородов (по



Фиг. 5. Схематизированный разрез через залежь Северной рудоносной полосы. 1 — гравий и мелкая галька; 2 — песок; 3 — глина; 4 — карбонатный цемент; 5 — зона пластового окисления; 6 — урановое оруденение; 7 — эпигенетические дисульфиды железа; 8 — цветные растворимые битумы; 9 — проявления черных керитоподобных ураноносных битумов; 10 — разрывные нарушения

данным дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии), которые составляют основу типичных высших керитов. Все это позволяет считать, что цветные и черные керитоподобные битумы с высоким содержанием кислорода являются продуктами изменения исходных парафинистых разностей битумного вещества в результате окисления. Отсутствие растворимости этих битумных веществ в органических растворителях может быть обусловлено сшиванием соседних цепочечных молекул парафина поперечными мостиками через кислород. В результате образовались керитоподобные вещества, не растворимые в органических растворителях, но более рыхло упакованные, чем типичные кериты. На их рыхлость указывает также относительно низкая плотность (1,22—1,4) фракций, состоящих из сильноокисленного битумного вещества по сравнению с типичными рудоносными керитами, в которых подобные (около 20%) содержания кислорода характерны для более тяжелых фракций с плотностью 1,5—1,8 и более.

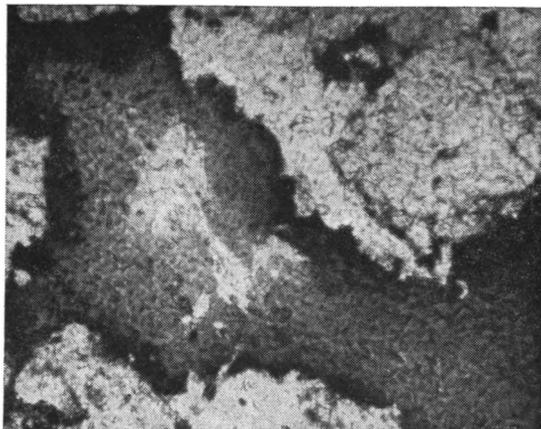
Таким образом, удалось получить прямые (и довольно полные) доказательства возникновения цветного безрудного и черного оруденелого керитоподобных веществ в результате преобразования исходного парафинистого битума, окислявшегося при взаимодействии с раствором, из которого отлагался настуран. Поскольку возможность образования озокеритоподобных минералов из нефтяных углеводородов считается доказанной, можно считать вполне вероятным, что ураноносные керитоподобные вещества в данном случае возникли в результате преобразования углеводородных продуктов, производных от нефти.

В пределах *Северной рудоносной полосы* урансодержащие твердые битумы встречены нами в рудной залежи, тяготеющей к кровле водоносного горизонта. Залежь представляет собой типичный ролл с узкой «мешковой» частью и относительно широким верхним крылом (фиг. 5). Рудовмещающий горизонт сложен косослоистыми слабосцементированными разнозернистыми песками с примесью гравия и мелкой гальки. Пески практически бескарбонатны, но вблизи кровли в них появляются линзы песчаника с доломит-кальцитовым цементом, выше по разрезу переходящие в сплошной пласт крепких разнозернистых карбонатных песчаников. Первичный кальцитовый цемент интенсивно перекристаллизован и доломитизирован. Доломитизация сопровождается увеличением пористости песчаников, появлением пустот, вплоть до каверн значительного размера (сантиметры). При этом агрегаты крупных, часто зональных кристаллов доломита выстилают стенки пустот, иногда появляясь и среди пелитоморфного цемента песчаников.

Карбонатные песчаники кровли рудоносного горизонта неравномерно, но местами весьма интенсивно пропитаны асфальтоподобным вязким битумом. В рыхлых же, хорошо проницаемых, бескарбонатных песчано-гравийных породах, вмещающих основную часть уранового оруденения, видимые проявления битумов отсутствуют. В этой части разреза они встречаются в линзах неокисленных карбонатных доломитизированных песчаников, в том числе находящихся среди лимонитизированных пород (см. фиг. 5). Известно, что доломитизация известковистых пород, сопровождающаяся увеличением их пористости,— явление, широко распространенное в нефтегазоносных областях. А. И. Осиповой [10] показано, что доломитизация известняков постоянно сопровождается битуминизацией и, по-видимому, ею обуславливается. Отмеченное проявление доломитизации по минералого-петрографическим особенностям сходно с изученным А. И. Осиповой в карбонатных нефтегазоносных горизонтах Средней Азии и также, вероятно, представляет региональный процесс, связанный с внедрением углеводородов в рудовмещающие осадочные породы.

Битумы в безрудных карбонатных песчаниках кровли рудовмещающего горизонта образуют частые линзочки, а иногда выполняют поры. Они представлены в основном цветными разностями от красно-бурой до буровато-желтой окраски, причем наиболее светлые из них частично растворяются при изготовлении шлифов, т. е. по свойствам близки к

асфальту. Здесь же повсеместно отмечается вкрапленность дисульфидов железа — марказита и пирита. Лишь в отдельных случаях вкрапленники дисульфидов отмечались в пустотках внутри выделений твердого битума. Признаков повышенной ураноносности в связи с выделениями этих растворимых битумов не фиксируется. По мере приближения к рудному роллу в карбонатной кровле рудоносного горизонта помимо цветных битумов появляются разности черного цвета. Последним

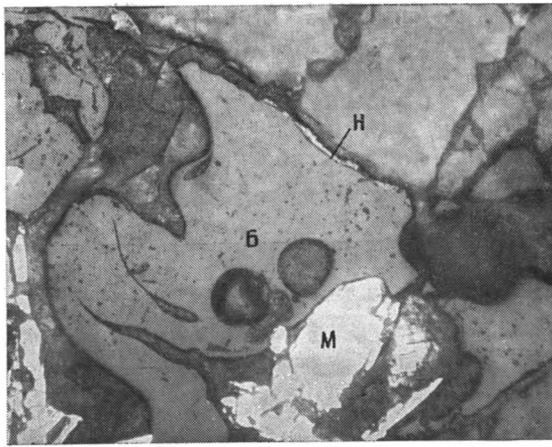


Фиг. 6. Постепенный переход между цветным (серое в середине) и черным битумами; в проходящем свете, увел. 40, без анализатора

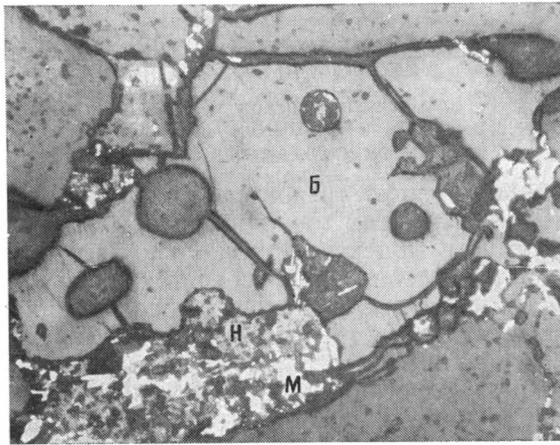
соответствует большое число треков на микрорадиографиях, указывающих на появление в битумах тонкодисперсной формы урана, рассеянной по массе битумного вещества и несколько тяготеющей к периферическим частям его выделений. Непосредственно в «мешковой» части ролла, локализованной в рыхлых песках и гравийниках, макровыделений битумных веществ не встречено. Оруденение представлено тонкодисперсными выделениями настурана, развитыми в цементе и по обломочным зернам. Спорадически они образуют скопления около вкрапленников дисульфидов железа, которые, однако, распространены значительно шире, чем урановая минерализация.

Наиболее интересные данные получены при изучении реликтов неокисленного рудоносного песчаника, сохранившихся внутри современной зоны пластового окисления благодаря плотному карбонатному цементу. Здесь также неравномерно распространена вкрапленность дисульфидов железа, а еще более неравномерно тонкодисперсные выделения настурана, развивающегося по обломочным зернам и цементу породы. Битумные вещества представлены керитоподобным битумом и асфальтом-асфальтитом, между которыми часто наблюдаются постепенные переходы. Так, в корочках твердого битума по трещинкам отмечается постепенная смена асфальта и асфальтита керитоподобным битумом по мере приближения к скоплениям настурана с дисульфидами железа.

Выделения твердого битума обычно имеют форму линзочек, а их сростания характеризуются довольно сложной, часто лапчатой формой. Линзочки расположены между обломочными зернами породы, довольно четко отграничены от них и обычно имеют плавно округленные поверхности. Признаки замещения обломков и цемента песчаника битумным веществом не характерны — линзочки твердых битумов образовались в результате свободного отложения в межзерновом пространстве породы. При затвердевании этих веществ происходило сокращение объема, но образовывались не трещинки «усыхания», а многочисленные округлые пустотки, иногда заполнявшиеся более поздними минералами. Линзочки часто сложены двумя-тремя разновидностями твердого битума, хорошо различимыми в проходящем свете: черной, красно-бурой и



Фиг. 7. Тонкая кайма настурана (н) по краю выделения твердого битума (б), белое — марказит (м); в отраженном свете, увел. 320, без анализатора



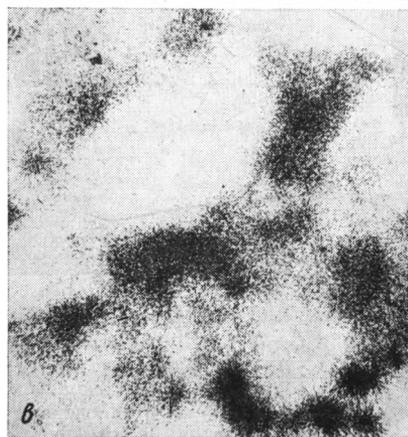
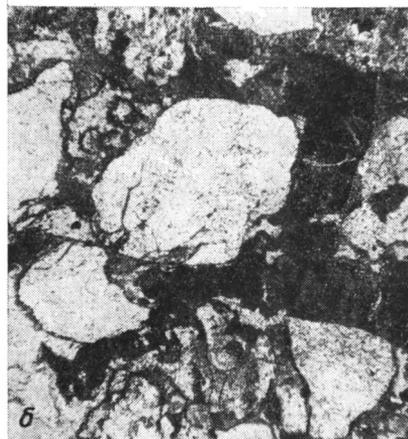
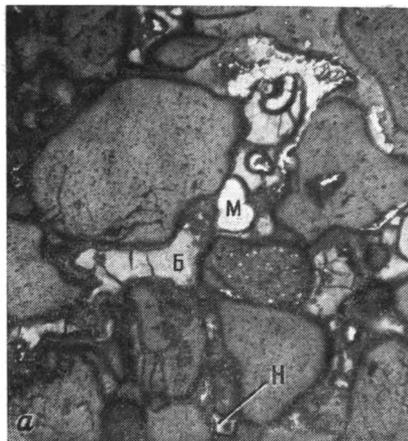
Фиг. 8. Агрегат настурана (н) и марказита (м) у края выделения битума (б), темно-серое — обломки кварца; в отраженном свете, увел. 200, без анализатора

буровато-желтой, между которыми устанавливаются постепенные взаимопереходы (фиг. 6). Более густо окрашенные разновидности битумного вещества часто приурочены к периферическим частям линзочек, а светлоокрашенные тяготеют к середине их и иногда представлены весьма легкоплавким асфальтоподобным веществом. Цветных битумов больше в тех линзочках, которые несколько удалены от скоплений настурана; в непосредственной близости от последних преобладает черный битум. Здесь настуран обычно образует как тонкие колломорфные каемки по периферии линзочек черного битума (фиг. 7), так и агрегаты с дисульфидами железа (фиг. 8), причем сам битум, судя по микрорадиографиям, часто содержит, кроме того, и рассеянную форму урана (фиг. 9). Иногда шарики настурана совместно с агрегатами дисульфидов железа встречаются внутри округлых пустоток в битумах.

Около каемок настурана битумное вещество имеет повышенную отражательную способность и, как и во всех других случаях, довольно сильно изменено — окислено. В некоторых линзочках удается установить микрозональность, выраженную в последовательной смене с постепенными переходами от периферии к середине черного битума с повышенным отражением, измененного около каемок настурана, обычного

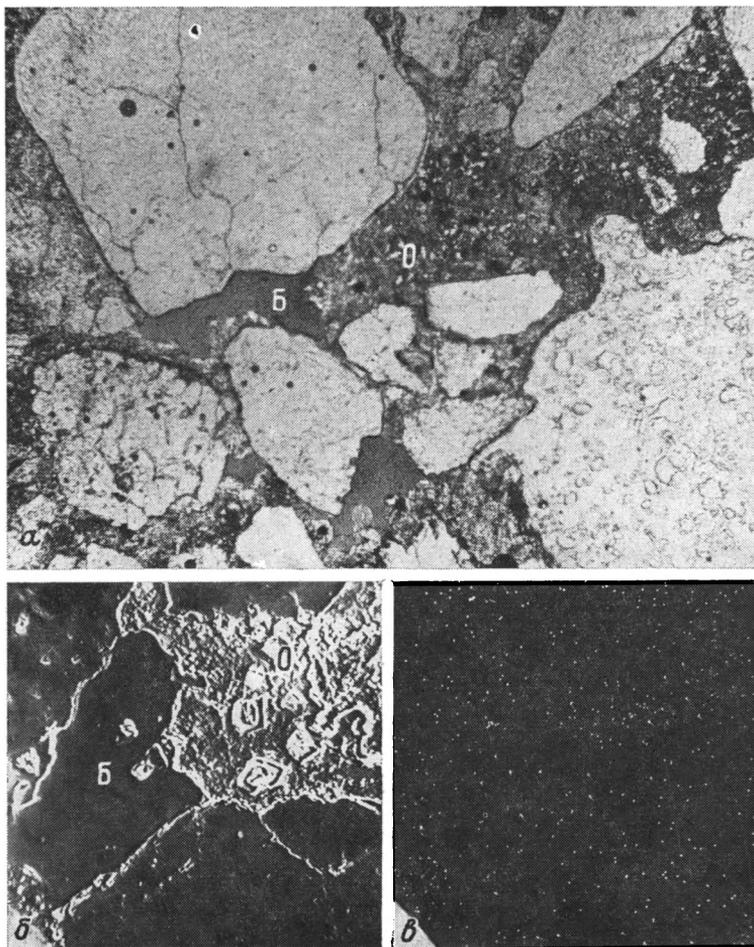
черного керитоподобного битума, буровато-красного битума, буровато-желтого битума, причем последний близок к асфальту, поскольку в нем отмечаются признаки частичного расплавления при изготовлении шлифов. Все это дает основание предполагать, что при наложении настурана на битумные линзочки происходило преобразование асфальтоподобного вещества с превращением его в керитоподобный битум. Однако в этих случаях в сростании с битумом находится лишь весьма небольшая часть выделений окислов урана, которые в основной своей массе проявлены независимо от битумовыделений, часто в сростании с вкрапленниками дисульфидов железа. В реликтах неравномерно окисленного рудоносного карбонатного песчаника, находящихся в передней части молодой зоны пластовой лимонитизации, линзочки твердого битума встречаются как в окисленной, так и неокисленной части, а скопления настурана и дисульфидов железа только в неокисленной. Черный битум, содержащий уран, фиксируется лишь в неокисленных участках песчаника и притом в непосредственной близости от микроскоплений настурана. В лимонитизированных же участках линзочки битума сложены цветными разностями, которым соответствуют единичные треки на микрорадиографиях.

В более тыловых частях пластово-окисленной зоны, удаленной от «мешковой» части рудного ролла, карбонатный цемент песчаников интенсивно импрегнирован желто-бурыми гидроокислами железа, вкрапленники дисульфидов полностью замещены гетитом, а признаки урановой минерализации полностью отсутствуют. Здесь спорадически встречаются линзочки и небольшие прерывистые микропрожилки цветного битума, окраска которого варьирует от красно-бурой до желто-бурой. По данным микрорадиографий, твердые битумы обладают здесь «фоновыми» содержаниями урана. Таковыми же, совершенно безрудными, оказываются контакты твердого цветного битума с вкрапленниками гетита и дисперсными гидроокислами железа, развитыми в цементе песчаников (фиг. 10). Здесь же отсутствуют признаки какого-либо преобразования битумного вещества, выделения дисульфидов железа и т. д., что могло бы указывать на происходящий сейчас процесс биохимического окисления углеводов. Единственное изменение, которое наблюдается в данной части профиля в связи со скоп-



Фиг. 9. Твердый битум с дисульфидами железа и настураном в цементе песчаника, увел. 50
а — битум (*б*), марказит (*м*), настуран (*н*), в отраженном свете; *б* — черное — битум, дисульфиды и настуран, в проходящем свете; *в* — скопление треков соответствует твердому битуму и настурану, микрорадиография, эксп. 7 сут

лениями битумов,— это осветление вмещающей породы вокруг их выделений, обусловленное, по-видимому, локальным подкислением кислородных пластовых вод. Таким образом, в данном случае, в удалении от рудных тел, при взаимодействии современных ураноносных кислородных пластовых растворов с цветными битумами не происходит преобразование последних в черные нерастворимые разности и их обогащение ураном.



Фиг. 10. Контакт цветного битума (Б) с зонкой окисления (О), проявленной по глинисто-карбонатному цементу
a — в проходящем свете, увел. 30; *б* — в обратнорассеянных электронах; *в* — в рентгеновских лучах, видно отсутствие скоплений урана в битуме, в окисленной части породы и на их контакте (*б* и *в* — снимки на микрозонде Г. Н. Нечелюстова, увел. 200)

Итак, рассмотренные случаи ассоциации настурана с твердыми битумами специфичны прежде всего одновременностью этих компонентов — наложенностью окислов урана на битумовыделения. Последние на участках Южной рудоносной полосы представлены парафинистыми углеводородами, Северной полосы — веществами асфальт-асфальтитового типа. При наложении произошло изменение исходных битумных веществ, запечатленное в выделениях битумов в виде микрозональности: в середине слабоизмененное (почти исходное) вещество, в промежуточной зоне цветное безрудное керитоподобное, в периферической черное ураноносное или безрудное керитоподобное вещество, с внешней стороны которого отлагался настуран с сульфидами. Существование и частая повторяемость подобной микрозональности определенно доказывают возможность образования ураноносных керитов из исход-

ных углеводов асфальтового и парафинового типа. Генетические ряды изменения этих исходных веществ, выраженные в отмеченной микроразнональности, однако, существенно отличны от генетических рядов, которые, согласно В. А. Успенскому и др. [13, 14], считаются возможными при разрушении углеводов в гипергенных приповерхностных окислительных условиях.

Так, среди продуктов гипергенных окислительных преобразований бессмолистых парафинистых битумов обычно преобладают очень своеобразные углеводно-белковые вещества — альгариты, частично или полностью растворимые в воде (с неприятным запахом) с набуханием нерастворимой части и ее высокой гидролизуемостью кислотами. В свою очередь асфальты (и, очевидно, асфальтит) представляют собой продукты окислительного разрушения нефтяных залежей в зоне гипергенеза. При этом (по мере усиления факторов окисления) легкая смолистая нефть сперва превращается в густые смолистые мальты, а затем, теряя подвижность, преобразуется в асфальт, который, окисляясь, переходит в окискериты типа гарей и гуминокериты — землистые гидрофильные продукты. В нашем случае изменение смолисто-асфальтовых и парафиновых веществ, приводившее к образованию керитоподобных битумов, было существенно иным. Оно выражалось в небольшом повышении степени карбонизации исходных нефтепродуктов и, главное, в их окислении, однако последнее было весьма специфическим, носило «внутренний» характер, приводя к укреплению молекулярной структуры вещества, к его консолидации (повышение твердости, плотности, отражения и т. д.), а не к разрыхлению — окислительной деструкции, свойственной образованию типичных окискеритов и гуминокеритов. Такое окисление связано с наложением рудной настуран-сульфидной минерализации на выделения битумов, осуществлявшимся в условиях интенсивного пластово-эпигенетического рудоосаждения. Непосредственное наложение современной зоны пластовой лимонитизации на реликтовые выделения цветных битумов указанными преобразованиями не сопровождается.

Не исключено, что важную роль в превращении смолисто-асфальтовых и парафиновых веществ в рудные керитоподобные сыграл термальный фактор, участие которого в рудоформирующих процессах на рассматриваемом месторождении предполагается некоторыми из авторов (см. выше). Вместе с тем частичная сохранность легкоплавкого парафинистого битума при его преобразовании в ураноносные кериты должна указывать на относительно невысокую (менее 100° С) температуру минерализующих растворов в местах их взаимодействия с находившимися в породах нефтяными углеводородами. Во всяком случае закономерно повторяющееся положение ураноносных керитоподобных веществ на участках бывшего интенсивного рудоотложения позволяет связывать их возникновение с преобразованием исходных растворимых веществ, производимое от нефти, при окисляющем воздействии ураноносных растворов. Однако следует подчеркнуть, что появление здесь исходных парафинистых или асфальт-асфальтитовых веществ не может быть обусловлено развитием битумной зональности, которую установила И. С. Оношко [3]: парафинистые вещества будут разрушаться раньше других углеводов, а образованию асфальт-асфальтитовых веществ должно соответствовать увеличение тяжелых фракций нейтрального битума, но именно эти фракции уменьшаются в намеченной битумной зональности по мере приближения к зоне пластового окисления.

Приведенные данные должны представлять большой интерес для общей проблемы происхождения урано-битумного оруденения, поскольку на этом месторождении отмечается наложение на скопления битумов основного уранового оруденения, связанного с зоной пластового окисления. Как известно, для изученных ранее авторами (В. Ф. Пензков, В. А. Успенский) урано-битумных месторождений характерно почти совместное отложение настурана и твердого битума, причем общий процесс минералообразования на этих объектах близок к гидротермальному.

Литература

1. *Абдель-Гавад А. М., Керр П. Ф.* Ураноорганическая минеральная ассоциация. Сер. Геология и методика поисков месторождений урана и редких элементов. Вып. 22. М.: Изд-во геол. и охр. недр СССР, 1962, с. 3—23.
2. *Бреггер И. А.* Роль органического вещества в накоплении урана (органическая геохимия угольно-урановой ассоциации).— В кн.: Образование месторождений урана. М.: Мир, 1976, с. 104—133.
3. Гидрогенные месторождения урана (основы теории образования)/Под ред. Перельмана А. И. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
4. *Евсеева Л. С., Фомина Н. П. и др.* К вопросу об условиях образования и классификации экзогенных месторождений урана.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М.: Атомиздат, 1967, с. 326—333.
5. *Ермаков И. Д. и др.* Геологические и минералого-геохимические особенности уранобитумных месторождений в красноцветных толщах.— В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1968, с. 334—357.
6. *Зубов А. И.* Ураносодержащие твердые битумы.— Геология рудных месторождений, 1960, № 5, с. 6—24.
7. *Китайгородский А. И.* Молекулярные кристаллы. М.: Наука, 1978. 421 с.
8. *Лисицин А. К.* Ураносность окисляющихся нефтей.— Геохимия, 1960, № 7, с. 634—639.
9. *Опарышева Л. Г., Шмариович Е. М., Ларкин Э. Д., Щеточкин В. Н.* Особенности урановой минерализации, залегающей в породах осадочного чехла и гранитах фундамента.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7, с. 32—44.
10. *Осипова А. И.* О катагенных изменениях в нефтеносных карбонатных породах (на примере отложений палеогена Средней Азии).— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М.: Наука, 1964, с. 415—427.
11. *Пеньков В. Ф., Успенский Вад. А.* Особенности накопления урана в природных битумных веществах.— В кн.: Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М.: Недра, 1978, с. 59—70.
12. *Пеньков В. Ф.* О признаках образования ураносных битумов из углеводородно-водной эмульсии.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 4, с. 941—945.
13. *Успенский В. А., Радченко О. А., Глебовская Е. А. и др.* Основные пути преобразования битумов в природе и вопросы их классификации.— Тр. ВНИГРИ. Л.: Гостоптехиздат, 1961, вып. 185. 314 с.
14. *Успенский В. А., Радченко О. А., Глебовская Е. А. и др.* Основы генетической классификации битумов.— Тр. ВНИГРИ. Л.: Недра, 1964, вып. 230. 264 с.
15. *Флоровская В. Н. и др.* Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968, с. 270.
16. *Холодов В. Н., Лисицин А. К., Комарова Г. В., Кондратьева И. А.* Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 50—62.
17. *Hanley C., Wyant D., Broocks D.* Geology and uranium deposits of the Temple Mountain district, Emery County, Utah. U. S. Geol. Surv. Bull., 1967, p. 105—157.

МИНГЕО СССР,
Москва

Поступила в редакцию
19.V.1981

УДК 551.243

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАЛОАМПЛИТУДНЫХ
РАЗРЫВОВ*МАТВЕЕВ А. К., МАЗОР Ю. Р., КОЗЕЛЬСКИЙ И. Т.,
СТЕФАНОВА Е. И., ШИМОРИНА Е. Ф.*

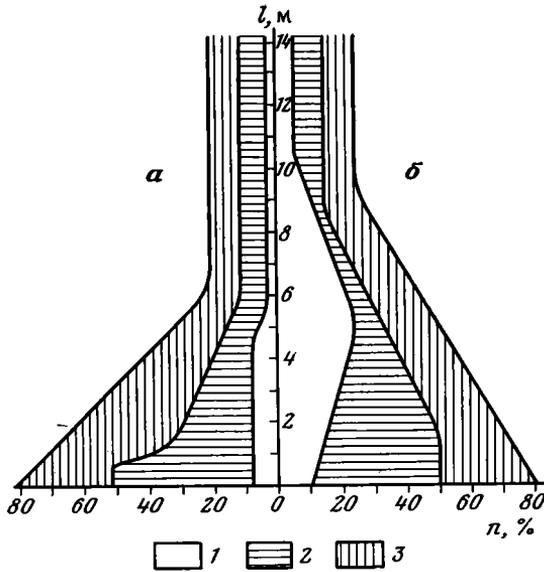
Показано, что разрывы, развитые в угленосной толще Кузнецкого бассейна, изменяют минералого-петрографические свойства осадочных пород и углей, что приводит к соответствующему изменению физических свойств. Установленные локальные преобразования пород, связанные с формированием разрыва (усиление микротрещиноватости в зернах кварца, увеличение содержания кварца со структурными дефектами, изменение структурно-текстурных особенностей пород; уменьшение количества разбухающих пакетов в смешанослойных образованиях ряда монтмориллонит — гидрослюда; изменение внутренней структуры угля и т. д.), могут быть использованы при создании новых методов и методик, направленных на решение задачи выявления малоамплитудных нарушений.

Установление малоамплитудных разрывов — одна из важнейших проблем геологов-угольщиков, поскольку частота проявления их выходит за пределы разрешающей способности традиционного метода разведки — бурения даже при максимальном сгущении разведочной сети. Решение этого вопроса в значительной степени способствовало бы повышению достоверности проектов разработки шахтных полей и эффективности использования механизированных комплексов при добыче. Разрывы, отражающие реакцию горных пород на динамические напряжения, вызывают не только смещение частей пласта относительно друг друга, но и изменение физических, а иногда и химических свойств пород. Интенсивность проявления подобных преобразований затухает по мере удаления от зоны разрыва. Установление комплекса и направленности таких изменений позволяет создать на основе изучения каждого элемента наиболее полную геолого-геофизическую модель разрыва и разработать на основе ее специальную методику и аппаратуру. Последнее даст возможность установить природные параметры такой модели в зависимости от сочетаний, входящих в модель составляющих элементов. По существу это должно отвечать многофакторной системе с целым комплексом входящих в нее элементов с переменными значениями и взаимными связями, определяющими диагностические признаки такой модели. Создаваемая модель должна включать все разнообразие не только состава, свойственного отдельным элементам угленосной толщи и условиям их залегания, но и направленность изменения элементов модели в зависимости от их положения (в общем — расстояния) до возбуждающего изменения фактора и его морфологических признаков (взброс, надвиг, сброс).

В качестве натурального объекта для исследований послужили шахты им. Ярославского, Судженская, Высокая, Нагорная, Новокузнецкая, Абашевская, Кузбасская, им. В. И. Ленина, Шуштулепская и некоторые другие Кузнецкого каменноугольного бассейна. При обработке полевых материалов использовался ряд современных методов исследования вещественного состава и структурных изменений пород и метаморфизма углей: петрографический, дериватография, дифрактометрия, — проводились углехимические исследования и определялся показатель отражения органического вещества углей. Краткому обобщению полученных данных и посвящена настоящая статья.

Угленосные отложения бассейна представлены чередующимися в различных соотношениях песчаниками, аргиллитами, алевролитами и

пачками угля. Процентные соотношения их для отдельных районов определены [1]. В целом по бассейну преобладающее распространение имеют глинистые породы, затем гранулярные и уголь. Обычно кровлей и почвой пластов угля служат аргиллиты и лишь иногда песчаники, крупно-среднезернистые алевролиты. Так как изменения одних свойств фиксируются лучше одними породами, чем другими, и наоборот, то, чтобы охарактеризовать и дать количественные и качественные критерии выделения разрывов по геолого-геофизическим данным, приводятся сведения по изучению как глинистых, так и гранулярных пород. Изу-



Фиг. 1. Изменение процентного содержания трещиноватых зерен и зерен кварца со структурными дефектами вблизи разрывов с амплитудами смещения до 5 м (а) и от 5 до 10 м (б)

1 — кварц с блочной структурой; 2 — кварц с мозаичной структурой; 3 — трещиноватые зерна кварца

ченные гранулярные породы представлены в основном среднезернистыми полимиктовыми алевролитами, обломочная часть которых составляет 60%. В алевролитах из приразрывных зон отмечается изменение структурно-текстурных признаков породы как в целом (катакластический облик, появление структур «течения» и «дробления»), так и на отдельных зернах минералов. Особенно отчетливо это заметно на зернах кварца, который и служил основным объектом для количественной характеристики степени нарушения породы. Другие минералы (полевые шпаты, обломки эффузивов, глинистых пород) при катагенезе испытывают пелитизацию, гидрослюдизацию, поэтому изучение их деформационных свойств затруднено.

В алевролитах из приразрывных зон Кузбасса встречено несколько типов структурных дефектов кварца (обусловленных пластической деформацией), выделенных ранее И. М. Симановичем [3]: мозаичность изометрично-полигональная (ИПМ), грануляционная мозаичность (ГМ), мозаичность с изрезанными лапчатыми контурами (ИЛМ); блочность неправильная (НБ), линейная (ЛБ), брусковидная (ББ). По изменению процентного содержания зерен кварца с различными дефектами вблизи разрывов выделяются следующие зоны: 1 — зона интенсивно измененных пород, ширина ее при амплитудах смещения не более 5,0 м колеблется от 1 до 3 м. При микроскопическом исследовании алевролитов, отобранных в этой зоне, отмечаются появление и значительное увеличение процентного содержания кварцевых индивидов со следующими типами дефектов: ИПМ, ГМ, ЛБ, ББ и ИЛН. Процентные соотношения их для взбросов с разными амплитудами смещения приведены

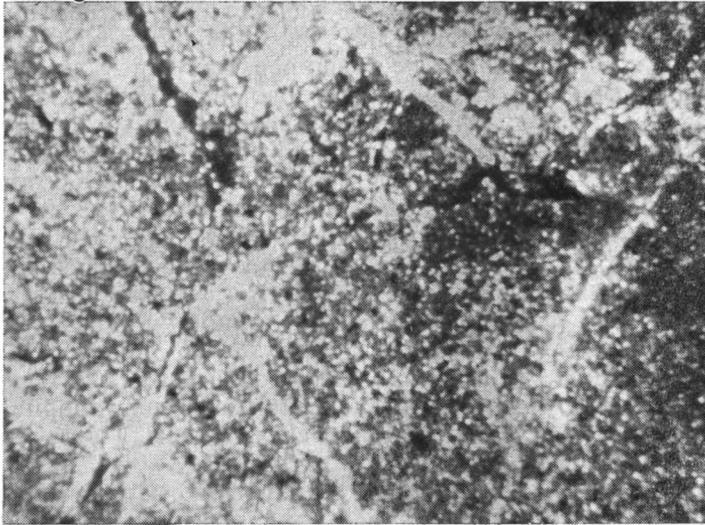
на фиг. 1. 2 — переходная зона, ширина ее 3—5 м и редко немного больше. Здесь полностью отсутствует кварц с дефектами ГМ, ББ и сокращается количество кварцевых индивидов с другими типами дефектов. 3 — зона условно неизменных пород со стабильным процентным содержанием кварца с определенными типами дефектов. Для этой зоны типично присутствие незначительного количества кварца с дефектной структурой. Наиболее характерны индивиды кварца с волнистым угасанием и в меньшей степени с другими дефектами.

При микроскопическом изучении алевролитов, отобранных вблизи взбросов, во всех случаях отчетливо фиксировалась повышенная трещиноватость кварца [4]. Подсчет трещиноватых зерен кварца показал, что при общем фоновом содержании их до 7% количество трещиноватых зерен кварца в приразрывной зоне возрастает до 20%. Некоторые микротрещины залечены кремнеземом. Кроме того, установлено, что вне зоны влияния разрыва около 95% трещиноватых зерен имеют одну-две микротрещины на зерно, а в непосредственной близости от сместителя увеличивается содержание зерен с двумя-тремя и более трещинами на зерно (около 20%). Наблюдаются случаи смещения частей зерен по микротрещинам. Процесс развития микротрещиноватости в приразрывной зоне может привести и к полному разъединению зерен. В этом случае в шлифах отмечается присутствие довольно сближенных обломков, сохранивших форму прежнего зерна и имеющих одновременное угасание. На регенерированных зернах образцов кварца, отобранных вблизи разрыва, микротрещины секут каемку регенерации, что указывает на последовательность деформации.

В результате обобщения данных по изучению изменения процентного содержания трещиноватых и дефектных зерен кварца в алевролитах, отобранных вблизи разрывов с амплитудами смещения до 5 м и от 5 до 10 м, построен график, приведенный на фиг. 1. При анализе его выявлено, что в алевролитах вне зоны влияния разрывов с амплитудами смещения до 5 м содержится в среднем около 2—4% кварца с блочной структурой (ЛБ, НБ), до 8% кварца с мозаичной структурой (ИМП, ИЛМ), до 8% трещиноватых зерен кварца. В переходной зоне (на расстоянии до 2—5 м от сместителя разрыва) возрастает содержание кварца с блочной (8%) и мозаичной (до 15%) структурами, а количество трещиноватых зерен становится равным 20—25%. В алевролитах из приконтактной со сместителем зоны (0—2 м) резко увеличивается содержание кварца с мозаичной структурой (появляется незначительное количество кварца с грануляционной мозаичностью) — до 40—45%, а трещиноватых зерен до 30%. Характер и направленность структурно-текстурных изменений алевролитов, отобранных вблизи взбросов с большими (до 10 м) амплитудами смещения, остаются теми же. Разница заключается в неодинаковой интенсивности проявления разных видов деформации (например, количество микротрещин, входящих на зерно, больше у разрывов с большими амплитудами) и изменении ширины зоны влияния от 5—6 м (у разрывов с амплитудами смещения до 5 м) до 10—11 м (у разрывов с амплитудами от 5 до 10 м).

Установлено, что ширина зоны влияния взброса при одинаковых амплитудах смещения незначительно больше у менее измененных пород. Но все же степень катагенеза оказывает большее влияние на интенсивность изменения породы в приразрывной зоне, а не на изменение ширины зоны влияния разрыва. Если в менее преобразованных алевролитах (зона углей I стадии углефикации, амплитуда разрыва 4,0 м) количество трещиноватых и катаклазированных зерен составляет 25%, то у алевролитов, отобранных в отложениях, включающих угли II стадии углефикации, содержание таких зерен 20—30%. Интенсивность же проявления пластической деформации в более измененных алевролитах сильнее (около 10%). Это связано с тем, что менее измененные алевролиты характеризуются большей пористостью, межзерновые связи их слабее, в результате чего интенсивнее развивается межзерновая

деформация. В алевролитах, более преобразованных, межзерновые связи более жесткие, поэтому напряжения, которые формируют разрыв, снимаются за счет внутризерновой деформации. Петрографические исследования алевролитов из приразрывных зон позволили установить следующее: 1) содержание трещиноватых и дефектных зерен кварца повышается; 2) ширина зоны влияния разрыва увеличивается при возрастании амплитуды последнего; 3) при изменении степени катагенеза



Фиг. 2. Микротекстура аргиллитов в зоне влияния разрыва — переориентировка глинистых частиц вдоль трещинок

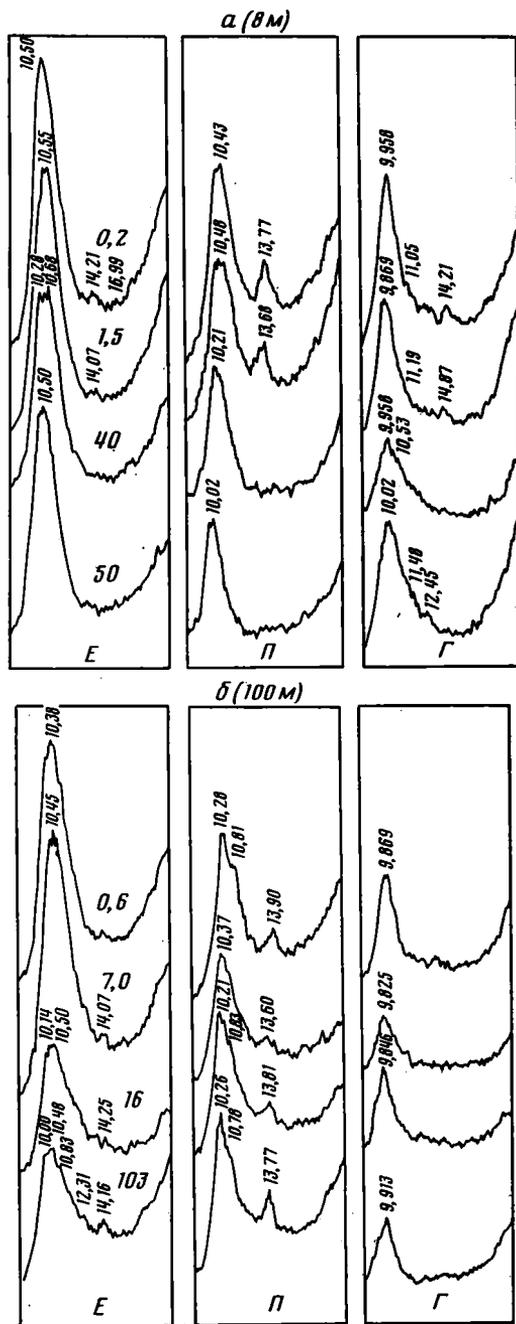
алевролитов ширина зоны влияния разрыва изменяется незначительно, более катагенетически преобразованные породы испытывают более интенсивные изменения вблизи разрыва по сравнению с менее преобразованными.

Для изучения изменений структурно-текстурных признаков глинистых пород в приразрывной зоне использовался петрографический метод, позволяющий получить представление о породе в целом. По характеру погасания глинистого вещества можно судить о текстурных особенностях глинистых пород. Микроскопические исследования пород, отобранных у разрывов, показали, что текстура их изменяется. Чем активнее происходит текстурная перестройка, тем значительнее деформация. Различия в исходной текстуре сказываются на интенсивности перестройки. Глинистые породы вне зоны влияния разрыва характеризуются беспорядочной, частично упорядоченной и упорядоченной микротекстурами. Наибольшие изменения вблизи разрывов свойственны породам с беспорядочной текстурой, минимальные — с упорядоченной. В зависимости от первоначального расположения глинистых частиц в текстуре каждого типа интенсивность перестройки и характер ее различны. На некоторых участках в шлифах аргиллитов, отобранных у разрывов, с первоначально беспорядочной текстурой появляются участки с упорядоченным расположением глинистых частиц. На участке шлифа без заметных скоплений обрывков детрита видны светлые полосы при общей неориентированности частиц. Это околотрещинная ориентировка чешуек. Микротрещины (фиг. 2) разнo направлены (прямые, короткие, длинные кулисообразные, ступенчатые и ветвящиеся).

Изложенное свидетельствует о некоторой микротекстурной перестройке глинистого вещества аргиллитов в приразрывной зоне. Переориентировка глинистого вещества происходит вдоль микротрещинок. «Зона» такой текстурной переориентировки невелика (около 1—2% общей площади шлифа). Микротрещина не сечет глинистые частички, а

как бы «приспосабливается» к расположению чешуек и частично разворачивает их. За счет этого текстура приобретает микроблочное строение, каждый блок ограничивается разнонаправленными трещинками. Внутри блока чешуйки ориентированы самым различным образом. Еще более упорядоченное расположение глинистых частиц следует ожидать в приразрывных участках с большими амплитудами смещения, так как возрастает число трещин, имеющих одинаковую направленность со сместителем. Статистические данные о характере распределения блоков в породе получены при определении моментов максимального просветления агрегатов. Вблизи разрыва появляются агрегаты с другими углами погасания, отличающиеся на 5—10 и даже 20° от углов погасания основной массы глинистого вещества. Их содержание не превышает 20%. Таким образом, микротектурные изменения аргиллитов в приразрывных зонах (микроблочное строение, за счет развития микротрещиноватости) могут служить диагностическим признаком выделения последних.

Глинистые минералы осадочных пород Кузнецкого бассейна представлены в основном гидрослюдой и смешанослойными образованиями ряда гидрослюда — монтмориллонит и незначительным количеством хлорита и каолинита. Для изучения изменений в составе глинистых минералов у разрывов использовались методы дифрактометрического и дифференциально-термического (ДТА) анализов. Результаты анализа кривых ДТА глинистых пород показали неизменность состава минералов фракции <0,01 мм пород, отобранных вблизи разрыва. Анализ фракции <0,001 мм методом дифрактометрии позволяет проводить более тонкие наблюдения. Известно, что смешанослойные минералы в



Фиг. 3. Дифрактограммы тонкопелитовой фракции (<0,001 мм) глинистых пород

а — взброс, амплитуда смещения 8,0 м, висячее (0,2) и лежащее крылья, зона углей III стадии углефикации; б — взброс, амплитуда смещения 100 м, лежащее крыло, зона углей I стадии углефикации; 0,2; 1,5; 40 — расстояния до сместителя разрыва, м: Е — естественный препарат, П — прокаленный при 600°С в течение 2 ч; Г — препарат, насыщенный глицерином

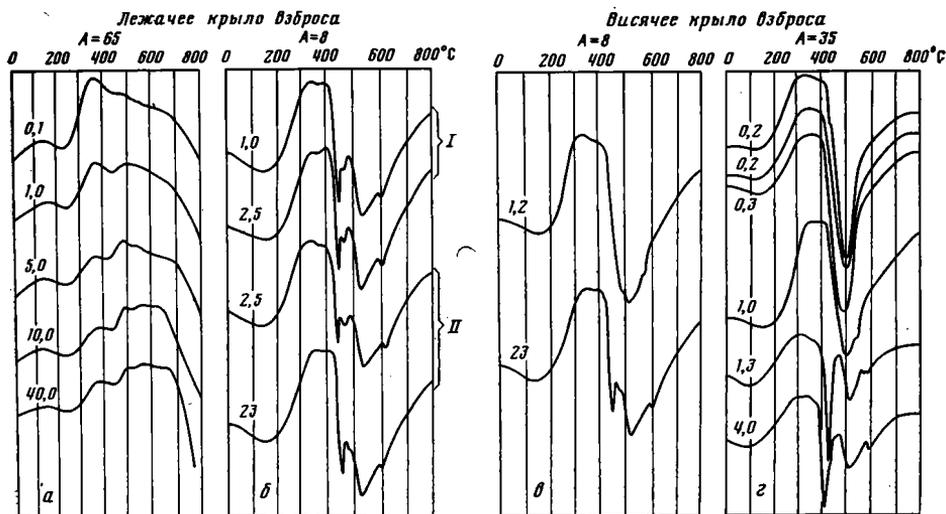
условиях повышающихся температур и давлений, закрепляя калий в межслоевых промежутках, постепенно трансформируются, преобразуясь в гидрослюду — минерал, не реагирующий на насыщение органическими жидкостями. Поэтому основное внимание было уделено рассмотрению изменений в приразрывных зонах именно этих образований. Получены дифрактограммы естественных (*E*), насыщенных глицерином (*Г*) и прокаленных при 600° С в течение 2 ч препаратов (*П*). Дифракционные максимумы смешанослойных минералов диффузны, сложны по форме. Они имеют асимметричный вид с раздвоенными пиками, со ступеньками на ветвях кривых, повышенный фон интенсивности в области малых углов отражения и регистрируются в виде нецелочисленной серии базальных отражений. В результате изучения 200 образцов установлено, что вблизи разрыва количество разбухающих пакетов в смешанослойных минералах уменьшается. На дифрактограммах отмечается сужение гидрослюдистого максимума, изменение его морфологии (фиг. 3): Это связано с воздействием избыточного давления, приводящего к деформации горных пород и высвобождению калия, кальция, магния и других элементов из полевых шпатов и других минералов. Эти элементы, мигрируя, закрепляются в межслоевых промежутках смешанослойных образований ряда гидрослюды — монтмориллонит, в результате чего изменяется норма переслаивания стабильных и лабильных пакетов.

Для количественной оценки происходящих изменений в породах высокой степени преобразования (зона углей V стадии углефикации), отобранных у взбросов с амплитудами смещения 10 и 40 м, определен коэффициент остроты пика Уивера [5]. Исследовалось изменение высоты пика 10 Å. Измерялись общая высота пика и высота второстепенных пиков на внутренней стороне основного пика, что отвечает рефлексам открытых слоев. Поскольку при повышении степени преобразования породы происходит процесс закрытия слоев, величина отношения высот пиков с $d=10,0$ и $10,5$ Å увеличивается. У разрыва с амплитудой смещения 40 м эта величина имеет значение 1,27, у взброса с амплитудой смещения 10 м она составляет 1,11—1,20, а вне зоны влияния разрыва падает до 0,8. Таким образом, кроме избыточных давлений необходимым элементом для трансформации смешанослойных минералов является наличие пород — поставщиков калия. Наблюдающаяся в некоторых случаях хлоритизацию (см. фиг. 3, а) можно объяснить следующим. Полимиктовые песчаники в разрезах Кузнецкого бассейна обогащены обломками эффузивов, дающих необходимый материал для формирования хлоритов. Интенсивность преобразования структуры смешанослойного минерала больше при меньшей степени катагенеза породы. Ширина зоны влияния разрыва незначительна и занимает узкую приконтактную со сместителем зону.

Органическое вещество, концентрированное в пластах угля и рассеянное в различных типах горных пород, очень чутко реагирует на изменение термобарических условий. На различных стадиях углефикации происходят отщепление боковых радикалов, постепенная ориентация сеток углерода и возникновение трехмерной кристаллической решетки графита [2]. Исследование образцов угля, отобранных вблизи взбросов, позволяет говорить о значительных изменениях в зонах разрывов свойств угля, в частности плотности. Причины этих изменений вскрываются уже при макроскопическом изучении. Вблизи сместителя разрыва отмечается интенсивная трещиноватость как вмещающих пород, так и угля. Структура угля приобретает чечевицеобразное и даже мелкочешуйчатое строение. Размер отдельных чешуек колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких миллиметров в поперечнике. Уголь в узкой, приконтактной со сместителем зоне может быть как рыхлым, сажистым, так и очень плотным, напоминающим по цвету, структуре и плотности кокс. Это темно-серое, очень твердое, «спекшееся» вещество угля, состоящее из мельчайших чешуек.

Петрографическими исследованиями установлено, что органическое

вещество в приразрывной зоне испытывает пластическую и хрупкую деформации, последняя проявляется, в частности, в усилении микротрещиноватости в коллините (от 10 до 30 тр/мм). Результаты углехимических исследований свидетельствуют, что выход летучих веществ, содержание С, Н и других показателей не изменяются вблизи разрыва. Применение метода ДТА показало, что у разрыва во внутренней структуре угля происходят изменения, приводящие как к изменению формы кривых, так и к смещению максимума второго эндотермического эффекта. Термографически изучались угли с различной степенью преобразования, отобранные у взбросов с разными амплитудами смещения. При за-



Фиг. 4. Термограммы углей из приразрывных зон, Кузбасс, III стадия углефикации а — шахта Высокая, разведочный штрек лавы 246; б — шахта Высокая, осевой штрек (I), бремсберг 2 (II); в — шахта Высокая, бремсберг 21; г — шахта Капитальная, кварцлаг 48; 0,1, 1,0, 5,0 ... — расстояние до оместителя, м; А — амплитуда взброса, м

писи кривых ДТА были использованы методики с применением разбавления вещества (в навеске 300 мг уголь составляет 10%, остальное — Al_2O_3) и без разбавления, когда навеска целиком состояла из угля. При этом формы кривых нагревания существенно различаются (фиг. 4). Для получения сравнимых результатов исследовался какой-либо микрокомпонент угля, так как петрографические ингредиенты одной стадии углефикации имеют различные термические характеристики.

При нагревании углей происходит большое количество разнообразных реакций как в твердой фазе, так и в парогазовой. В свете рентгенографических данных по изменению упорядоченности и сохранению размеров ароматических ядер на начальных стадиях изотермического разложения угольного вещества его размягчение и переход в пластическое состояние могут быть представлены как результаты разрыва боковых связей между структурными единицами угольного полимера (первичное разупорядочивание). Дальнейшее развитие реакций деструкции и преобразования групп с обильным выделением летучих продуктов сопровождаются развитием реакций поликонденсации, приводящих к химическому сшиванию соседних структурных единиц в двумерный полимер с некоторым нарушением компланарности (вторичное разупорядочивание) [2]. На фиг. 4 представлены полученные термограммы углей III стадии углефикации. Для углей, отобранных на шахте Высокая из лежачего крыла взброса с амплитудой разрыва 65 м, получено пять термограмм. Анализ их свидетельствует о том, что вблизи разрыва во внутренней структуре угля произошли изменения. Доказательством этого служит последовательное и однонаправленное изменение формы кривых ДТА вблизи взброса. У образца из приразрывной зоны максимум экзотермического эффекта расположен в интервале 370—

380° С. В правой части кривой в области температур 420—600° С отмечается небольшая ступень, а с 680° С—пологий спуск. На расстоянии 1 м от разрыва форма термограммы изменяется. В отличие от предыдущего образца на ней появляется пик при 500° С. При удалении от разрыва происходит дальнейшее усложнение формы кривой ДТА. Это выражается в появлении дополнительного перегиба на участке кривой—ступени. Первая ступень отмечается при температурах 370—420° С, вторая—при 480—520° С, в интервале 600—700° С наблюдается пологий спуск кривой. Еще более сложный вид имеет термограмма образца, отобранного в 10 м от разрыва. Таким образом, влияние разрыва сказалось на форме кривых ДТА на расстоянии 5—10 м. Вне зоны влияния разрыва кривые нагревания имеют сложную форму. Для угля из ненарушенной части пласта характерны наличие на кривой ДТА отчетливой ступени на левой стороне ее и присутствие эндомаксимума при 490—630° С с неотчетливо выраженными ступенями. В приразрывной зоне наибольшей интенсивностью обладает экзоэффект при 370° С.

Термограммы образцов углей, отобранных на шахтах Капитальная и Высокая, вблизи взбросов с амплитудами смещения 3,5 и 8,0 м, приведены на фиг. 4, б, в, г. Для разрыва с амплитудой смещения 3,5 м получено шесть кривых ДТА. У образцов 1—4 второй эндоэффект с максимумом прогиба при 600° С имеет простое строение. По мере удаления от разрыва он становится немного шире. У образцов 1 и 2 он симметричен, крутизна крыльев его одинакова. У образца 3 второй эндоэффект уже менее симметричен, а на кривой 4 он приобретает асимметричное строение. Правая ветвь его положе и осложнена дополнительным эффектом при 530—540° С. На расстоянии 1,3 м от сместителя кривая ДТА имеет вид, характерный для углей из ненарушенного массива. В лежачем крыле взброса с амплитудой смещения 8,0 м на расстояниях 1,0 и 25 м от разрыва кривые ДТА имеют идентичную форму. Это свидетельствует о том, что изменения в структуре угля не происходят. В лежачем крыле другого взброса с такой же амплитудой смещения форма кривых нагревания углей у разрыва не изменяется. В висячем крыле взброса в 1,2 м от сместителя второй эндоэффект имеет более простую форму по сравнению с рассмотренными кривыми. Тип кривой сходен с термограммой угля из приразрывной зоны с амплитудой смещения 3,5 м. Установленные изменения, вероятно, обусловлены низкотемпературными процессами, прошедшими в естественных условиях и изменившими форму кривых. Установить зону влияния разрыва в висячем крыле не представляется возможным из-за отсутствия образцов. Можно сказать лишь о ее минимальном значении—1,2 м. В висячем крыле разрыва если изменения в структуре угля и происходят, то в узкой приконтактной зоне шириной менее 1,0 м.

Имеющийся материал позволяет говорить о том, что у разрыва во внутренней структуре угля происходят изменения, приводящие как к изменению формы кривых ДТА углей, так и к смещению максимума второго эндопика. В тех случаях, когда при формировании разрыва выделялось достаточное количество тепла, оно приводило к смещению эффектов в сторону больших температур за счет того, что низкотемпературные реакции осуществлялись в естественных условиях. Смещение же максимума в низкотемпературную область можно объяснить тем, что уголь находится как бы в возбужденном состоянии: связь боковых цепей с ядром вещества угля ослаблена в результате действия разрыва, поэтому при нагревании они легче отрываются. Второй эндоэффект оказывается смещенным в низкотемпературную область. Установленные закономерности могут быть использованы при геологоразведочных работах как дополнительные критерии для определения малоамплитудных разрывов. Выявленные взаимосвязи между амплитудой смещения, шириной зоны влияния и степенью катагенеза пород следует учитывать, кроме того, при установлении границ целиков, а также для расчета величин зон пониженной устойчивости пород вблизи разрывов. Особенности структурно-текстурных признаков, которые порода приоб-

ретают в результате деформации, могут быть использованы при составлении литолого-прочностных карт, а также при проведении ряда специальных исследований.

Литература

1. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 7. М.: Недра, 1966. 910 с.
2. Касаточкин В. И., Ларина Н. К. Строение и свойства природных углей. М.: Недра, 1975. 157 с.
3. Симанович И. М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцитопесчаников.— Тр. ГИН АН СССР. Вып. 153. М.: Наука, 1966, 119 с.
4. Шиморина Е. Ф. О некоторых изменениях горных пород в приразрывных зонах.— В кн.: Материалы III научной конференции аспирантов и молодых ученых. Сер. геол. МГУ, ВИНТИ. Деп. № 297-77, с. 125—131.
5. Шиморина Е. Ф. Минеральный состав глинистых пород вблизи разрывов по данным дифрактометрии.— Изв. вузов. Сер. геол. ВИНТИ. Деп. № 848-77, с. 83—90.

МГУ,
Москва
ВНИИГеофизика,
Нарофоминск

Поступила в редакцию
2.X.1980

УДК 550.4 : 552.53 : 551.71/72

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ В СУЛЬФАТСОДЕРЖАЩИХ
ОТЛОЖЕНИЯХ И ИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОИЗВОДНЫХ**
(к проблеме докембрийских эвапоритов)

РОЗЕН О. М.

На материале неогеновых сульфатоносных терригенных отложений Ферганы, триасовых — Французской Юры, меловых — Таджикистана показано, что по содержаниям и тенденциям вариаций петрогенных и 20 малых элементов (количественные определения) эти породы соответствуют сериям существенно плагиоклазовых, нередко скаполитсодержащих кристаллических сланцев глубокого докембрия Кольского полуострова, Канады, Шотландии и Шри Ланка. Такого типа кристаллические комплексы образуют петрохимически индивидуализированные известковые скаполитсодержащие метаморфические серии, широкое распространение которых в пределах древнего основания щитов позволяет предполагать, что в раннем докембрии сульфатсодержащие отложения были развиты на значительных площадях.

Один из основных путей исследования процессов осадконакопления в глубоком докембрии — сопоставление исходных осадочных пород и их метаморфических производных. Для изменчивых по составу, поликомпонентных отложений особое значение приобретает сопоставление естественных ассоциаций (серий) седиментогенных пород. Это позволяет помимо установления сходных разновидностей отдельных пород подойти к пониманию условий осадконакопления, существовавших в докембрийских бассейнах седиментации. Характерный пример значительной изменчивости состава пород — известковые (с повышенным содержанием кальция) метаморфические серии, в которых типоморфным членом разреза являются существенно плагиоклазовые кристаллические сланцы, образующие постепенные переходы в мраморы и кварциты, а также в разнообразные плагиогнейсы. Полученные данные показывают, что определенный тип этих метаморфических серий, для которого характерно повсеместное присутствие сульфат-скаполита, возник, вероятно, за счет метаморфизма сульфатсодержащих терригенных и сопровождающих их карбонатных отложений, накопившихся, возможно, в эвапоритовых бассейнах¹. Изложению результатов сравнительных исследований посвящена настоящая статья.

Для исследования совместных вариаций петрогенных элементов и элементов-примесей было предпринято специальное изучение отложений неогена Ферганской депрессии и метаморфических пород гранулитового комплекса Кольского полуострова. Используются литературные данные по триасовому бассейну французской Юры и меловым отложениям Таджикской депрессии. В указанных депрессиях терригенные породы составляют подавляющую часть неметаморфизованных сульфатсодержащих отложений, в частности 40—70% глины, 20—40% алевролиты, около 10% песчаники, до 4% известняки, 5—10% сульфатолиты и доли процента каменная соль [1, 6 и др.]. Характерно присутствие обломков пород и минералов, составляющих обычно половину объема терригенной фракции. Среди собственно терригенных пород в разных соотношениях присутствует значительная примесь (5—30%) сульфата каль-

¹ Предположения об образовании отдельных типов метаморфических пород за счет соленосных отложений высказывались неоднократно [11, 22], однако серии первичноосадочных отложений при этом рассмотрены не были.

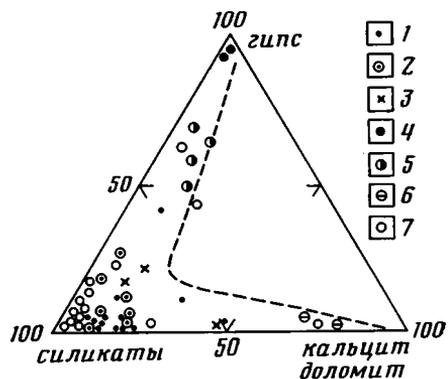
ция или кальцита, иногда доломита (фиг. 1). Именно эта обогащенность кальцийсодержащими минералами алюмосиликатных членов ряда в целом оказалась определяющей для решения поставленных в данной работе задач. Вариация окислов петрогенных элементов в этих отложениях показана в таблице и на фиг. 2, А. Вместе с алюминием и кремнием в терригенных породах ($\text{CaO} < 10\%$) высокие содержания характерны для магнезия и железа, что связано с присутствием аутигенных железомagneзиальных силикатов или с появлением тонкодисперсных продуктов выветривания основных пород. Повышение содержаний магнезия в триасовых отложениях Франции обусловлено присутствием доломита. Следует подчеркнуть преобладание окиси натрия над окисью калия, что типично для сопоставляемых метаморфических пород.

Среди малых элементов (фиг. 2, Б, В) с кальцием тесно связан стронций, образующий резко повышенные концентрации в гипсах. В Фергане известняки содержат аномально высокое содержание свинца,

что, вероятно, отражает региональную специфику данного бассейна. Остальные малые элементы приурочены главным образом к терригенным компонентам. Намечается дифференциация в распределении этих элементов между глинами и песчаниками (см. таблицу). Можно предполагать, что с глинистым материалом в бассейн поступали барий, кобальт, хром, ванадий, никель (частично), скандий, цинк, медь (и частично свинец), олово, галлий, германий, ниобий, редкие щелочные металлы — литий и рубидий, а также бор. Эти элементы в основном концентрируются в глинах. Вместе с обломками в алевролиты и песчаники поступала большая часть циркония, а также никеля и молибдена, входивших, возможно, в состав пироксенов и других обломочных минералов, связанных с размывом средних и основных пород. Фтор, также приуроченный большей частью к терригенным компонентам,

образует в Фергане резко повышенные концентрации среди глинистых гипсов (1250 и 500 г/т в известняках). Приведенные величины содержаний малых элементов удовлетворительно соответствуют данным, известным для терригенных отложений, ассоциирующихся с эвапоритами [2], и в частности по стронцию для сходных отложений юго-западной Ферганы [3], по литию и рубидию для осадков Аральского моря, а также согласуются со средними цифрами, характеризующими осадочные породы (см. таблицу). Для дальнейших сопоставлений с метаморфическими породами важно отметить возможные вариации содержаний, обусловленные региональными факторами. Один из важнейших факторов такого рода для терригенных компонентов — состав пород области сноса [5]. Концентрации никеля, кобальта и меди в ряде типов озерных отложений аридной и гумидной зон составляют соответственно 50—180, 30—60, 30—70 г/т [16], а в пелагических пелитах — 210—240, 90—130, 300—400 г/т [26]. Содержание хрома в озерных отложениях равно 3—170, в галитах, ассоциирующихся с базальтоидами, содержание кобальта составляет 140, ванадия — 32 г/т [19].

Вариация концентраций химических элементов согласуется с установленными представлениями о седиментации солеродных бассейнов, согласно которым терригенные компоненты ассоциируются с известня-



Фиг. 1. Состав сульфатсодержащих отложений, %
Неогеновые отложения Ферганской депрессии: 1 — глины, 2 — алевролиты, 3 — песчаники, 4 — гипсы, 5 — глинистые гипсы, 6 — известняки; 7 — меловые отложения Таджикской депрессии, по средним величинам для отдельных стратиграфических подразделений, данные Д. Н. Пачаджанова, И. П. Адамчука, А. Н. Базаровой

Химический состав сульфатсодержащих отложений и их метаморфических производных

Компонент	Мезозойские и кайнозойские отложения				Кристаллические сланцы			
	неоген Ферганы				триас французской Юры		гранулитовый	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	41,11	49,27	46,83	43,26	21,50	44,72	54,32	50,00
TiO ₂	0,57	0,43	0,29	0,38	0,267	0,65	0,95	0,60
Al ₂ O ₃	13,0	9,72	6,04	14,51	6,40	18,66	23,30	18,40
Fe ₂ O ₃	2,70	1,74	0,54	2,38	2,43	6,76	2,04	1,40
FeO	2,10	1,85	1,20				8,66	7,40
MnO	0,08	0,09	0,04	0,09	0,025	0,044	0,04	0,13
MgO	5,08	2,76	1,05	3,21	5,79	11,15	3,83	8,80
CaO	10,67	12,86	18,78	12,47	14,78	1,32	1,25	9,74
Na ₂ O	2,64	1,94	1,54	1,98			1,16	2,56
K ₂ O	2,12	1,36	1,49	0,42			3,44	0,16
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,08	—			0,06	
H ₂ O ⁺	4,26	2,75	2,27	3,74				
H ₂ O ⁻	1,94	3,19	2,44	3,10			0,88	0,07
CO ₂	8,80	6,73	11,14	6,51			0,10	
SO ₃ ^{***}	4,62	5,14	6,34	7,71				0,04
Cl	1,06	0,50		0,75				
C _{орг}	0,43	0,08	0,06					
П. п. п.						12,95		0,97
Сумма	101,32	100,51	100,13	100,51			100,03	100,27
Ni	27	21	14	68* 20**	51	63	32	140
Co	9	5	3	19 0,1	12	23	26	100
Cr	44	38	24	90 11	134	207	160	440
V	68	48	36	130 20	42	120	250	270
Sc	13	12	8	13 1			24	44
Ba	940	690	670	580 10	297	264	150	170
Sr	480	580	590	300 610	1461	278	280	300
Pb	40	20	25	20 9	38	187	34	23
Zn	60	30	20	95 20		567	290	170
Cu	28	13	7	45 4	18	38	160	130
Sn	4	3	—	6,0 0, X			9	4
Mo	3	5	2	2,6 0, 4			4	1
Ga	21	14	10	19 4	11	27	25	10
Zr	130	170	120	160 19			200	60
Ge	16	1,1	0,6	1,6 0, 2				
Nb	12	9	6	11 0, 3				2
Li	42	20	15	66 5			4, 4	10
Rb	90	60	40	140 3			90	—
B	660	39	23	100 20	168	278	20	30
F	920	820	770	740 330				

Примечания. * среднее для глинистых пород [28]; ** среднее для карбонатных пород, там же; 0,51, 0,01, 0,03, 0,14, и вычислена поправка к сумме: 0,03, 0,26, 0,25, —, 0,02, 0,07. Отсутствие знака в да. 1 — глина по 14 анализам, в том числе четыре [6] без определения элементов-примесей; по трем анализам; 4 — представительная оценка среднего состава по данным Гриднева [6], включен к скважинам (валовой состав); 6 — то же для глинистой фракции [1]; 7 — гранулит с силлиманитом; 10 — плагиоклазовый сланец; 11 — то же; 12 — диоксид-плагиоклазовый сланец; 13 — кальцифир; G-11, там же; 17 — карбонатно-силикатный гнейс, D-8, там же; 18, 19 — мрамор соответственно D-1 ВИМС З. И. Белоусовой, Н. А. Чебурахиной, А. Н. Коломниковой, № 7—13 — в ИГФМ Н. Ст. ЗаимГРЭ, в том числе германя — химическим методом с повышенной чувствительностью, ниобия — методом фотометрии пламени, остальных — количественным спектральным методом; относительная

ками вблизи места притока воды, а на удалении — в зоне повышенной солености — накапливаются собственно эвапоритовые осадки — гипсы и еще дальше в глубь бассейна — галит [13, с. 472]. Почти все малые элементы транспортируются вместе с железом в составе терригенных компонентов, по-видимому, главным образом железистых иллитов [7], и не зависят от соленого парагенеза, тогда как фтор накапливается в конце доломитовой стадии, а одновременно или позднее выпадает в осадок стронций [13, с. 479]. В изученной серии Ферганы доломиты не характерны и момент выпадения флюорита в осадок соответствует началу накопления гипса. Для правильной интерпретации данных по метаморфическим сериям важно подчеркнуть следующие обобщенные характерные черты компонентного состава аридных отложений, нашедшие отражение в перечисленных геологических данных: 1) терригенные

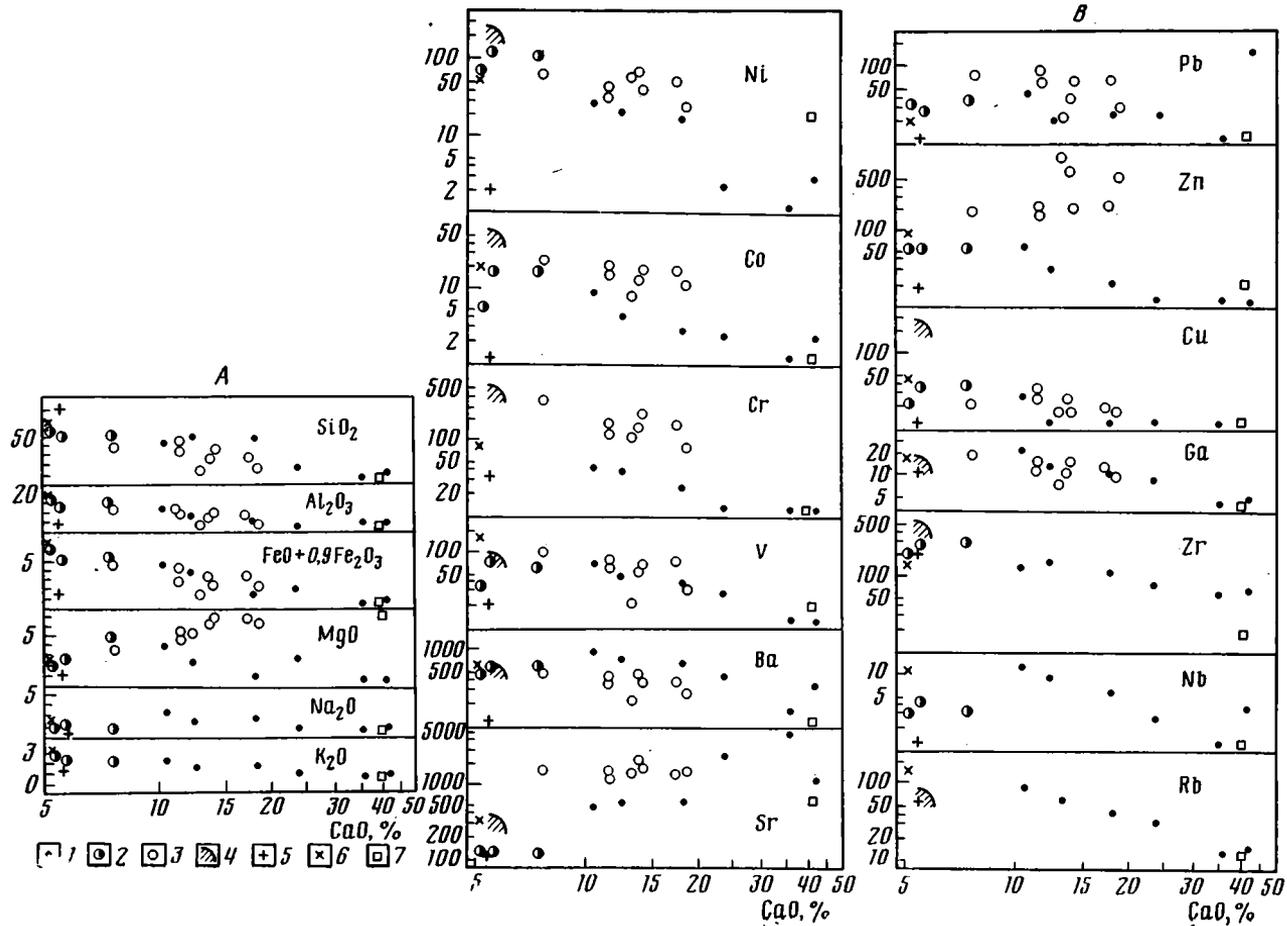
(окислы петрогенных элементов в %, элементы-примеси в г/т)

раннего докембрия					серия Гренвилл ***, Канада					
комплекс Кольского полуострова										
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
43,48	46,45	45,41	58,60	29,85	46,31	50,60	44,12	33,47	24,88	20,22
0,47	1,61	0,87	0,16	0,27	0,54	0,3	0,31	0,64	0,24	0,36
18,00	21,59	20,30	4,20	2,40	13,47	14,80	12,85	9,42	6,48	4,06
1,47	2,58	1,31	—	0,28	3,46	0,75	0,89	0,33	0,20	0,62
10,15	8,41	8,84	1,72	1,65	4,33	4,88	4,44	3,49	2,19	2,19
0,21	0,11	0,12	0,07	0,10	0,12	0,05	0,09	0,06	0,06	0,19
11,90	3,77	7,28	13,92	9,00	6,42	3,10	3,27	4,50	4,44	5,05
11,42	11,19	12,15	18,16	32,60	14,42	17,22	21,60	25,84	34,47	40,83
0,92	2,93	1,80	1,56	0,22	1,59	3,77	2,42	0,65	1,13	1,50
0,28	0,20	0,36	0,16	0,90	3,26	1,12	2,29	3,15	1,37	0,55
0,06	0,23	0,08	0,04	0,27	0,21	0,24	0,21	0,11	0,09	0,15
					1,62	0,14	0,27	0,52	0,55	0,18
0,10	0,05	0,06	0,34	0,13						
0,38			0,05	—	3,61	2,47	6,30	17,22	23,23	24,95
					0,11	1,32	0,77	0,02	0,03	0,41
0,72	0,96	1,52	1,45	21,89						
99,56	100,08	100,10	100,43	99,56	99,37	100,81	99,91	99,42	99,36	101,26
330	120	250	42	10	12	29	20	32	17	8
160	64	85	130	60						
450	150	220	70	60	72	42	33	6	9	9
390	240	230	55	60	278	205	155	163	10	39
64	32	36	28	30						
100	45	220	90	380	680	300	365	450	315	94
170	300	300	680	600	533	596	579	487	512	430
4	4	14	10	25	18	29	33	23	25	26
120	170	150	—	—	96	141	132	93	62	76
83	600	280	50	80	46	53	67	22	83	21
15	9	5	5	3						
2	1	1	—	1						
8	15	13	4		16	15	15	11	9	5
50	80	70	90	70	174	128	110	129	99	70
5,4	11,2	7	—		2	<2	2	2	2	11
4,7	6,5	10	23	20						
—	—	10	—	40	56	37	86	90	40	4
35	25	10	40	20						

*** в анализах № 14, 15, 16, 17, 19 определено содержание серы (S), соответственно равное: 0,06, 0,52. колонке означает «не определялось», прочерк — содержание ниже предела чувствительности мето-2 — алеврит по семи анализам, в том числе [6] без определения элементов-примесей; 3 — песчаная чая 4 анализа глины и 3 — алевритов; 5 — среднее для терригенно-хемогенных отложений по 8 — двупироксен-плагноклазовый кристаллический сланец; 9 — гранат-клинопироксеновый сланец; 14 — параамфиболит, обр. С-6 [24]; 15, 16 — пироксен-скаполитовый гнейс, соответственно G-16 и D-20, там же. Определения содержания окислов петрогенных элементов для № 1—4 выполнены в ченко, Г. А. Скрипник, А. Як-Ротарь, а элементов-примесей для тех же проб — в Бронницкой ГГРЭ спектральным методом с предварительной химической подготовкой, редких щелочных металлов — ошибка определения составляет 5—10%, по отдельным элементам до 30%.

породы резко обогащены кальцитом (более 5%, до 15—20%), повышена доломитность карбонатных компонентов, часто присутствие гипса и флюорита, встречается палыгорскит, сепиолит; 2) среди песчаных пород наиболее распространены полимиктовые типы, а олигомиктовые в этих условиях не образуются и являются чужеродными; 3) среди глинистых пород характерно накопление магнезиальных силикатов, каолинит и галлуазит отсутствуют; 4) специфическими примесями в сульфатах кальция являются барит и целестин [13, с. 22, 136, 430].

Минеральный состав метаморфических производных подобных отложений может быть теоретически рассчитан. Сущность превращений состоит в потере летучих и новообразовании алюмосиликатов, которые наиболее интенсивно протекают в смешанных породах, где флюидоген-



Фиг. 2. Вариационная диаграмма распределения химических элементов в естественных ассоциациях сульфатсодержащих осадочных отложений

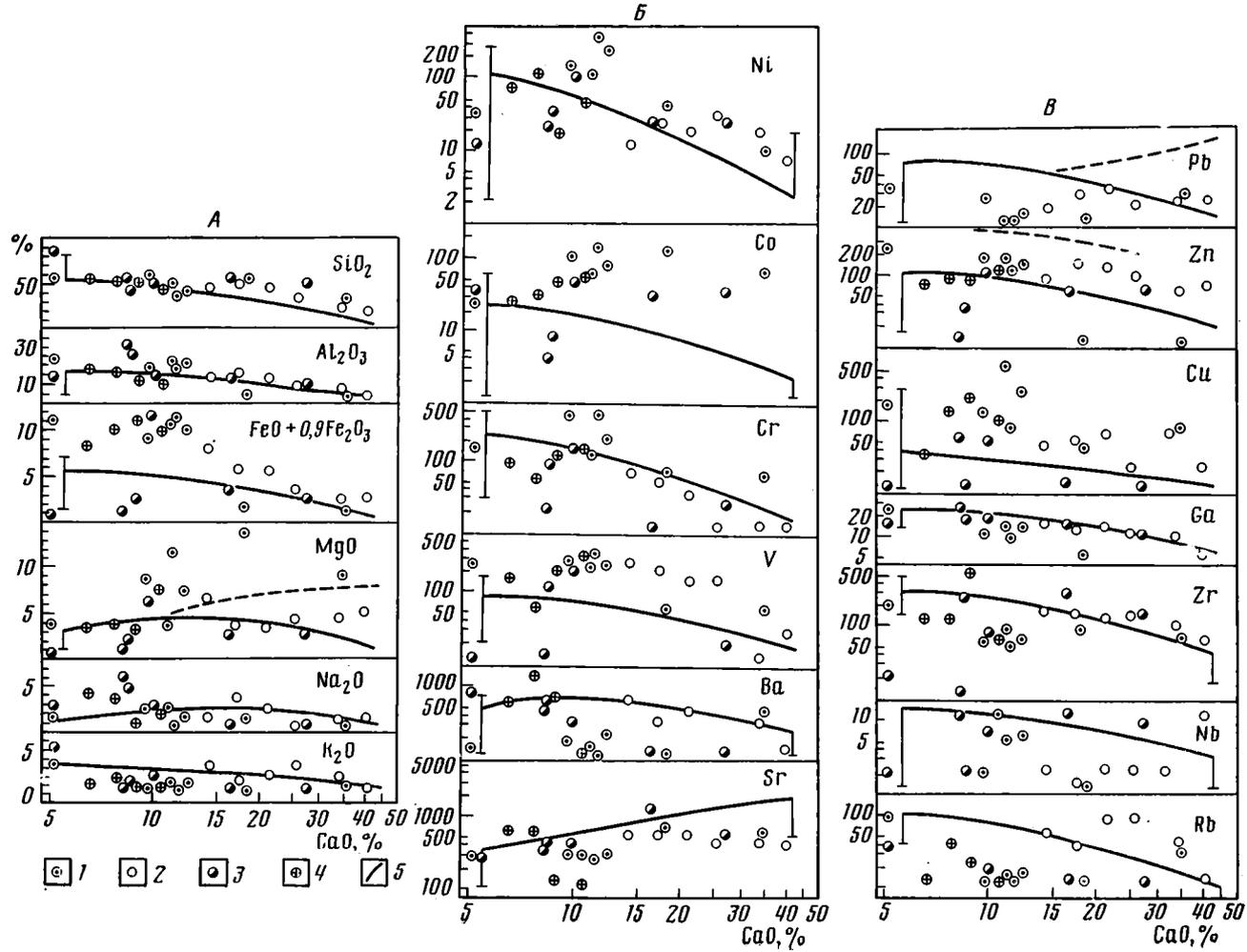
1 — неоген Ферганы, усредненные данные по главным типам пород, в том числе № 1—3 по таблице; 2 — мел Таджикистана, усредненные данные по существенно терригенным породам [8]; 3 — триас Французской Юры, усредненные данные по типам разрезов: от существенно терригенных до хемогенных [1]; 4 — палеозойские и докембрийские граувакки Азии, Африки, Северной Америки, обозначен верхний предел по ряду авторов; средние составы (петрогенные элементы — по Ф. Кларку; малые — К. Турекьяну и К. Ведеполю, см. таблицу [28]); 5 — песчаник, 6 — глина, 7 — известняк

нерирующие фазы (сульфаты, карбонаты и др.) составляют первоначально примерно 5—30% и полностью исчезают при метаморфизме [9].

Для рассмотренных отложений минеральный состав соответствующих метаморфических пород гранулитовой фации (расчет по методу CIPW) для представительного среднего состава (см. табл., графа 4) оказывается следующим: плагиоклаз 60% (битовнит, доля анортита 0,77), диопсид 30% (коэффициент железистости 0,24). Для глини (см. табл., графа 1) содержание плагиоклаза около 50%, диопсида 26%, а для алевритов (см. табл., графа 2) 40 и 36% соответственно. Избыток кальция может быть представлен кальцитом, гипсом или скаполитом в зависимости от *PT*-условий и соотношения анионов в флюиде. Принимая обычный для метаморфических пород мицтонитовый состав скаполита [27] и полагая его сульфатным ($1\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot 2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 1\text{CaSO}_4$), для состава 1 вероятное содержание его можно рассчитать в 26% (и 7% кальцита — по соотношению анионов) (см. таблицу), а для состава 2 — 33% (без учета кальцита). Эти результаты характеризуют наиболее распространенные породы данной серии, занимающие в соответствии с содержанием в них кальция центральную и левую части вариационной диаграммы (см. фиг. 2). Остальные породы относительно менее резко меняют свой состав. Так, собственно терригенные породы будут преобразованы в кремнеземистые и глиноземистые кристаллические сланцы, карбонатные породы — в мраморы и кальцифиры. Сульфатные отложения, лишенные реакционноспособной силикатной части, как и карбонатные, должны быть устойчивы в пределах земной коры. Очевидно, что для рассмотренных осадочных толщ вероятными метаморфическими производными оказываются скаполит-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Таким образом, полученные данные позволяют выделить среди метаморфических комплексов по минеральному составу специфические скаполитсодержащие известковые серии и сопоставить их с неметаморфизованными отложениями (см. фиг. 3, таблицу).

Гранулитовый комплекс (комплекс «лапландских гранулитов») входит в древнее основание юго-западной части Кольского полуострова. Он представлен метаморфическими породами основного, среднего и кислого состава, с прослоями мраморов со строматолитовыми постройками, пироксен-плагиоклазовых кальцифиров со значительной долей доломитового компонента, графитсодержащими и высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и кварцитами. Алюмосиликатные гранат-пироксен-плагиоклазовые породы иногда содержат повышенные количества сульфат-скаполита (15% и выше) и апатита (до 6%), отражающих состав флюида при метаморфизме и, по-видимому, соответствующих составу летучих компонентов в исходных осадочных породах [10]. Породы серии Гренвилл в одноименной провинции Канады, представленные широким спектром седиментогенных кристаллических сланцев от глиноземистых гнейсов и амфиболитов до известково-силикатных пород и мраморов, обычно содержат хлор (до 1,3%) и серу (до 0,6%) и сложены плагиоклазом (до 33%, $\text{An}=0,5$), скаполитом (до 43%, $\text{Me}=0,5-0,6$), клинопироксеном (до 44%), роговой обманкой, карбонатами и другими минералами, присутствующими в незначительных количествах [24]. Описаны пластовые залежи ангидрита и глиптоморфозы кальцита по галиту. Серия Льюизиан в Шотландии содержит отдельные прослои первично карбонатных известково-силикатных пород пироксен-плагиоклазового состава и кварцево-полевошпатовых метааркозов (гранулитов), определяющих в целом стратифицированный характер серии [18], а также прослои существенно плагиоклазовых кристаллических сланцев (метаанортозитов). Эти породы нередко содержат заметные количества сульфат-иона и хлора. Они залегают среди пород среднего и основного состава — предположительно вулканитов [21] — и метаморфизованы в гранулитовой фации 2,6 млрд. лет назад.

Серия Высокогорья на Цейлоне характеризуется переслаиванием гранатово-силлиманитовых гранулитов, нередко графитсодержащих, с



Фиг. 3. Вариационная диаграмма распределения химических элементов в естественных ассоциациях существенно плагиоклазовых кристаллических сланцев и связанных с ними метаморфических пород раннего докембрия

1 — гранулитовый комплекс Кольского полуострова, № 7—13 по данным таблицы; 2 — серия Гренвилл, Канада, № 14—19 по таблице; 3 — комплекс Льюизиан, Шотландия, пироксеновые гранулиты и известково-силикатные породы [21, обр. 10281, 10282, 10283, 10277, 10707, 10708]; 4 — серия Высокогорья, Шри Ланка, двупироксеновые кристаллические сланцы [23, обр. 26, 27, 28, 29]; 5 — вариационная линия для естественных ассоциаций сульфатсодержащих отложений, пунктир для магния отражает появление доломитов в спектре пород, для свинца — региональное обогащение карбонатов (в неогене Ферганы), для цинка — вариации содержания в глинистых фракциях (триас Французской Юры); вертикальные линии характеризуют размах содержаний в средних типах осадочных пород (песчанниках, глинах, известняках) и некоторых граувакках, по данным фиг. 2

двупироксен-плагноклазовыми основными, средними и кислыми кристаллическими сланцами (относимыми к чарнокитам). Среди них залегают многочисленные прослои кварцитов, кристаллических известняков, известковых (карбонат-пироксен-плагноклазовых) гнейсов [23]. Породы метаморфизованы в гранулитовой фации предположительно 2,0—3,0 млрд. лет назад и диафторированы в амфиболитовой фации около 1,2 млрд. лет назад [25]. Для этой ассоциации пород, объединяемых здесь в известковую метаморфическую серию и частично показанных на фиг. 3, характерно присутствие сульфат-иона до 0,70%, что соответствует расчетному содержанию сульфат-скаполита указанного выше состава в 12%. Минеральный состав этих пород определяется ассоциацией плагноклаза (38—55%, $A_p=0,4-0,6$) с орто- и клинопироксеном при небольшом количестве калиевого полевого шпата и кварца. На всех древних щитах известны участки и целые регионы подобного геологического строения и петрологического облика [11, 22], где развиты метаморфические серии рассматриваемого типа, однако приведенных выше примеров достаточно для того, чтобы показать характерные черты этой ассоциации горных пород. В целом они представлены сообществом высококальциевых пород и в петрохимическом отношении могут быть названы известковыми. Для них характерно большое количество переходных магнезиальных пород между алюмосиликатными и карбонатными разновидностями, что связано с широким распространением исходных смешанных карбонатно-терригенных отложений. Повсеместно встречается в различных количествах сульфат-ион и хлор, которые можно рассматривать в качестве реликтов летучих, унаследованных от исходных пород. Реальный минеральный состав, определяемый ассоциацией пироксенов, плагноклаза и скаполита, отвечает рассчитанному выше для неметаморфизованных отложений. Все эти признаки отражают такие черты исходных ассоциаций пород и состава осадков, которые довольно точно соответствуют перечисленным выше характерным особенностям эвапоритовых аридных серий.

Как по валовым содержаниям отдельных элементов, так и по их характерным вариациям обнаруживается сходство осадочных пород и метаморфитов (см. фиг. 3) во всем спектре составов от собственно алюмосиликатных ($CaO < 10\%$) до почти чистых сульфатов и карбонатов ($CaO > 30\%$). Несколько повышенные содержания магния в метаморфитах связаны, вероятно, с повышенной доломитностью, а железа, как было отмечено выше, либо с аутигенным минералообразованием, либо с поступлением продуктов разрушения базитов, вероятно, в глинистой части осадка. Совершенно одинаковы тренды содержаний для хрома, циркония и галлия; поля содержаний в целом перекрываются для бария, ниобия, рубидия; совпадают в алюмосиликатной части ряда (левая часть диаграммы), а в карбонатной (правой части диаграммы) — несколько повышены в метаморфитах содержания никеля, цинка, ванадия. При сходных трендах в метаморфитах заметно меньше стронция и свинца, а больше кобальта и меди. Эти различия могут быть обусловлены региональными факторами. Для стронция и в значительной мере для свинца характерны широкие вариации в зависимости от местного режима осаждения из раствора. Медь и кобальт, как и железо, связанные с терригенной частью осадка, вероятно, отражают местные особенности аутигенного образования магнезиально-железистых силикатов или состава исходного материала (выветрелых базитов или вулканитов), и содержания этих элементов могут достигать в осадках, как отмечено выше, весьма высоких значений. Особенно это, возможно, относится к докембрию [14].

В целом изложенные материалы приводят к выводу о том, что для достаточно широко распространенных на всех щитах известковых скаполитсодержащих метаморфических серий исходными, вероятно, являлись сульфатсодержащие отложения, связанные с эвапоритизацией. Это позволяет высказать предположение о том, что по масштабам накопления сульфатсодержащих отложений ранний докембрий и фанеро-

зой оказываются сопоставимыми. Это заключение по существу является следствием сформулированного А. В. Сидоренко [12] положения о внутреннем единстве эволюционно развивающихся геологических процессов в истории Земли и хорошо согласуется с данными о присутствии сульфатов в осадочных отложениях различных возрастных уровней докембрия, вплоть до наиболее древних [4, 17]. По-видимому, наиболее просто предположить, что отложение докембрийских сульфатолитов локализовалось в регионах с аридными параметрами осадконакопления. Однако это условие не обязательно [20]. Определение параметров литогенеза подлежит самостоятельному исследованию в каждой конкретной известковой метаморфической провинции, возникшей на месте докембрийского бассейна осадконакопления.

Литература

1. Атаман Ж., Люка Ж. Связь между распределением элементов в глинистых минералах и палеогеографией триаса Юры.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с. 228—241.
2. Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973, 184 с.
3. Бурков В. В., Подпорина Е. К., Родионов Д. А. О распространении стронция в осадочных породах юго-западной Ферганы.— В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Наука, 1964, с. 87—101.
4. Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975; вып. 5, кн. 2, с. 53—64.
5. Граувакки (Шутов В. Д., Коссовская А. Г., Муравьев В. И. и др.) Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1972, вып. 238. 339 с.
6. Гриднев Н. И. Петрографо-минералогическая характеристика кайнозойских моласс северо-западной Ферганы.— Зап. Узб. отд. Всесоюз. минер. о-ва, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1956, вып. 9, с. 33—60.
7. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: 1971, с. 71—95 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 221).
8. Пачаджанов Д. Н. Геохимия редких элементов в меловых красноцветных отложениях Таджикской депрессии и их индикаторные свойства в палеореконструкциях.— Дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1975, 46 с.
9. Розен О. М. Сохранность химического состава горных пород при метаморфизме. М.: ОНТИ ВИАМС, 1975, с. 1—18 (Экспресс-информация. Сер. регион. геол. и карт., вып. 4).
10. Розен О. М., Сидоренко С. А., Кузнецова Н. Н. Скаполит и апатит как показатели состава летучих компонентов при метаморфизме гранулитового комплекса Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 2, с. 441—444.
11. Сердюченко Д. П. Докембрийские карбонатно-сульфатно-галогенные отложения как источник летучих, серы и щелочей для образования гидротермальных и метасоматических месторождений.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 85—92.
12. Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
13. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 3, 550 с.
14. Холодов В. И. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 191—208.
15. Хрусталева Ю. П., Резников С. А., Черноусов С. Я. Литий, рубидий и цезий в донных осадках Аральского моря.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, вып. 1, с. 212—215.
16. Abdull-Razzak von A. K. Geochemisch-sedimentpetrographischer Vergleich lakustrisches Sedimente aus verschiedenen Klimabereichen.— Chemische Erde, 1974, B. 33, H. 2, S. 152—187.
17. Badham J. P. N., Stanworth C. W. Evaporites from the lower Proterozoic of the East Arm, Great Slave Lake.— Nature, 1977, v. 268, p. 516—518.
18. Barooah B. C. Significance of calc-silicate rocks and meta-arkose in the Lewisian complex south-east of Scourie.— Scot. J. geol., 1970, v. 6, № 2, p. 221—225.
19. Batiza R. Geology, petrology and geochemistry of Isla Tortuga, a recently formed tholeiitic island in the Gulf of California.— Geol. Soc. Amer., 1978, v. 89, № 9, p. 1309—1324.
20. Blatt H., Middleton G., Murray R. Origin of sedimentary rocks.— New Jersey, Prentice Hall, 1974, p. 621.
21. Bowes D., Barooah B. C., Khoury S. G. Original nature of archaean rocks of North-west Scotland.— Geol. Soc. Aust. Spec. publ., 1971, v. 3, p. 77—92.
22. Hietanen A. Scapolite in the Belt series in the St. Lou-Clearwater region, Idaho. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 86, 1967, p. 56.
23. Jayawardena D. E., Carswell D. A. The geochemistry of charnokites and their constituent ferromagnesian minerals from the Precambrian at south-east Sri Lanka (Ceylon).— Mineral. mag., 1976, v. 40, № 314, p. 542—554.

24. *Kamp Van de P. C.* Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, southeastern Ontario.— *Canad. J. Earth sci.*, 1968, v. 5, № 6, p. 1337—1372.
25. *Katz M. B.* The Precambrian metamorphic rocks of Ceylon.— *Geol. Rundschau*, 1971, B. 60, S. 1523—1549.
26. *Krishnaswami S.* Autnigenic Transition elements in Pacific pelagic clays.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, v. 40, № 4, p. 425—434.
27. *Orville P. M.* Stability of scapolite in the system $Ab-An-NaCl-CaCO_3$ at 4 kb and 750° C.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, v. 39, № 8, p. 1091—1105.
28. *Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the elements in some major of the Earth's crust.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, v. 72, p. 175—192.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
28.IV.1979

УДК 551.31 : 551.71 (571.1/5)

**ДИАГНОСТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЭПОХ И ПЕРЕРЫВОВ
В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ****ГРАЙЗЕР М. И.**

На примере позднего докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления показано, что весьма надежным показателем крупного перерыва в отложениях докембрия является совместное нахождение в разрезе высокоглиноземистых и мономинеральных обломочно-кварцевых пород. Широкое территориальное распространение в определенном стратиграфическом интервале позднего докембрия высокоглиноземистых и мономинеральных кварцевых образований, а также красноцветных формаций свидетельствует о господстве континентальных условий выветривания и седиментации.

Континентальные условия были весьма широко развиты в течение всей геологической истории Земли. Однако если для фанерозойских и позднепротерозойских метаморфизованных отложений методика выделения континентальных образований и перерывов в осадконакоплении может считаться более или менее отработанной, то для метаморфических толщ докембрия этот вопрос еще находится в начальной стадии изучения. Трудность заключается в том, что в результате метаморфизма материнская порода меняет минеральный состав и структурно-текстурные признаки, по которым устанавливается первичная природа и условия ее образования. Некоторое исключение в этом отношении представляют конгломераты, структура и первоначальный облик которых при метаморфизме сохраняются лучше, чем у других осадочных пород. Однако поскольку галечный материал может переноситься не только поверхностными водотоками, но и в пределах бассейнов осадконакопления (например, на огромных аллювиальных равнинах прошлого), то и конгломераты сами по себе не могут быть бесспорным показателем перерывов и тем более длительности их. Действительно, известны многочисленные примеры наличия мощных конгломератовых толщ в непрерывных разрезах и полного отсутствия их или крайне незначительного и спорадического распространения в отложениях, отделенных от подстилающих образований крупнейшими перерывами. Приведем несколько примеров.

В Минусинской котловине в основании угленосного комплекса карбона — перми залегает конгломератовая свита, в нижней части мощностью до 200 м, сложенная главным образом средне- и мелкогалечными конгломератами и гравелитами. Конгломератовая свита относится к верхней части нижнего карбона и на подстилающих отложениях залегает без перерыва, что однозначно фиксируется как литологическими, так и палеонтологическими данными. На Анабарском массиве полностью отсутствуют нижнепротерозойские образования. Верхнепротерозойские породы начинаются мукуновской серией, в нижней части сложной олигомиктовыми кварцевыми песчаниками с редкими гравийно-галечными линзами и прослоями, распространенными по всему разрезу серии. Мукуновская серия залегает с резким угловым и азимутальным несогласием либо непосредственно на метаморфических породах архея, либо на каолинитовых корах выветривания архейских пород, но в том и другом случаях без конгломератов или гравелитов в основании. На Русской платформе среднедевонские отложения залегают с перерывом на отложениях от нижнего девона до архея включительно, но практически нигде в них

не были обнаружены базальные конгломераты. Наоборот, часты случаи, когда граница среднего девона с подстилающими отложениями литологически выражена очень нечетко, в связи с чем ее положение в разрезе, установленное визуально по литологическим признакам, впоследствии корректируется палеонтологическими материалами. Базальные конгломераты или гравелиты неизвестны и в средневизейских отложениях Русской платформы, которыми фиксируется окончание другого крупнейшего перерыва — предвизейского и начало «великой» визейской трансгрессии. Если к сказанному добавить, что в раннем докембрии сравнительно с поздним и особенно с фанерозоем конгломераты были довольно ограниченно распространены, то едва ли нужно сомневаться в том, что для задач по выявлению континентальных перерывов в докембрии конгломераты могут дать, хотя и ценную, но лишь дополнительную информацию.

Рассмотрение поставленного вопроса на примере Сибирской платформы и ее складчатого обрамления привело автора к выводу, что для метаморфизованных образований позднего докембрия надежным показателем господства континентальных условий седиментации является широкое территориальное распространение в определенном стратиграфическом интервале красноцветных отложений и высокоглиноземистых пород, ассоциирующихся с мономинеральными кластическими породами кварцевого состава. Среди красноцветов наиболее распространены континентальные образования пролювиального, аллювиального, озерного и дельтового происхождения. Весьма ограниченно красноцветы встречаются среди отложений прибрежных равнин, изолированных лагун и прибрежного мелководья [1]. Парагенез высокоглиноземистых и сопутствующих им кластогенных кварцевых пород вообще трудно представить без характерных только для континентов условий выветривания и седиментации. Данное положение вытекает из опыта изучения фанерозойских и позднепротерозойских кор выветривания, в том числе и бокситоносных. Применительно к докембрию оно обосновано в работах А. В. Сидоренко с соавторами [15, 16], в которых подчеркивается важная роль кор выветривания как наиболее надежных показателей континентальных условий выветривания. Элювиальные коры выветривания в малоизмененном процессе метаморфизма виде встречаются редко, а сильно метаморфизованные эквиваленты их обычно очень трудно диагностируются. Именно поэтому для выявления перерывов в докембрии на передний план нами выдвигается упомянутая ассоциация высокоглиноземистых и обломочных монокварцевых пород, включающая как элювиальные, так и — в особенности — переотложенные зрелые коры выветривания.

В позднепротерозойское время в рассматриваемом регионе были широко развиты как красноцветные, так и высокоглиноземистые образования. Однако территориально и по разрезу первые были распространены значительно шире вторых [13]. К типичным красноцветам относятся позднепротерозойские акитканская серия Патомского и Северо-Байкальского нагорий, уянская серия Алданского щита, мукунская серия Анабара, губинская свита Игарского района, карагасская и оселочная серии Присаянья, тасеевская серия венда Енисейского края и излучинская серия Игарского района. Красноцветное осадконакопление территориально приурочивалось к Сибирской платформе и смежным районам Байкальской складчатой области и Присаянья. Оно происходило в течение всего позднего протерозоя, но наибольшего развития достигло к началу рифея, после завершения свекофенско-карельской складчатости (1750—1700 млн. лет) и в конце рифея — начале венда, после окончания катангской складчатости (680—650 млн. лет [13]). Расцвет красноцветообразования связан с рядом причин частично, вероятно, планетарного характера. Наиболее существенными из них являются: наличие в атмосфере Земли свободного кислорода; широкое развитие в позднем протерозое территорий с платформенным тектоническим режимом; отсутствие наземной органики, в том числе растительности, способствующей восстановлению окиси железа и приводящей к деградации красноцветов; бла-

гоприятная климатическая обстановка. Судя по фанерозойским красноцветам — это теплый и жаркий гумидный или аридный климат.

Высокоглиноземистые породы в отличие от красноцветов распространены более ограниченно. Прежде чем перейти к изложению данного вопроса, необходимо кратко остановиться на термине «высокоглиноземистые породы», поскольку он понимается исследователями по-разному [2, 6, 19]. Автор принимает определение, данное этому понятию В. К. Головенком [2], который среди высокоглиноземистых отложений выделил три тесно связанные между собой группы. В первую вошли осадочно-метаморфические породы докембрия, содержащие не менее 25% глинозема, при малом или незначительном (обычно не более 3—5%) количестве щелочей и щелочных земель и с кремневым модулем, близким или превышающим 0,50. По химическому составу высокоглиноземистые метаморфические породы этой группы при сравнении с неметаморфизованными осадочными образованиями соответствуют каолинитовым глинам, в том числе и с незначительной примесью других глинистых минералов, а также породам, содержащим свободные гидроокислы глинозема и железа, в том числе латеритам и бокситам. Вторая группа высокоглиноземистых отложений отличается более низким содержанием глинозема и немного большим количеством щелочей и щелочных земель (5—6,5%). Третья группа характеризуется большим количеством глинозема и повышенным содержанием щелочей и щелочных земель (до 10%). Исходные глинистые отложения второй и третьей групп имели смешанный каолинит-гидрослюдистый состав, возможно, с примесью монтмориллонита.

Образование высокоглиноземистых отложений обусловливалось существенно иными факторами, чем красноцветных. Из перечисленных факторов, благоприятствовавших развитию красноцветов, только первый (наличие свободного кислорода) и второй (платформенный режим) имели положительное значение, тогда как третий (отсутствие наземной органики), наоборот, ограничивал возможность отделения в результате гидролиза алюмосиликатов глинозема от кремнезема и, следовательно, должен рассматриваться в качестве отрицательного фактора. Непременное условие возможности образования высокоглиноземистых формаций — наличие континентального перерыва в осадконакоплении и образовании зрелых кор выветривания. Длительность перерыва может быть различной: в платформенных районах, где выветриванию подвергались породы, различные по составу и плотности, продолжительность перерывов должна была быть значительно большей, чем в геосинклинальных областях, где высокоглиноземистые формации могли возникнуть главным образом в результате континентального выветривания свежих, часто совершенно рыхлых вулканических отложений, залегающих на карбонатном субстрате. Образование высокоглиноземистых пород также благоприятствовали складчатость, предшествовавшая эпохе их образования; достаточно длительный этап тектонического покоя; обязательно гумидный, а не аридный климат; повышенное содержание в атмосфере углекислого газа.

Изучение крупнейших перерывов фанерозоя, например Русской платформы, показало, что в зависимости от их особенностей — климатических и палеогеографических условий, тектонического режима, продолжительности — названная породная ассоциация (высокоглиноземистые и монокварцевые породы) может иметь и очень широкое, практически повсеместное, территориальное распространение, и сравнительно узкое, когда высокоглиноземистые существенно каолинитовые и монокварцевые породы сосредоточиваются главным образом по периферии древних областей сноса. Примером первой группы служит предвизейский перерыв, второй — предживетский и триас-нижнеюрский.

Характерный пример высокоглиноземистых пород в позднем докембрии Средней Сибири — пурпольская свита тепторгинской серии нижнего рифея, широко распространенная в Патомском и Северо-Байкальском нагорьях. Эта свита сложена главным образом мономинеральными кварцевыми обломочными породами и высокоглиноземистыми сланцами с со-

держанием глинозема в среднем 32,6% и окислов железа на отдельных участках до 40—60%. Минеральный состав сланцев представлен кварцем и высокожелезистыми и высокоглиноземистыми минералами. Это — пиррофиллит, диаспор, серицит, железистые хлориты, гематит — в слабометаморфизованных разностях, мусковит, хлоритоид, магнетит — в более метаморфизованных, дистен, гранат, ставролит и силлиманит — в наиболее метаморфизованных сланцах [2]. Высокоглиноземистые породы развиты на том же стратиграфическом уровне и в других районах Байкальской складчатой области — анайская свита Западного Прибайкалья и окуньская свита Северо-Байкальского нагорья. Пурпольская, анайская и окуньская свиты, следовательно, не только занимают одинаковое стратиграфическое положение, но и составляют генетически единый комплекс — формацию переотложенной коры выветривания [2, 12, 17]. К нижнему рифею также относятся красноцветные гонамская свита Алданского щита и мукунская серия Анабарского. Нижняя часть последней сложена главным образом мономинеральными кварцевыми песчаниками и залегают на породах архея с резким угловым и азимутальным несогласием, часто с корами выветривания каолинитового состава и основании. Гонамская свита также залегают с резким угловым несогласием на архейских породах и корях выветривания, однако в ее составе при общем преобладании кварца заметную роль играют и полевые шпаты.

Следует отметить, что и нижнерифейская (?) кординская свита Енисейского кряжа сложена кварцевыми песчаниками и конгломератами, филлитизированными и кристаллическими сланцами с силлиманитом, андалузитом, дистеном и гранатом. Встречаются также отдельные прослои мраморизованных известняков и доломитов, а в северо-западной части кряжа — альбитофиры и их туфы со следами химического выветривания¹ [3]. Приведенные данные свидетельствуют о том, что к началу рифея территория Сибирской платформы и значительная часть примыкающего к ней южного обрамления перешла в качественно новый, типично платформенный и преимущественно континентальный этап развития. К этому времени архейские и нижнепротерозойские образования были сильно дислоцированы, консолидированы и во многих районах подняты выше уровня моря. Последующая пенеппенизация континента происходила в условиях теплого или жаркого влажного климата и сопровождалась образованием, многократным разрушением и переотложением кор химического выветривания. На юге формация кор выветривания генетически связана с высокоглиноземистыми отложениями, на севере — парагенетически с красноцветами.

Предрифейский перерыв был одним из самых крупных для описываемой территории. Он охватил не только впервые возникшую Сибирскую платформу, но и Байкальскую область, а также многие районы Саяно-Тувинской системы, большая часть которой в начале позднего протерозоя развивалась в режиме, близком к платформенному [10, 11]. Позднее, в течение всего рифея, почти во всех районах Средней Сибири в осадочном и вулканогенно-осадочном процессе седиментации имели место многочисленные, но сравнительно непродолжительные и локального характера перерывы, приводившие к образованию пород, близких высокоглиноземистым. Наиболее значительный из них, видимо, был в среднем рифее, перед временем образования голоустенской свиты Западного Прибайкалья, лахандинской свиты майской серии восточной части Алданского щита и потоскуйской свиты тунгусикской серии Енисейского кряжа [8, 9]. Все названные свиты занимают в разрезе одинаковое стратиграфическое положение и характеризуются параметрами, свойственными высокоглиноземистым породам.

На рубеже рифея и венда, а точнее, рифея и юдомия, отмечается новый крупный перерыв, охвативший почти всю территорию Средней

¹ М. А. Семихатов [14] приводит ряд датировок абсолютного возраста рифейских пород Енисейского кряжа, указывающих на среднерифейский возраст сухопитской серии. Изотопный возраст кварцевых порфиров кординской свиты, в частности, составляет 1350 млн. лет.

Сибири, включая и отдельные районы Алтае-Саянской геосинклинальной области. Этот перерыв в разных местах был существенно различным по объему: В подавляющем большинстве районов в базальных толщах данного стратиграфического уровня присутствуют разной мощности горизонты мономинеральных кварцевых песчаников, рассматриваемых в качестве продукта переотложения кор химического выветривания (верхи излучинской и низы гравийской свит Игарского района; редколесная, угловская свиты Енисейского кряжа; нуртейская свита, нижняя и средняя части мотской свиты Саяно-Байкальской складчатой области и др.), а в боксонской свите венда Восточно-Саянской складчатой области отмечаются крупные скопления бокситов, ассоциирующиеся как с карбонатными породами, так и с мономинеральными кварцевыми песчаниками [4, 5, 17, 18]. Залежи бокситов обнаружены на том же стратиграфическом уровне (в верхах овсянковой свиты) и в бассейне р. Бирюсы (Козыревское рудопроявление). Широко распространены в венде красноцветные и пестроцветные терригенные и карбонатно-терригенные отложения.

Таким образом, в позднем протерозое Средней Сибири выделяются три наиболее крупных перерыва — предрифейский, среднерифейский и предвендский. Из них самым крупным был предрифейский перерыв. На примере позднего протерозоя Сибирской платформы и ее складчатого обрамления нами рассмотрен вопрос о методике выделения континентальных перерывов и эпох применительно к метаморфическим отложениям докембрия. Учитывая, что красноцветные формации широко представлены только в позднем докембрии, в основном во второй половине протерозоя, а в архее совсем неизвестны, то и выделение континентальных эпох по предложенной методике возможно только в позднедокембрийских отложениях. Выделение же перерывов по парагенезису высокоглиноземистых и монокварцевых пород, по-видимому, возможно не только в позднедокембрийских отложениях, но и архейских. На это указывает довольно широкое развитие такого типа пород и в архее. В частности, они известны из алданской серии нижнего архея Алданского щита, где образование их также связывается с переотложением кор химического выветривания из приподнятых относительно стабильных пенеппенизированных блоков в смежные бассейны седиментации [7].

На основании изложенного можно сделать следующие выводы. 1. Совместное нахождение в разрезе высокоглиноземистых и мономинеральных обломочно-кварцевых пород или их метаморфических производных служит надежным диагностическим признаком крупного перерыва, имевшего место перед их образованием. В тех случаях, когда в разрезе наблюдаются также угловые, структурные и литологические несогласия, отмечаются различия в степени метаморфизованности пород, появляются конгломераты, положение перерывов в конкретных разрезах докембрия устанавливается по совокупности структурно-тектонических, петрохимических и минералогических данных. 2. Наличие в пределах крупной территории в одном стратиграфическом интервале позднего докембрия указанных признаков крупных перерывов и красноцветных формаций свидетельствует о господстве континентальных условий выветривания и седиментации.

Литература

1. *Анатольева А. И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978, 189 с.
2. *Головенко В. К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977, 265 с.
3. *Жабин В. В.* К оценке бокситоносности докембрийских отложений Енисейского кряжа и приенисейской части Сибирской платформы.— Тр. СНИИГГИМС, 1967, вып. 58, с. 111—118.
4. *Жабин В. В.* К вопросу о возрасте и генезисе бокситов Боксонского месторождения.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск, 1971, с. 120—126.
5. *Жабин В. В.* Перспективы бокситоносности и пути дальнейших исследований Боксонского месторождения.— Тр. СНИИГГИМС, 1972, вып. 148, с. 35—43.
6. *Жабин В. В.* Высокоглиноземистые формации позднего докембрия Боксон-Сархойского синклиория (Восточный Саян) и Енисейского кряжа: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Томск, Госуниверситет, 1973, 25 стр.

7. Кулиш Е. А. Продукты кор выветривания Алданской подвижной области и условия их формирования.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 154—160.
8. Лизалек Н. А., Урумов Ю. Д., Чесноков З. Ф. Древняя кора выветривания Ийско-Туманшетского Присаянья.— Тр. СНИИГГИМС, 1967, вып. 66, с. 126—131.
9. Маслов В. К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье).— Геология и геофизика, 1974, № 11, с. 44—50.
10. Межеловский Н. В. Тектоническое развитие Саяно-Тувинской складчатой системы в позднем докембрии и раннем палеозое: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1971, 35 с.
11. Мусатов Д. И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Красноярск, ТГУ, 1966, 113 с.
12. Нижняя граница рифея и строматолиты афебия.— Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1978, вып. 312, 196 с.
13. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973, 309 с.
14. Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974, 300 с.
15. Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 5—15.
16. Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выветривания в истории докембрия.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 5—30.
17. Советов Ю. К. Петрографические ряды и горизонты песчаников в отложениях позднего докембрия на юго-западе Сибирской платформы (в связи с проблемой нижней границы юдомского комплекса).— В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 180—191.
18. Солонцов Л. Ф., Хоментовский В. В., Аксенов Е. М. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы и его возможные аналоги на Сибирской платформе.— В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 207—223.
19. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, 432 с.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
3.III.1981

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.492(729.1)

БОКСИТЫ ОСТРОВА КУБА

МИХАЙЛОВ Б. М.

В начале декабря 1977 г. на Кубе состоялось рабочее совещание стран — членов СЭВ по вопросам совместной разработки критериев прогнозирования месторождений в корях выветривания. Во время экскурсий, последовавших вслед за совещанием, его участники — представители ВНР, ПНР, СРР, СССР, ЧССР и СФРЮ ознакомились с новыми бокситовыми проявлениями, обнаруженными за последние годы на западе страны.

Остров Куба входит в состав архипелага Больших Антильских островов. На многих из этих островов (Ямайка, Гаити) известны крупные промышленные месторождения бокситов, и на первый взгляд удивительно их отсутствие на Кубе. Планомерных поисковых работ на бокситы на Кубе до сих пор не проводилось. Попутными исследованиями в различных районах острова за последние годы обнаружены рудопроявления различного генезиса и формационной принадлежности (фигура). Все известные рудопроявления могут быть объединены в четыре генетические группы, относящиеся к формации латеритных покровов либо к карбонатной бокситоносной формации: 1) псевдоморфные латерит-бокситы на массивах габбро; 2) бокситы в карстах на неогеновых известняках; 3) бокситы в карбонатных меловых отложениях; 4) бокситы молодых делювиальных свалов.

Псевдоморфные латерит-бокситы на габбро. Большая часть территории Кубы сложена крупными дифференцированными массивами пород основного состава, которые особенно широко распространены в центральной и восточной частях острова. На значительных площадях выходы этих пород перекрыты латеритной корой выветривания, детальное картирование и изучение которой только начинается. Анализы случайных образцов, отобранных в процессе маршрутных исследований, иногда показывают весьма высокие содержания глинозема. Так, например, А. М. Кудряшовым в восточной части острова из латеритной коры на габбро отобрана проба с содержанием 49% Al_2O_3 при 2,5% SiO_2 , т. е. являющаяся бокситом, характерным для современных латеритных покровов тропической зоны Земли.

Бокситы в карстах на неогеновых известняках. В центральных районах Кубы, особенно в провинции Камагуэй (в районе Сьерра де Кубитас), широко распространены приподнятые плато высотой 100—200 м, сложенные интенсивно закарстованными известняками. Изучение некоторых карстовых полостей позволило выявить в них высокоглиноземистые железистоглинистые образования, среди которых встречены мелкобобовые, а иногда землястые разности бокситов. Эти рудопроявления по морфологии, условиям залегания и генезису весьма сходны с промышленными месторождениями бокситов, эксплуатируемыми на соседнем острове Ямайка.

Бокситы в карбонатных меловых отложениях. На западе Кубы в провинции Пинар дель Рио в 1977 г. обнаружены коренные выходы бокситов

среди карбонатных отложений верхнего мела. Рудопроявление расположено на северном, обращенном к океану склоне моготы¹ Сьерра Асуль. Могота сложена известняками верхнего мела, интенсивно дислоцированными и разбитыми многочисленными разломами на отдельные блоки. Рудоносным является контакт светло-серых закарстованных известняков сеномана и темно-серых углистых известняков предположительно кампанского века. Рудный пласт, вскрытый канавой, падает под углом

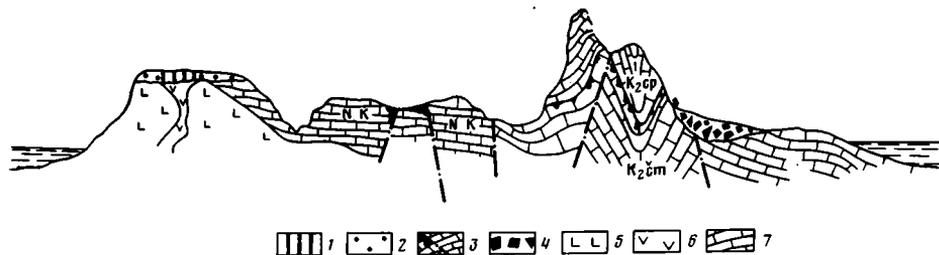


Схема размещения различных генетических типов бокситов на о. Куба

1 — псевдоморфные латерит-бокситы; 2 — никеленосные охры; 3 — бокситы в карстах; 4 — бокситы делювиальных свалов; 5 — серпентиниты; 6 — габбро; 7 — известняки

50—60° и имеет мощность около 6 м. В нижней части он представлен высококачественным очень плотным яшмовидным бокситом, сверху перекрытым более пористым желтовато-оранжевым бокситом. Последний, возможно, представляет собой подвергнувшийся выветриванию (латеритизации) слегка пиритизированный пестроцветный боксит низкого качества («пестроцвет»), весьма характерный для верхних горизонтов бокситоносных разрезов карбонатной бокситоносной формации СУБРа. Это предположение отчасти подтверждается строением рудного пласта, вскрытого скважинами на глубинах до 180 м. Здесь на светло-серых известняках сеномана залегает маломощный пласт яшмовидных краснокоричневых бокситов, выше переходящих в черные плотные бокситы с пиритом. Пласт, прослеженный в скважинах по падению на 200 м, весьма невыдержан: имеет переменчивые мощности, а иногда полностью выклинивается. Нижняя неровная поверхность со следами карстообразования свидетельствует о наличии карстовых залежей типа неглубоких обширных польев, формировавшихся во время континентального перерыва на приподнятой прибрежной равнине. Бокситы диаспоровые, диаспор-бемитовые с гематитом, аналогичные охарактеризованным ниже бокситам делювиальных свалов.

Бокситы делювиальных свалов. У подножия известняковых могот, протянувшихся вдоль северного побережья западной Кубы, за последние годы обнаружены значительные скопления делювиальных свалов — шлейфы, сложенные глыбами и обломками каменистых бокситов, погруженных в железистоглинистый рыхлый цемент. Общая длина этих шлейфов составляет около 15 км при ширине 100—400 м. Судя по данным бурения, мощность делювия иногда достигает 10—15 м. Количество крупных обломков бокситов в делювии колеблется в пределах 30—60%, увеличиваясь к кровле делювиального тела. Состав бокситов существенно гематит-диаспоровый, реже присутствует бемит. В зонах тектонических нарушений появляются корунд и хлориты. Содержание Al_2O_3 в среднем составляет 55—58% при 2—5% SiO_2 и 22—25% Fe_2O_3 при практически полном отсутствии серы (0,2—0,5% S) и CaO (0,1—0,2%). Интересно отметить, что как в коренном залегании, так и в свалах не обнаружены наиболее высококачественные «землистые» разности бокситов, составляющие 80% общих запасов на месторождениях Урала. В связи с этим следует с большой осторожностью проводить аналогию между меловыми

¹ Могота — широко используемый в кубинской геологической и географической литературе термин, обозначающий слегка вытянутую гору (часть хребта), сложенную преимущественно карбонатными породами и вследствие интенсивной закарстованности имеющую резко выраженные очертания («кегель — карст»).

бокситов Кубы и девонскими бокситов Урала (месторождение СУБРа).

Несмотря на столь большое многообразие генетических типов бокситов, благоприятный климат, наличие на соседних островах промышленных месторождений бокситов, по нашему мнению, на Кубе нельзя ожидать обнаружения крупных бокситовых месторождений с запасами в сотни миллионов тонн. В то же время сравнительно небольшие месторождения (10—30 млн. т), способные обеспечить сырьевую базу небольших глиноземных предприятий (производительностью 50—100 тыс. т глинозема), могут быть найдены. Наиболее перспективен тип делювиальных свалов, уже сейчас представляющий практический интерес, а также элювиальные развалы на коренных выходах бокситов. С этой точки зрения большое значение приобретает оценка поверхностей и южных склонов бокситоносных могог, где могут быть обнаружены новые рудные залежи. Коренные рудные залежи мелового возраста на сегодняшний день вряд ли могут представлять самостоятельный интерес в связи с незначительными размерами рудных тел, их дислоцированностью и вытекающей из этого сложностью отработки. Они могут быть вовлечены в эксплуатацию только после создания на Кубе глиноземной промышленности.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
20.11.1980

УДК 551.251 : 552.57 (571.56)

К ВОПРОСУ МЕТАМОРФИЗМА УГЛЕЙ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО БАССЕЙНА

КАНАНА Я. Ф.

В своей статье В. М. Желинский на основе сопоставления зон постдиagenетических преобразований терригенных пород, выделенных им в угленосной толще Южно-Якутского бассейна, с зональностью метаморфизма углей приходит к выводу о несогласованности этих видов зональности¹. Поскольку имеющиеся данные по физико-механическим свойствам углевмещающих пород, градиентам метаморфизма углей в вертикальном разрезе и др. противоречат подобному выводу, считаем необходимым сделать некоторые замечания по статье.

При описании региональной зональности катагенеза пород автор выделяет зоны раннего и позднего катагенеза и зону раннего метагенеза. Выделение указанных зон произведено по качественным признакам, что обуславливает расплывчатость их границ, в то время как стадии метаморфизма углей всегда выделялись на основе количественных показателей. На с. 106 указывается, что к зоне раннего метагенеза отнесены отложения нижнего горизонта юхтинской свиты в центральной части Чульманской впадины, в частности в районе пос. Чульман. Однако здесь юхтинская свита вмещает угли стадий Ж-К [1], и, следовательно, породы находятся на стадии катагенеза, поскольку жирные и коксовые угли не могут находиться в зоне метагенеза. На с. 108 автор пишет, что породы Нерюнгринского месторождения не могли погружаться глубже пород Чульмаканского месторождения, поскольку последние более преобразованы. Однако многочисленные данные свидетельствуют, что средняя плотность песчаников Нерюнгринского месторождения составляет 2,59 г/см³ [4, 8, 12], а средняя плотность песчаников Чульмаканского месторождения 2,55 г/см³ [12], т. е. породы Нерюнгринского месторождения более метаморфизованы. Стадия метаморфизма углей Нерюнгрин-

¹ В. М. Желинский. О катагенезе терригенных пород и метаморфизме углей Южной Якутии.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 2, с. 99—114.

ского месторождения КЖ, а Чульмаканского месторождения — в основном Ж [1]. Следовательно, согласно петрофизическому разрезу [2], метаморфизм углей этих месторождений вполне согласуется с катагенезом вмещающих пород. Таким образом, из приведенных данных вытекает, что более молодые угли Нерюнгринского месторождения в доинверсионный период погружались глубже по сравнению с более древними углями Чульмаканского месторождения, но не наоборот, как считает В. М. Желинский.

На с. 111—112 на основании температур декрепитации включений в кристаллах кварца в интервале 300—450° С он делает заключение о якобы наблюдающейся зависимости степени метаморфизма углей от температуры гидротермальной минерализации. Из приведенных гистограмм распределения температур декрепитации вытекает, что максимальное количество взрывов фиксируется в интервале от 70—90 до 200—220°. Включения, взрывающиеся при более высоких температурах, могут рассматриваться как случайные величины (флуктуации) в широком диапазоне температур, доходящих до 450°. Указанные включения должны обязательно изучаться визуально для выявления их природы. Они могли быть первично-гетерогенными или существенно газовыми, и температуры их гомогенизации и тем более декрепитации не могут, как известно, приниматься для оценки температур минералообразования. Если принять за верхний предел температур декрепитации 200—220°, то ему будет соответствовать (по В. М. Желинскому) температура гомогенизации около 150°. Примерно при такой температуре образуются угли коксовой стадии при региональном метаморфизме. Следовательно, есть все основания полагать, что температуры гомогенизации, получаемые при отбраковке неприемлемых высоких величин, соответствуют температурам недр, обусловленным палеогеотермическим градиентом в период максимального погружения углей рассматриваемых месторождений. Это означает, что предположение автора о влиянии гидротермальных процессов в региональном масштабе на метаморфизм углей ошибочно. В этой связи нужно отметить, что известное ртутное месторождение Никитовка, расположенное в угленосной толще Донецкого бассейна, характеризуется достаточно мощным проявлением гидротермальных процессов, в результате которых оно образовалось. Но эти процессы не оказали никакого влияния на метаморфизм углей, пласты которых залегают непосредственно в рудовмещающих песчаниках [5].

На с. 112 утверждается, что позднемезозойские интрузии и гидротермальные проявления существенно изменили первичную зональность регионального метаморфизма углей в бассейне. Поскольку никаких иллюстраций или описания, свидетельствующего в пользу такого утверждения, не приводится, оно не может быть принято. Напротив, как показывают, например, карты метаморфизма углей Чульманской впадины [1, 12], на региональном фоне метаморфизма не наблюдается каких-либо аномалий. На приведенной в статье фиг. 7 «Соотношение стадий породообразования и метаморфизма углей на различных участках Южно-Якутского бассейна» автор поместил стратиграфические разрезы с указанными стадиями метаморфизма углей в выделенные им зоны эпигенеза. Там же указывается предполагаемая глубина погружения углей до инверсии. Как мы уже отмечали на конкретных примерах по Нерюнгринскому и Чульмаканскому месторождениям, если привлечь физические свойства пород, например объемную массу, то некоторые разрезы на фиг. 7 оказываются явно не на своих местах. Так, угли Нерюнгринского месторождения, согласно типовому петрофизическому разрезу [2], погружались на глубину не менее 4 км, в то время как автор считает максимальной глубиной погружения этих углей 1300—1900 м, исходя из своей концепции несогласованной зональности метаморфизма пород и углей.

Преимущественно распространение в Южно-Якутском бассейне углей стадии Ж, КЖ, К В. М. Желинский объясняет исключительно своеобразными палеотемпературными условиями региона, опять-таки бездоказательно ссылаясь на тепловой поток, генерируемый глубоко залегающими

интрузивами. Если же исходить из закономерностей регионального метаморфизма углей, то распространение углей определенных стадий метаморфизма определяется уровнем эрозионного среза. Если бы эрозионный срез располагался, например, на 1 км выше, то коксовые и жирные угли залегали бы на глубине, а на поверхности находились преимущественно газовые угли и т. д. Автор совершенно не рассматривает градиентов метаморфизма в вертикальном разрезе. В то же время имеющиеся данные по Южно-Якутскому бассейну показывают, что величина градиента отражательной способности углей ($10 R^a/1000$ м) составляет 17,3 [11] и 17,0 [13]. Рассчитанный в том же диапазоне метаморфизма градиент $10 R^a/1000$ м для Донецкого бассейна составляет 17,4 [7]. Сравнение градиентов выхода летучих веществ (V^c , %/100 м) для соответствующих стадий метаморфизма углей по ряду месторождений Алдано-Чульманского района (Чульмаканскому, Денисовскому, Муастахскому, Олонгринскому, Кабактинскому и Якоцитскому) и Донецкому бассейну показало их идентичность [7]. Приведенные данные о градиентах метаморфизма свидетельствуют о равном палеогеотермическом градиенте в период максимального погружения угленосной толщи в Южно-Якутском и Донецком бассейнах, а значит, о равной величине ступеней соответствующих стадий метаморфизма углей.

Следует также рассмотреть причину повышенного метаморфизма углей на Алданском поперечном поднятии. Повышенный метаморфизм на этой площади по сравнению со смежными Усмунской и Чульманской впадинами В. М. Желинский также склонен считать аномалией. Мощности мезозойских отложений на площади поднятия соответствует мощностям пород в наиболее погруженной южной части Чульманской синклинали [10], что свидетельствует в пользу постседиментационного времени образования поднятия. Сужение выходов юрских отложений на площади поднятия по сравнению со смежными впадинами также свидетельствует в пользу позднемезозойского тектонического воздымания, в результате чего эрозионный срез на поднятии оказался более глубоким. Алданское поперечное поднятие отчетливо выделяется и в домезозойском фундаменте [3]. Следовательно, юрская угленосная толща подвергалась более глубокому эрозионному срезу на площади поднятия по сравнению со смежными впадинами.

Анализ закономерностей метаморфизма углей в некоторых структурах Кузнецкого и Донецкого бассейна позволяет понять причину повышенного метаморфизма на Алданском поперечном поднятии. Исследованиями в Прокопьевско-Киселевском районе Кузнецкого бассейна установлено [9], что на современном денудационном срезе по направлению к замковым частям брахисинклинальных складок наблюдается увеличение степени метаморфизма углей и при этом наиболее метаморфизованные угли находятся на антиклинальном перегибе осей складок. Позднее аналогичное явление было установлено в Донецком бассейне [6], где наиболее метаморфизованные антрациты распространены на площади Центрального поперечного поднятия в зоне антиклинального перегиба оси Главной синклинали бассейна. Закономерности регионального метаморфизма углей на площади Чульманской впадины показывают, что перед образованием Алданского поперечного поднятия наиболее метаморфизованные угли располагались в субширотной полосе в южной части впадины. В то же время, как установлено по многочисленным скважинам, степень метаморфизма увеличивается с глубиной согласно правилу Хильта. Следовательно, поперечным поднятием выведены на уровень эрозионного среза более метаморфизованные угли. При этом Алданское поперечное поднятие, являясь антисинклинальным перегибом оси Усмуно-Чульманской синклинали, вызвало сужение полосы мезозойских пород. Таким образом, здесь наблюдается полная аналогия с вышеописанными структурами Кузнецкого и Донецкого бассейна.

В заключение следует отметить серьезную методическую ошибку В. М. Желинского. Посвятив рассматриваемую статью катагенезу пород и метаморфизму углей, этот исследователь не привел никаких данных о

результатах изучения им углей. Все выводы о закономерностях метаморфизма углей этот автор делает на основании косвенных данных, не изучая самих углей, что с методической точки зрения некорректно.

Литература

1. Бредихин И. С. Южно-Якутский (Алданский) угольный бассейн.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. М.: Недра, 1973, с. 6—117.
2. Гречухин В. В. Закономерности регионального метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород.— Сов. геология, 1971, № 5, с. 21—37.
3. Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Рельеф фундамента Чульманской впадины и природа Южно-Чульманского разлома.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М.: Наука, 1970, с. 174—179.
4. Кабаков А. М., Кононец С. П. Физико-механическая характеристика вскрышной толщи разреза «Нерюнгринский».— Уголь, 1979, № 12, с. 48—50.
5. Канана Я. Ф. Продольная зональность оруденения в Донецком бассейне.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 139—142.
6. Канана Я. Ф. Метаморфизм антрацитов и палеотектоника Донецкого бассейна.— Сов. геология, 1974, № 6, с. 136—141.
7. Канана Я. Ф. Закономерности метаморфизма углей Алдано-Чульманского района.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 1, с. 74—78.
8. Киприянов Г. О., Сорокин В. С. Физико-механические свойства вскрышных пород Нерюнгринского угольного разреза.— В кн.: Горное производство на Крайнем Севере. Якутск, 1975, с. 8—16.
9. Молчанов И. И. Взаимосвязь зон углефикации и тектонические структуры Прокопьевско-Киселевского района Кузнецкого бассейна.— Тр. Геолого-исследовательского бюро. М.: Углетехиздат, 1948, вып. 3, с. 13—27.
10. Сюдюков Ш. А. Условия накопления угленосных отложений в Центральной части Южно-Якутского бассейна. Новосибирск: Наука, 1974. 78 с.
11. Фаткуллин И. Я. Метаморфизм углей и некоторые закономерности его изменения на Чульмаканском месторождении.— В кн.: Геологическое строение и метаморфизм углей Южно-Якутского бассейна. Якутск, 1976, с. 49—56.
12. Фролов В. И. Метаморфизм углей Алдано-Чульманского района. Новосибирск: Наука, 1975. 76 с.
13. Черский Н. В., Сюдюков Ш. А., Фролов В. И. Катагенез углей Ленского и Южно-Якутского бассейнов.— Бюл. научно-техн. информации Якутского филиала СО АН СССР (Геология и полезные ископаемые Якутии). Якутск, 1979, с. 20—22.

Тематическая экспедиция
производственного объединения «Укруглегеология»,
Донецк

Поступила в редакцию
24.XII.1980

УДК 553.645 : 550.4

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА СОЛЕЙ

СЕЛЕЦКИЙ Ю. Б., ПОЛЯКОВ В. А.

В данной статье проблема происхождения соляных отложений рассматривается с позиций изотопного состава водорода и кислорода — элементных составляющих водной массы солеродного бассейна. В случае, если водная масса морского происхождения, она будет отвечать с учетом эффектов фракционирования изотопному составу водорода и кислорода морской воды ($\delta D_{\text{SMOW}} = 0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0\text{‰}$ [7]), если эндогенного, то изотопному составу магматических пород ($\delta D_{\text{SMOW}} = -85 + -50\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +5,5 + 10\text{‰}$ [3]) или гипотетического ювенильного флюида ($\delta D_{\text{SMOW}} = -55\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +7\text{‰}$ [11]).

К сожалению, исследований в области изотопии водорода и кислорода кристаллизационных вод и жидких включений солей, выполненных единственно приемлемым в настоящее время масс-спектрометрическим методом, мало (см. таблицу). Из фигуры, отражающей соотношения концентраций дейтерия и кислорода-18 для тех объектов, которые были обследованы на оба изотопа, следует, что отдельные точки или семейства точек расположены в разных частях графика соотношений величин δD и $\delta^{18}\text{O}$. Однако только в одном случае (гидротермальное месторождение Куроко) мы заведомо знаем, что гипсы переотложенные. Во всех осталь-

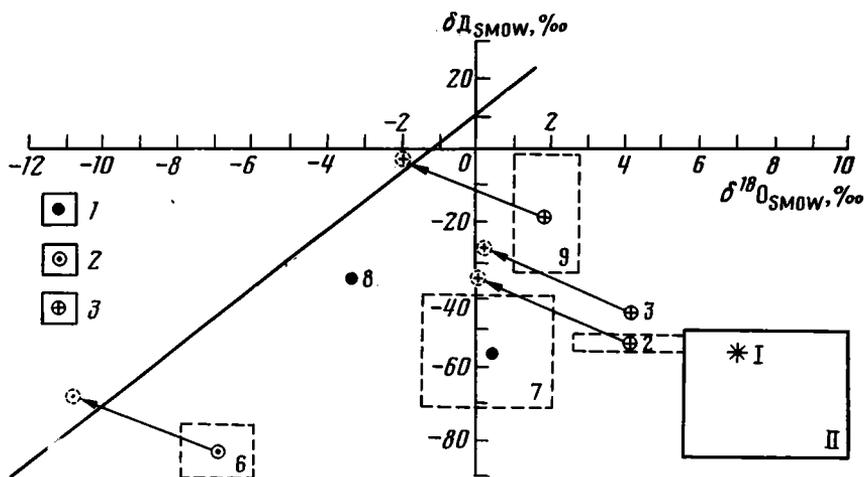
Концентрации дейтерия и кислорода-18 в кристаллизационных водах и жидких включениях солей

№ п.п.	Объект исследований	$\delta D_{SMOW}, \%$	$\delta^{18}O_{SMOW}, \%$	Источник
1	Гипсы	—	$-2,6 \div +18,0^*$	[5]
2	Карналлиты	$-56 \div -5^{**}$	$+2,6 \div +5,5^{**}$	[9]
3	Карналлит соляных промыслов Мертвого моря	-44^{**}	$+41^{**}$	[9]
4	Карналлит (Польша)	$-36,9 \pm 0,6$	—	[14]
5	Гипс (СССР, Исфара)	$-70,9$	—	[2]
6	Гипс (гидротермальное месторождение Куроко, Япония)	$-90 \div -75$	$-8 \div -6$	[10]
7	Галит (макровключения; СССР, Солотвинское месторождение)	$-71 \div -40$	$-1,5 \div +2,1$	[1]
8	Галит (микровключения; СССР, Артемовское месторождение)	-35	$-3,5$	[1]
9	Калийные соли (макровключения; СССР, Стебникское месторождение)	$-35 \div -1,6$	$+0,9 \div +2,7$	[3]
10	Галит (юрские отложения; СССР, Северный Кавказ)	$-51,1 \div -77,8$	—	[4]
11	Ангидрит (там же)	$-46,1$	—	[4]

* Относительно речной воды, изотопный состав которой не приводится.

** Пересчитано из величин, выраженных в атомных процентах.

ных случаях точки или их семейства занимают неопределенное положение по отношению к «реперам» — океанической воде, «магматической» и гипотетической ювенильной воде. В этой связи следует отметить, что концентрации дейтерия и кислорода-18 в водах, выделенных из солей, не идентичны концентрациям дейтерия и кислорода-18 в водах солеродных бассейнов и отличаются от них на величину, определяемую коэффициентом фракционирования.



Соотношение концентраций дейтерия и кислорода-18 в различных солях и реконструированный изотопный состав водорода и кислорода водной массы солеродных бассейнов 1 — галит; 2 — гипс; 3 — калийные соли. Цифрами у фигуративных точек обозначены объекты исследований (согласно порядковым номерам таблицы). I — изотопный состав водорода и кислорода гипотетических ювенильных вод [11]; II — изотопный состав водорода и кислорода магматических пород [3]. Стрелками отражена реконструкция изотопного состава водной массы соответствующих стадий солеродных бассейнов. Пунктирными линиями ограничены пределы колебаний концентраций дейтерия и кислорода-18 для объектов исследований, которые характеризуются более чем единичными определениями

Вопрос о процессах фракционирования для солей не разработан детально, однако общие положения по этому поводу известны. Так, Баррером и Денни [6] выявлена общая закономерность, выражающаяся в том, что содержание дейтерия в гидратированных солях всегда меньше, чем в водных растворах, с которыми соли находятся в равновесии. Ж. Фонте и Р. Гонфиантини [8] при исследовании изотопного состава кристаллизационной воды в гипсах также установили, что она обеднена дейтерием на 15‰ по сравнению с морской водой, в то время как кислородом-18 обогащена на 4‰. В соответствии с найденными величинами ими предложены формулы, по которым можно реконструировать изотопный состав эвапоритового бассейна, где образовывался гипс:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{басс}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{гипс}} - 4; \quad \delta\text{D}_{\text{басс}} = \delta\text{D}_{\text{гипс}} + 15.$$

Не противоречат этим величинам коэффициенты фракционирования для системы гипс — вода, приводимые в работе [13] $\alpha_{18\text{O}} = 1,004$ и $\alpha_{\text{D}} = 0,98$. Учитывая, что энергию связи кристаллизационной влаги в калийных солях можно считать близкой к энергии связи воды в гипсах, примем в первом приближении, что коэффициенты фракционирования изотопов водорода и кислорода в кристаллизационной воде калийных солей аналогичны приведенным выше для гипса. На этом основании реконструированный изотопный состав водных молекул соответствующих стадий существования солеродных бассейнов, в которых осаждались гипсы, будет характеризоваться определенным сдвигом в область более положительных концентраций дейтерия и более отрицательных концентраций кислорода-18 (см. фигуру).

Что касается галита, то вода в нем не является кристаллизационной. Поскольку инфракрасной спектроскопией в ряде случаев (например, [12]) в солях фиксируется свободный гравитационный флюид, то можно считать, что изотопный состав воды жидких включений галита может отражать именно тот изотопный состав, который характерен для солеродного бассейна на стадии садки галита. Для этого случая отклонение изотопного состава вод включений вправо от прямой атмосферных осадков (см. фигуру) можно объяснить кинетическими изотопными эффектами неравновесного испарения. В рамках имеющегося пока небольшого по объему фактического материала можно предположить, таким образом, что происхождение солей не связано с магматическими растворами и ювенильными водами.

Литература

1. Гуцало Л. К., Ветштейн В. Е., Артемчук В. Г. Использование изотопного состава рассолов для выводов об источнике солей и механизме их концентрации в солеродных бассейнах.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3, с. 692—695.
2. Дейтерий и кислород-18 в подземных водах (масс-спектрометрические исследования)/Селецкий Ю. Б., Поляков В. А., Якубовский А. В., Исаев Н. В./ М.: Недра, 1973. 144 с.
3. Тейлор Х. П. Применение изотопов кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213—298.
4. Федоров Ю. А. О результатах изучения дейтерия в растворах газово-жидких включений галогенных минералов Северного Кавказа.— В кн.: Проблемы геологии и рационального природопользования. Ростов-на-Дону, 1979, с. 53—60 (рукопись депонирована в ВИНТИ 17 декабря 1979 г., № 4282-79 Деп.).
5. Baertchi P. Über die relativen unter schieide in H_2^{18}O -gehalt natürlicher Wasser.— Helv. Chem. Acta, 1953, v. 36, p. 1352—1369.
6. Barrer R. M., Denny A. F. Water in hydrates. 1. Fractionation of hydrogen isotopes by crystallisation of salt hydrates.— J. Chem. Soc., 1964, Sept., p. 4677—4684.
7. Craig H. Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 natural waters.— Science, 1967, v. 133, № 3467, p. 1833—1834.
8. Fontes J. Ch., Gonfiantini R. Component isotopique an cours de l'evaporation de deux bassins sahariens.— Earth. and Planet. Sci. Lett., 1967, v. 3, p. 258—266.
9. Maass J. Beiträge zur Isotopengeologie der Elemente Wasserstoff, Kohlenstoff und Sauerstoff.— Isotopentechnik, 1962, № 2, S. 111—116.
10. Matsubaya O., Sakai H. Oxygen and hydrogen isotopic study on the water of crystallisation of gypsum from the Kuroko type mineralisation.— Geochim. J., 1973, v. 7, № 3, p. 153—165.
11. Olafsson J., Riley J. P. Geochemical studies on the thermal brine from Reykjanes (Iceland).— Chem. geol., 1978, v. 21, № 3/4, p. 219—237.
12. Sofer Z. Isotopic composition of hydration water in gypsum.— Geochim. et cosmochim. acta, 1978, v. 42, p. 1141—1149.

13. *Sofer Z., Gat T. R.* The isotopic composition of evaporating brines effect of the isotopic activity ratio in saline solutions.— *Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 179—186.

14. *Zuber A., Grabczak J., Kolonko M.* Environmental and artificial tracers for investigating leakage into salts mines.— In: *Isotope Hydrology 1978*. Vienna, 1979, v. 1, p. 45—62.

ВСЕГИНГЕО,
Москва

Поступила в редакцию
4.IX.1981

УДК 552.543 : 551. 763/781.3(477)

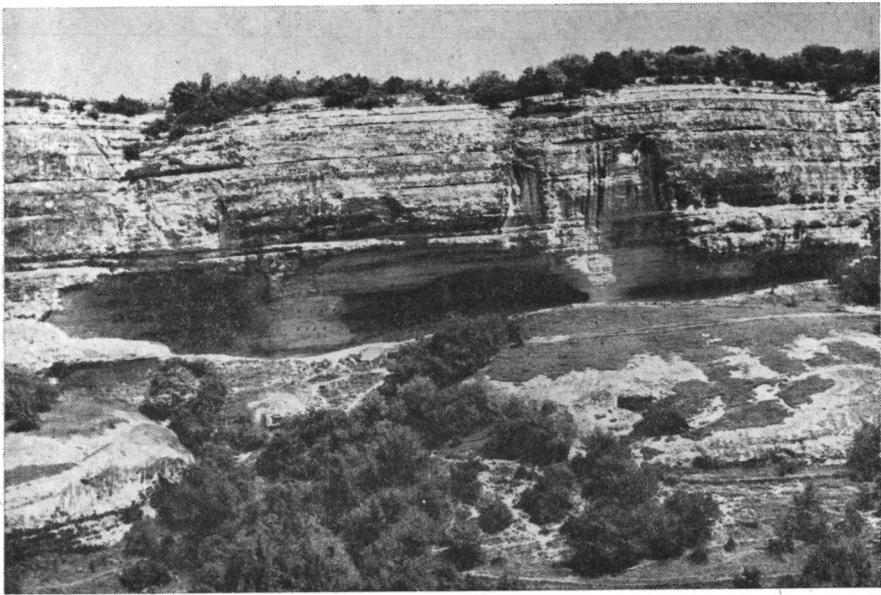
ДОЛОМИТИЗАЦИЯ И РАЗДОЛОМИЧИВАНИЕ В СЕНОН-ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ПОРОДАХ КРЫМА

ШЕХОТКИН В. В.

Доломит, недавно установленный в сенон-палеоценовых отложениях Крыма [10], встречается почти по всему разрезу (за исключением фораминиферовых известняков инкерманского яруса). Содержание его обычно невелико — от единичных кристаллов (в ремнях и коллофане, заполняющем камеры фораминифер) до нескольких процентов (в кокколито-фораминиферовых и кокколито-спикуловых известняках кампана и маастрихта, в мергелях качинского яруса). В алевритовых известняках и известковых глауконитовых алевролитах (фиг. 1, слой 1) пограничной маастрихтско-датской толщи юго-западного Крыма (15—20 м) содержание доломита увеличивается до 10%. В вышележащей, средней, части (фиг. 1, слой 2) датского яруса (15—20 м), сложенной пористыми мшанковыми, криноидно-мшанковыми, серпулово-мшанковыми известняками, оно достигает 20%, а местами и больше. В верхних 10—12 м датского яруса (фиг. 1, слой 3), где преобладают плотные полидетритовые известняки, а криноидно-мшанковые известняки образуют прослой, доломит встречается только в пределах последних.

Распределение доломита в породах невыдержанное. При незначительном содержании он встречается в виде отдельных кристаллов, реже образует небольшие скопления. В известняках датского яруса наблюдаются обогащенные доломитом участки, количество и размеры (обычно не превышающие нескольких метров) которых меняются по простиранию и в вертикальном направлении. Степень доломитизации в их пределах также крайне изменчива (что нередко наблюдается даже в одном шлифе). Внешне доломитизированные известняки почти не отличаются от чистого известняка. Обычно доломитизированные известняки желтоватые, более пористые и кавернозные. В обнажениях при выветривании на их месте часто образуются гроты (см. фиг. 1).

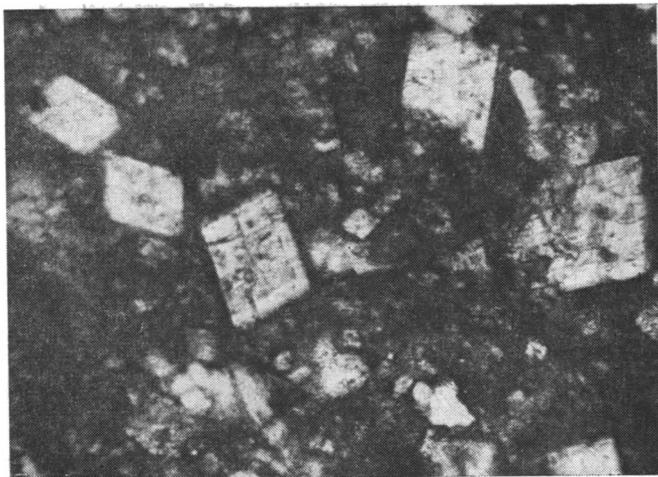
Доломит в породах в виде ромбоэдрических кристаллов (0,01 — 0,05 мм, реже до 0,1—0,2 мм) неравномерно распределен в основной микрозернистой кальцитовой массе породы (фиг. 2), в поровых пространствах, в камерах фораминифер, в зоэциях зоариев мшанок, в трубках серпул (фиг. 3), часто корродирует криноидный детрит (фиг. 4). В соседстве с обломками кварца, глауконитом, пиритом ромбоэдры оказываются недоразвитыми (фиг. 5). В хорошо перекристаллизованных участках доломит отмечается редко. Встречающиеся в них отдельные кристаллы, по-видимому, были захвачены при росте крупнокристаллического кальцита (см. фиг. 3). Чистые прозрачные кристаллы доломита редки, обычно он содержит пылевидные включения кальцита: Попадают зональные кристаллы, они всегда крупнее преобладающей массы мелких ромбоэдров, в центре часто наблюдаются скопления микритового кальцита, пустоты выщелачивания, что является следствием дедоломитизации. Раздоломичивание обычно начинается с центральной части кристалла или развивается зонально (см. фиг. 5). Наиболее сильно дедоломитизация проявляется в хорошо пронизаемых породах — алевролитах и мшанковых известняках. Многие кристаллы доломита здесь в различной степени выщелочены, вплоть до образования ромбоэдрических пустот. В мергелях доломит лишь слегка корродирован (см. фиг. 2).



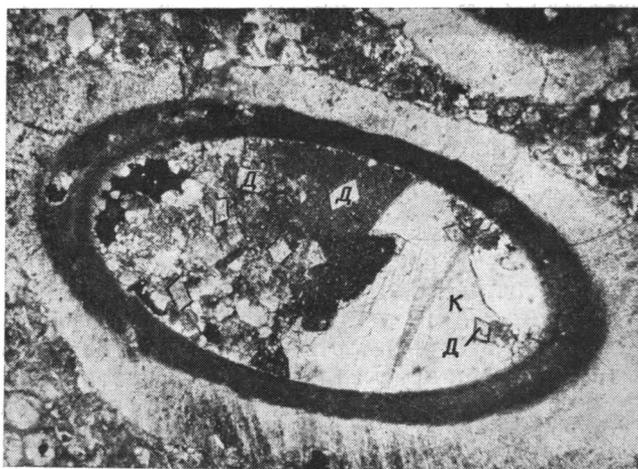
Фиг. 1. Обнажение датского яруса в Иосафтовой долине близ г. Бахчисарай

Принадлежность ромбоэдрических кристаллов к доломиту подтверждается окрашиванием, кристаллооптическим, химическим, термическим и рентгеноструктурным анализами. Содержание MgO в доломитизированных известняках достигает 4,5%, что с учетом незначительного содержания в них силикатов соответствует $\sim 20\%$ доломита. На термограммах доломитизированных пород помимо пиков, характерных для кальцита, проявляется более слабый эндотермический максимум при $740\text{--}820^\circ\text{C}$, свойственный доломиту. На рентгенограммах ему соответствуют рефлексы с d (Å): 2,888—2,899 (10); 2,019—2,020 (2); 1,763 (2). Но у большинства изученных в иммерсии кристаллов доломита равен $1,680 \pm 0,002$, что указывает на принадлежность их к обычному магнезидоломиту с незначительным содержанием Fe. У некоторых, главным образом зональных ромбоэдров, N_0 оказался неодинаковым для разных зон кристалла: в центральной части и в зонах, затронутых раздоломичиванием, он равен 1,670—1,675. В зонах, где дедоломитизация не проявлялась, $N_0 = 1,678\text{--}1,682$, т. е. таков, как и у подавляющей массы ромбоэдров доломита. Следовательно, в породах присутствуют наряду с «нормальным» доломитом, образования с иной оптической характеристикой. По-видимому, они аналогичны обедненным магнием (в сравнении с теоретическим составом доломита) кальциевым разновидностям доломита, описанным А. Кацем [16] и Ф. Липпманом [17].

Пятнистое распределение доломитсодержащих участков в породах, непостоянство их размеров и изменчивость степени доломитизации внутри пятен свидетельствуют о вторичном характере доломита. Локализация его кристаллов среди микрозернистого кальцита, наличие в них примесей микритового карбоната, так же как врезание доломита в кальцитовые остатки фауны, указывают на то, что доломит образовался в результате замещения карбонатного материала, слагавшего раковины органических остатков и цементирующую их массу. Недоразвитие ромбоэдров доломита в соседстве с зернами раннедиагенетического глауконита подтверждает, что образование их происходило после того, как глауконит успел затвердеть. «Запечатывание» кристаллов доломита в кремнях и фосфате указывает на позднедиагенетическое, а возможно, и более позднее время образования доломита. Несомненно, что рост кристаллов происходил в несколько стадий, временами прекращался и сменялся растворением отдельных зон и центральных частей кристаллов, сложенных метастабильными кальциевыми разновидностями доломита. Это подтверждается присутствием не только однородных, но и зональ-



Фиг. 2. Кристаллы доломита в основной массе мергеля качинского яруса. Юго-западный Крым, с. Танковое. Шлиф, увел. 65, николи+

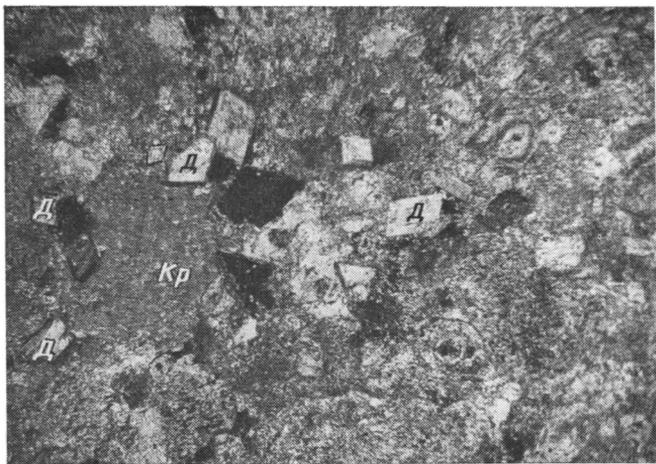


Фиг. 3. Кристаллы доломита в канале серпулы (Д — доломит, К — кальцит). Юго-западный Крым, с. Залесное. Датский ярус. Шлиф, увел. 50, николи+

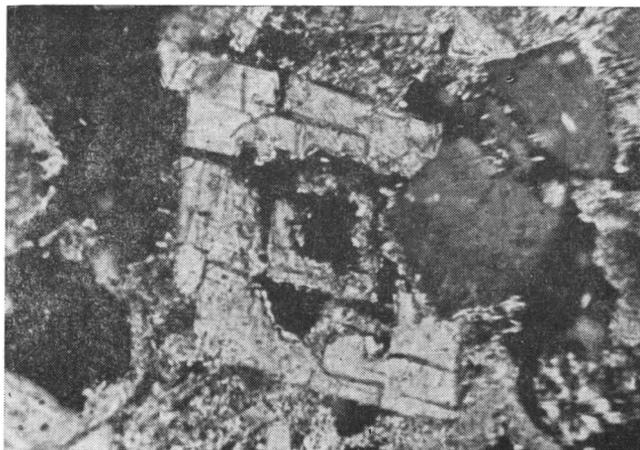
ных кристаллов, часто с выщелоченными зонами. Согласно Н. М. Страхову [6], для метасоматического преобразования кальцита в доломит на стадии диагенеза наиболее благоприятны обводненность, большая пористость и проницаемость карбонатного осадка. Сейчас пористость мшанковых известняков составляет 30—35%, в диагенезе она была больше и благоприятствовала свободной циркуляции магнийсодержащих растворов. Дополнительное пространство для растворов появлялось также за счет контракции осадка в процессе доломитизации.

Наиболее частая приуроченность доломита к участкам, обогащенным остатками багряных водорослей, криноидей, мшанок, серпул и краний, дает основание предположить, что основным источником магния в сенон-палеоценовых отложениях Крыма являлись эти остатки [10]. Известно, что все современные виды иглокожих, мшанки, серпулы, багряные водоросли, остатки беззамковых брахиопод-краний состоят из высокомагнезиального кальцита, скорость трансформации которого в более устойчивые низкомагнезиальные формы различна [9, 13, 20]. Наиболее быстро изменяются остатки иглокожих, в частности криноидей, которые перекристаллизовываются в монокристаллы низкомагнезиального кальцита [18]. В случае значительного содержания в осадках криноидей диагенетический доломит приурочивается к горизонтам, обогащенным этими остатками [7, 18, 19]. По-видимому, багрянки, криноидеи, мшанки, серпулы, краии сенон-палеоценовых отложений Крыма при жизни также состояли из метастабильных форм высокомагнезиального

Фиг. 4. Коррозия кристаллами доломита (Д) обломка криноида (Кр). Криноидно - мшанковый известняк. Датский ярус. Карьер «Южный». Шлиф, увел. 50, николи+



Фиг. 5. Зональный кристалл доломита в алевролите. Верхи маастрихтского яруса. Юго-западный Крым, с. Предушельное. Шлиф, увел. 15, николи+



кальцита. Стабилизация их структуры сопровождалась потерей магния, что приводило к локальной доломитизации в толще осадков. Косвенное подтверждение такого вывода — низкое содержание в этих остатках магния по сравнению с теми же формами, обитающими в современных морях [1, 2, 6, 10, 13]. В остатках крапий содержится 0,55—2,16% магния, в трубках серпул 0,5—2, в зоариях мшанок, 0,45—0,74, в панцирях морских ежей 0,12—0,62, в иглах ежей до 0,8, в остатках криноидей 0,5—0,7, в багряных водорослях 0,1—0,2%. Следовательно, в сенон-палеоценовых отложениях Крыма накопление магния происходило биогенным путем. Высвобождение и перераспределение его в диагенезе привело к образованию доломита.

Таким образом, геологические исследования дают возможность диагностировать доломит и установить характер его распределения в породах. Термодинамические расчеты позволяют в общих чертах оценить устойчивость компонентов при трехфазном равновесии «кальцит — доломит — раствор», т. е. условия экссолюции доломита из кальцита и последующего раздоломичивания пород. Если исходить из того, что температура среды осадка и общее давление в нем изменяются слабо и доломитизация происходит в стандартных условиях, то основными физико-химическими факторами, определяющими это равновесие, будут: величина парциального давления углекислого газа (P_{CO_2}), рН среды (который в основном регулируется P_{CO_2}) и соотношение активностей (а следовательно, и концентраций) ионов кальция и магния в исходной среде [8, 11, 12, 14, 15]. При расчетах использовались термодинамические кон-

станты, приведенные в работе Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста [3]. С их помощью вычислены значения изобарно-изотермического потенциала^{*} (стандартной свободной энергии, ΔF) образования доломита и кальцита (соответственно — 26,89 и — 11,38 ккал), а на основе последних рассчитаны константы растворимости этих минералов ($10^{-19,714}$ и $10^{-8,34}$). Используя значения этих величин, можно теоретически оценить влияние различных факторов на равновесие в системе $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

Первое условие равновесия определяется из отношения констант растворимости доломита (K_d) и кальцита (K_k) и выражается через константу равновесия (K_1), где $K_d = [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{Mg}^{2+}] \cdot [\text{CO}_3^{2-}]^2 = 10^{-19,714}$, $K_k = [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{CO}_3^{2-}] = 10^{-8,34}$,

$$K_1 = K_d : K_k = [\text{Mg}^{2+}] \cdot [\text{CO}_3^{2-}] = 10^{-11,364}.$$

Здесь $[\text{Ca}^{2+}]$, $[\text{Mg}^{2+}]$, $[\text{CO}_3^{2-}]$ — активности ионов кальция, магния и карбоната в насыщенных растворах (т. е. равновесных как с кальцитом, так и с доломитом).

Таким образом, K_1 определяется величинами активностей ионов магния и групп CO_3^{2-} в иловых водах. $[\text{CO}_3^{2-}]$, так же как рН раствора, регулировалось величиной P_{CO_2} . Углекислота в осадках генерировалась за счет разложения органики, что приводило к снижению рН, уменьшению концентрации ионов CO_3^{2-} и увеличению $[\text{Mg}^{2+}]$. Значит, P_{CO_2} оказывает косвенное влияние на активность (и концентрацию) ионов Mg^{2+} в растворе, т. е. на трехфазное равновесие «кальцит — доломит — раствор». Однако ничтожно малая величина K_1 позволяет пренебречь этим влиянием.

Второе условие равновесия определяется из отношения $K_d : K_k^2$ [8] и выражается через константу равновесия (K_2)

$$K_2 = \frac{K_d}{K_k^2} = \frac{[\text{Mg}^{2+}]}{[\text{Ca}^{2+}]^2} = \frac{10^{-19,714}}{(10^{-8,34})^2} = 10^{-3,024} \approx 0,001.$$

Таким образом, трехфазное равновесие «кальцит — доломит — раствор» в основном определяется отношением активностей ионов Mg^{2+} и Ca^{2+} в иловых водах. Это отношение можно выразить через концентрации ионов, которые с активностями ионов связаны зависимостью:

$$\text{Mg}^{2+} : \gamma_{\text{Mg}^{2+}} = m_{\text{Mg}^{2+}}, \quad \text{Ca}^{2+} : \gamma_{\text{Ca}^{2+}} = m_{\text{Ca}^{2+}},$$

где $m_{\text{Mg}^{2+}}$, $m_{\text{Ca}^{2+}}$ — концентрации ионов; $\gamma_{\text{Mg}^{2+}}$, $\gamma_{\text{Ca}^{2+}}$ — коэффициенты активностей ионов.

Следовательно, доломитизация осадков могла происходить в том случае, если соотношение активностей ионов магния и кальция в растворе, находящемся в контакте с карбонатом кальция, превышало величину 1 : 1000, которая характеризует равновесное состояние раствора по отношению как к кальциту, так и доломиту [14]. Такая обстановка в илстом карбонатном осадке создавалась на участках скопления остатков организмов, сложенных из метастабильных форм высокомагнезиального кальцита, в порах и внутри раковин — в относительно изолированном пространстве, где быстрее всего достигалась концентрация ионов магния, достаточная для кристаллизации доломита. При этом вначале, по-видимому, возникали обедненные магнием кальциевые разности доломита, образывавшие ядра кристаллов (см. фиг. 5). Лишь при достижении в иловых водах отношения $\text{Mg}^{2+} : \text{Ca}^{2+}$, значительно превышающего величину 1 : 1000, начал кристаллизоваться обычный доломит, отвечающий теоретическому составу двойной соли кальция и магния с

¹ Для метасоматических процессов правильнее использовать значения изменения изохорно-изотермического потенциала (ΔF). Однако при расчетах устойчивости различных систем удобнее пользоваться величиной ΔZ , расчет которой проще, а отклонение от значений ΔF невелико [4, 5].

незначительной примесью железа (фиг. 5, внутренняя доломитовая зона). Постепенное снижение отношения $Mg:Ca$ до величины, близкой 0,001, в результате расходования части ионов магния и отсутствия восполнения их, очевидно, вновь способствовало росту зон кальциевого доломита. Дальнейшее уменьшение отношения $Mg:Ca$ создавало условия, при которых система «вода — осадок» смешалась в поле устойчивости кальцита, что приводило к растворению зон кальциевого доломита и замещению их кальцитом. Этот вывод основывается на данных А. Каца [16] и Ф. Липпмана [17], показавших, что дедоломитизации подвергаются только кальциевые разности доломита, термодинамически столь же неустойчивые, как и высокомагнезиальный кальцит. Наиболее легко раздоломитчивание происходило в хорошо проницаемых доломитсодержащих породах в периоды перерыва в осадконакоплении. По-видимому, процесс растворения доломита под воздействием растворов бикарбоната кальция происходит в обнажениях и сейчас, способствуя образованию ромбоэдрической пористости. Не исключено, что он оказывает влияние на формирование крупных ниш в толще мшанковых известняков датского яруса. Доломитизации и раздоломитчиванию пород не всегда уделяется должное внимание. Они ухудшают физико-механические свойства пород, увеличивая их неоднородность, пористость и проницаемость. В Крыму это необходимо учитывать при разработке мшанковых известняков датского яруса для строительства.

Литература

1. Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря.— Тр. Биогеохимической лаб. АН СССР, 1937, т. 4, ч. 2, 392 с.
2. Вольф К. Х., Силингар Дж. В., Билес Ф. У. Элементарный состав карбонатных органических остатков, минералов и осадков.— В кн.: Карбонатные породы. Т. 2. М.: Мир, 1971, с. 9—111.
3. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968, 368 с.
4. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое средство) и применение их в геологии. М.: Недра, 1965, 116 с.
5. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 337 с.
6. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 574 с.
7. Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.: Изд-во АН СССР, 1980, 215 с.
8. Хсу К. Дж. Химизм доломитообразования.— В кн.: Карбонатные породы. Т. 2. М.: Мир, 1971, с. 129—140.
9. Чилингер Дж. В., Биссел Х. Дж., Вольф К. Х. Диагенез и катагенез карбонатных пород.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 165—290.
10. Шехоткин В. В. О доломитизации в известняках датского яруса Горного Крыма.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 5, с. 1187—1189.
11. Янатьева О. К. Растворимость доломита в водных растворах солей.— Изв. сектора физ.-хим. анализа Ин-та общей и неорганич. химии АН СССР, 1950, т. 2, с. 252—268.
12. Bär O. Beitrag zum Thema Dolomitentscheidung.— Zentr. Mineral. Geol. Paläontol., Abt. A., 1932, S. 46—62.
13. Chave K. E. Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms. 2. Calcareous sediments and rocks.— J. Geol., 1954, v. 62, № 3, p. 226—283.
14. Halla F., Ritter F. Eine Methode zur Bestimmung der Änderung freien Energie Reaktionen der Typus $A(s) + B(s) = AB(s)$ und ihre Anwendung auf das Dolomit Problem.— Z. Phys. Chem., Leipzig, 1935, B. 175, S. 63—82.
15. Halla F., Chilingar G. V., Bissel H. J. Thermodynamic studies on dolomite formation and their geologic implications: an interim report.— Sedimentology, 1962, v. 1, p. 296—303.
16. Katz A. Calcian Dolomites and Dedolomitisation.— Nature, 1968, v. 217, № 5127, p. 439—440.
17. Lippmann F. Sedimentary Carbonate Minerals. Berlin — Heidelberg — New York. Springer-Verlag, 1972, 228 p.
18. Lucia F. J. Diagenesis of a crinoidal sediments.— J. Sediment. Petrol., 1962, v. 32, p. 848—865.
19. Selim A. A., Duff McL D. Carbonate facies in the Lower Carboniferous (Visean) of St. Monance, East Fife, Scotland.— J. Sediment. Petrol., 1974, v. 44, № 3, p. 806—815.
20. Stehli F. G., Hover J. Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments.— J. Sediment. Petrol., 1961, v. 31, p. 358—371.

ХРОНИКА

УДК 553.94

ЗАСЕДАНИЯ КОМИССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО КОМИТЕТА
ПО ПЕТРОЛОГИИ УГЛЕЙ

ТИМОФЕЕВ П. П., БОГОЛЮБОВА Л. И.

В г. Урбана штата Иллинойс (США) с 18 по 20 мая 1979 г. проходила XXXII сессия трех комиссий Международного комитета по петрологии углей, которая была приурочена к IX Международному конгрессу по стратиграфии и геологии карбона. В сессии приняли участие представители 14 стран мира. Всего на сессии было 57 человек. От Советского Союза в работе комиссий приняли участие член-кор. АН СССР П. П. Тимофеев (ГИН АН СССР) и канд. геол.-мин. наук И. Б. Волкова (ВСЕГЕИ). Пленарное заседание 18 мая было открыто президентом МКПУ М. Т. Маковской (ФРГ). Далее Н. Кей (Англия) доложил о состоянии вопроса по разработке стандартов петрографического изучения битуминозных углей и антрацитов, включающих изготовление препаратов, определение минералов и микролитотипов углей, измерение отражательной способности витринита. Р. Ноель (Бельгия) резюмировал результаты обсуждения Международной промышленной классификации углей на заседании Экономического комитета Европы в Женеве в 1979 г. Он сообщил, что для определения стадий углефикации углей принят параметр величины отражательной способности витрина, но предложено установить цифровые границы между бурыми, битуминозными углями и антрацитами. Обсуждалась необходимость переиздания Международного словаря по петрологии углей в связи с полученными за последнее время новыми данными по микрокомпонентному составу углей и методам их изучения.

Члены комиссий единогласно присудили медаль П. Тиссена крупному канадскому ученому в области петрографии и геологии угля П. Хаккебарду (Канада), активно участвующему в работе комиссий почти с момента их создания. Решались финансовые и организационные вопросы, а также были доложены результаты выборов должностных лиц. Генеральным секретарем МКПУ избран Р. Ноель, а президентом комиссии по применению данных петрологии в геологии стал Н. Бостик (США). На заседаниях комиссий по общей петрографии углей (комиссия I), использованию данных петрологии углей в геологии (комиссия II) и использованию данных петрологии углей в промышленности (комиссия III) обсуждались в основном те же вопросы, которые более детально разобраны на следующей встрече в г. Острове (ЧССР), состоявшейся с 14 по 26 апреля 1980 г. На заседаниях комиссий в г. Острове присутствовало около 90 человек из 21 страны мира. От Советского Союза в работе комиссий приняли участие член-кор. АН СССР, зам. директора ГИН АН СССР П. П. Тимофеев, старший научный сотрудник ГИН АН СССР Л. И. Боголюбова и зав. лабораторией парагенетических связей каустобиолитов Н. П. Гречишников.

I. Пленарное заседание 14 апреля было открыто президентом Международного комитета по петрологии углей Д. Г. Марчисоном (Англия). Приветствовал собравшихся членов комиссий генеральный директор Научно-исследовательского института топлива инженер Мацура (ЧССР). Генеральный секретарь Международного комитета по петрологии углей Р. Ноель (Бельгия) доложил о результатах выборов должностных лиц. Далее было принято предложение о втором издании Международного словаря по петрологии углей, включающего приложения, опубликованные в 1971, 1976 гг.

II. На заседаниях комиссии по общей углепетрографии (президент М. Вольф, ФРГ) в основном обсуждался вопрос определения компонентов угля методом количественной диагностики. Это особенно важно, подчеркнули советские углепетрографы, при исследованиях рассеянного органического вещества осадков для установления стадий катагенеза осадочных пород и палеотемператур. В этих случаях обнаруживаются трудности визуальной диагностики частичек органического вещества по цвету, который обуславливается как генезисом компонента, так и стадией его углефикации. Р. Маршалл (Англия) доложил результаты определения компонентов группы витринита и инертинита методом измерения отражательной способности, что было сделано в различных лабораториях мира на одинаковых образцах. Результаты подобных исследований по витриниту и резиниту карбоновых углей сообщил А. Смит (Англия). При сравнении результатов исследований, полученных в различных лабораториях мира, выяснилась их некоторая разноречивость, поэтому было решено продолжить исследования по разработке унифицированного метода количественного определения компонентов углей с помощью измерения их отражательной способности. Разноречивость данных межлабораторных исследований по разграничению витринита и резинита советские углепетрографы объясняют частично наличием в карбоновых углях компонентов, возникших при геелефикации тканей спорангиев. Такие компоненты, как показал анализ полученных данных, одними исследователями отнесены к витринитам по структурным и морфологическим признакам, а другим —

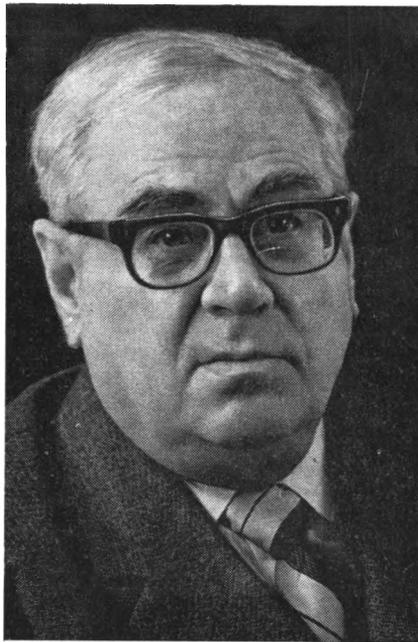
к резиниту по их цвету. Для устранения различных толкований одного и того же факта советские углепетрографы предложили гелефицированные ткани спорангиев выделить в особый компонент под названием спорангинит. На этом же заседании продолжалось обсуждение природы компонента сапропелевых углей — сапровитринита. Этот компонент в отличие от витринитов гумусовых углей не образует полос и характеризуется более темной окраской. Продолжительная дискуссия не выявила единого мнения в понимании природы этого компонента и целесообразности его выделения, поскольку вопрос о его генезисе остался еще открытым.

III. На заседании комиссии по применению данных петрологии углей в геологии (президент *Б. Альперн*, Франция) продолжалось обсуждение классификации твердых нефтяных битумов и рассеянного органического вещества осадков. *Х. Якоб* (ФРГ) сообщил результаты межлабораторных исследований двух образцов твердых нефтяных битумов методами измерения отражательной способности, флюоресценции (в водной иммерсии или сухим объективом) и микрорастворимости в иммерсионном масле с тремя градациями: не растворим, слабо растворим, сильно растворим. Эти межлабораторные исследования проводились с целью идентификации вида битумов и определения их места в классификации Абрахама, которая принята за основу. Анализ материалов показал почти полную сходимость результатов исследований в различных лабораториях мира. Один из этих битумов определен как эпи-, а второй — как мезо-импанит. Сделан вывод о том, что все три метода очень эффективны для идентификации битумов и могут быть рекомендованы в качестве стандартных. Далее *П. Робер* (Франция) проиллюстрировал дисперсное сапропелевое вещество сланцев под люминесцентным микроскопом. Сапропелевая основная масса характеризуется красным свечением, что подтвердило необходимость выделения второго типа сапропелевого вещества в отличие от светящегося оранжевым и желтовато-зеленоватым тоном. Сапропелевое вещество с красной люминесценцией впервые было обнаружено советскими углепетрографами при изучении «черных сланцев» Атлантики и Тихого океана.

IV. На заседании комиссии по применению данных петрологии углей в промышленности главное внимание было уделено обсуждению основных параметров проекта Международной промышленной классификации углей, которая должна быть представлена на заседание Экономического комитета Европы в г. Женеве. *Б. Альперн* предложил следующие параметры промышленной классификации углей: степень углефикации, петрографический состав, отражающий фаціальную принадлежность угля, теплотворную способность для углей с выходом летучих веществ больше 33% и содержание водорода для углей с выходом летучих веществ <5%. Одновременно обсуждался вопрос разграничения углей по величине отражательной способности. В результате дискуссии принято считать наиболее правильной границей между лигнитами и твердыми бурыми углями величину отражательной способности в масле 0,5%, между твердыми бурыми и каменными углями $R=0,6\%$, между каменными углями и антрацитами $R=2,0\%$. *М. Т. Маковская* (ФРГ) критически оценила промышленную классификацию углей, разработанную в СССР *И. В. Ереминым*, и промышленную классификацию, предложенную английскими углепетрографами. Результатом этого явился новый вариант Международной промышленной классификации углей, который обсуждался на предыдущих заседаниях указанной комиссии в 1973 и 1979 гг., а также дискутировался и в текущем году. В ходе рассмотрения различных классификаций не было выработано полного единства взглядов на принципы построения Международной промышленной классификации углей, однако поручено рабочей группе подготовить окончательный ее вариант к октябрю с. г. На заседании комиссией слушались доклады о прогнозе коксующейся способности углей по петрографическим признакам, а также демонстрировался новый микроскоп-фотометр с использованием компьютера.

V. На заключительном пленарном заседании комиссии подведены итоги работы, после чего было принято решение о проведении следующих заседаний комиссий Международного комитета по петрологии углей в апреле 1981 г. во Франции.

VI. Выводы. Констатируется успешное использование во многих странах мира углепетрографических исследований при решении многих практических задач нефтяной и угольной геологии, а также коксовой промышленности. Это достигнуто благодаря развитию и внедрению в углепетрографию новых методов диагностики составных частей углей с помощью измерения величины их отражательной способности и эффекта флюоресценции. В практике углепетрографических исследований все шире стали применяться автоматизированные методы, что ускоряет первичную обработку материала и делает ее более массовой. В настоящее время расширились объекты углепетрографических исследований, в арсенал которых включены не только уголь, но и битуминозные сланцы континентов и океанов. В дальнейшем необходимо эффективнее использовать встречи с учеными разных стран для обмена опытом как в выработке унифицированной терминологии, так и методов исследования горючих ископаемых.



НИКОЛАЙ БРОНИСЛАВОВИЧ ВАССОЕВИЧ

(30 марта 1902 г.— 24 ноября 1981 г.)

24 ноября 1981 г. скоропостижно скончался член-корреспондент АН СССР, заведующий кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ, профессор, доктор геолого-минералогических наук, член бюро Междуведомственного литологического комитета, один из выдающихся советских литологов Николай Брониславович Вассоевич. Советская наука понесла невосполнимую утрату; память о нашем выдающемся современнике, его жизни и трудах на долгие годы сохранится в сердцах его товарищей, многих тысяч учеников и последователей.

Редколлегия
Междуведомственный
литологический комитет

Кафедра геологии и геохимии
горючих ископаемых МГУ
Геологический институт АН СССР

Н. Б. Вассоевич родился 30 (17) марта 1902 г. в г. Ростове-на-Дону. После окончания Ленинградского горного института (1924 г.) он с увлечением начал свои геологические исследования, успешно совмещая практические изыскания и научную работу. С первых же лет отчетливо выявился широкий круг его интересов, благодаря чему среди печатных трудов Н. Б. Вассоевича — публикации по вопросам палеонтологии, стратиграфии, литологии, тектоники, учения о формациях, геологии и геохимии нефти, палеогеографии, региональной геологии, учения о биосфере, истории геологических наук, геологической терминологии и т. п. Каждая из почти 500 его печатных работ всегда базировалась на тщательно проверенном фактическом материале и содержала много свежих, подчас новаторских мыслей.

Полевые исследования Н. Б. Вассоевича, проходившие в различных районах Северного Кавказа, Закавказья, Ферганы, Арктики, о. Сахалина и других регионов нашей страны, были связаны с изучением самых различных осадочных пород, что способствовало формированию у него ярко выраженного стремления к раскрытию закономерностей седиментационного процесса и литогенеза.

Им изучались проблемы слоистости, ритмичности осадочных образований, возникновения подводных оползней, разрабатывались методы исследования моласс, конгломератов и вопросы классификации текстурных знаков.

В процессе своих исследований на юго-восточном Кавказе и в Кахетии Н. Б. Вассоевич уделял значительное внимание вопросам структурно-фациального районирования, оказавшегося в дальнейшем перспективным при изучении крупных литологических комплексов и целых осадочных бассейнов.

Исключительное значение приобрел многолетний труд Н. Б. Вассоевича, посвященный природе флиша. Он впервые показал, что эти своеобразные осадочные толщи отнюдь не являются случайным сочетанием слоев различного состава, а их циклическое чередование подчинено вполне определенной последовательности. Монографическое исследование «Флиш», опубликованное в виде двух книг, вышедших в переводе также и в ряде зарубежных стран, способствовало выявлению целого ряда особенностей, характерных для циклического седиментационного процесса. Исходя из установленной закономерности чередования пород, Н. Б. Вассоевич разработал метод стратиграфического расчленения этих своеобразных образований, а также оригинальную методику детального послонного сопоставления (коннекси) разрезов, расположенных на значительном удалении один от другого. Эти приемы были успешно использованы Николаем Брониславовичем при изучении Новороссийского месторождения цементного сырья, приуроченного к флишу.

Своими исследованиями Н. Б. Вассоевич доказал правомерность выделения флиша в самостоятельную литологическую формацию, или, по предложенной им терминологии, геогенерацию. Его работы по флишу и молассам, выполненные в период 1935—1940 и 1945—1952 гг., стали прекрасным образцом применения формационного анализа.

Почти шесть десятилетий творческой деятельности Николая Брониславовича были теснейшим образом связаны с изучением нефтегазоносных областей; его исследования явились крупнейшим вкладом в нефтяную литологию и геохимию каустобюлитов. Целый ряд работ Н. Б. Вассоевича посвящен проблеме нефтематеринских свит и их диагностике. Развивая вопросы, связанные с катагенетическими преобразованиями захороненного органического вещества, Н. Б. Вассоевич ввел понятие о «микронепти» — субстанции, первоначально рассеянной в толще осадочных пород, а затем постепенно образующей скопления и, наконец, крупные залежи в пористых коллекторах. Выдающимся научным открытием была разработка понятий о главной фазе и главной зоне нефтеобразования. Первые же публикации Н. Б. Вассоевича по этому вопросу, появившиеся в 1967—1970 гг., получили широкий резонанс в мировой печати, и в наши дни ни одна научная работа по проблемам генезиса нефти не обходится без упоминания этих двух важнейших элементов процесса образования нефти.

Крупным вкладом Н. Б. Вассоевича в нефтяную геологию явилась дальнейшая углубленная разработка идеи И. О. Брода о нефтегазоносности бассейнов, выполненных осадочными породами. К этой проблеме Н. Б. Вассоевич совместно с сотрудниками возглавлявшей им кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ подошел с широких позиций фациально-литологического анализа, придавая при этом большое значение истории формирования всего комплекса осадочных образований, слагающих бассейны, детальному изучению геохимической характеристики рассеянного в них органического вещества, определению его нефтегазоматеринского потенциала и условиям его реализации в процессе катагенетических преобразований.

Имея в виду широко распространенное явление, когда различные исследователи неверно понимают друг друга из-за расхождения в применяемой ими терминологии, Н. Б. Вассоевич с исключительным вниманием относился к определению понятий и уточнению терминов, добиваясь такой филологической четкости, которая исключала бы противоречивые трактовки. Его понятийно-терминологические работы пользуются самой широкой известностью, причем предложенная им терминология для шкалы катагенеза и стадий нефтегазообразования принята всеми геологами-нефтяниками СССР.

Показательным примером настойчивого стремления Николая Брониславовича к предельной четкости научных формулировок является само наименование современной теории генезиса нефти. Он назвал ее осадочно-миграционной с тем, чтобы исключить возможность неоднозначной трактовки, которая имеет место в том случае, когда применяют выражение «органическое происхождение нефти».

Многие труды Н. Б. Вассоевича посвящены важнейшим вопросам нефтяной литоло-

гии и геохимии; им исследована роль глин в процессах нефтеобразования, разработаны литолого-геохимические критерии нефтегазоносности глубоких горизонтов в бассейнах разного типа, сформулированы критерии оценки нефтематеринского потенциала пород и т. д.

Справедливо придавая исключительно большое теоретическое и прикладное значение проблеме, связанной с ролью органического вещества в современных и ископаемых осадках, Н. Б. Вассоевич организовал серию всесоюзных семинаров по этой теме, а также семинары, посвященные вопросам нефтегазоносности осадочных бассейнов. Такие форумы (общее число которых превысило 10) привлекали многие сотни литологов и нефтяников, способствуя повышению их квалификации и широкому распространению новейших достижений теоретической геологии.

Николай Брониславович Вассоевич был исключительно трудолюбивым и работоспособным. Для него не было ни выходных дней, ни праздников, и работал он по многу часов в сутки. Его отличали благожелательное отношение к молодым ученым и исключительная требовательность к самому себе. Он всегда был честен и прямолинеен в научных спорах, самоотверженно боролся с любыми искажениями фактов и никогда не шел на компромиссы со сторонниками идей и взглядов, основанных на конъюнктурных соображениях. Находясь около 20 лет на посту заведующего кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых Московского государственного университета, Н. Б. Вассоевич подготовил несколько тысяч геологов-нефтяников, среди которых много крупных специалистов в области нефтяной литологии и геологии; его учеников и последователей можно встретить не только в любом уголке Советского Союза, но и буквально по всему миру. Он состоял членом редколлегии двух международных и целого ряда советских журналов, а также являлся почетным членом Польского геологического общества. В качестве члена-корреспондента АН СССР Н. Б. Вассоевич с большой энергией участвовал в деятельности различных научных советов и комиссий, связанных с разработкой учения о горючих полезных ископаемых, посвященных процессам литогенеза, учению о биосфере и вопросам научной терминологии. В течение многих лет он являлся членом Комитета по Ленинским и Государственным премиям при Совете Министров СССР.

Находясь в течение последних трех недель в больнице, он напряженно работал до самого последнего часа; ровно за 4 месяца до восьмидесятилетия неожиданно оборвалась его плодотворная жизнь.

Многочисленные друзья и товарищи по работе, ученики и последователи Николая Брониславовича глубоко скорбят в связи с понесенной тяжелой утратой и навсегда сохраняют в своей памяти светлый образ выдающегося ученого.

*Л. И. Боголюбова, Ю. К. Бурлин, В. А. Гроссгейм, М. К. Калинин,
В. И. Попов, С. Г. Саркисян, А. В. Сидоренко, П. П. Тимофеев,
В. В. Тихомиров, В. Т. Фролов, В. Е. Хаин, И. В. Хворова, В. Н. Холодов*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

V. N. KHOLODOV (Editor), **G. A. KALEDA**, **A. G. KOSSOVSKAJA**,
G. F. KRASHENINNIKOV, **A. P. LISITZIN**, **A. K. LISITZIN**, **O. I. LUNEVA**,
B. M. MICHAÏLOV, **A. B. RONOV**, **A. S. SOKOLOV**, **V. A. TENJAKOV**,
P. P. TIMOFEEV, **I. V. KHVOROVA**

Адрес редакции:

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

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 02.02.82 Подписано к печати 24.03.82 Т-04279 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт. 12,3 тыс. Уч.-изд. л. 12,5 Бум. л. 4,0
Тираж 1073 экз. Зак. 4030

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

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ. 1975. 110 с. 72 к.

Сборник посвящен минералогии и физико-химическим условиям формирования глинистых минералов в различных профилях выветривания. Дается детальная характеристика продуктов гипергенного преобразования кристаллических и терригенно-эффузивных пород в Тункинской впадине, рассматривается состав и строение коры выветривания на траппах, подробно освещаются вопросы минералогии глинистых ассоциаций в четвертичных отложениях района Усть-Илимского водохранилища.

Книга рассчитана на литологов и минералогов.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ.

**Материалы Первого всесоюзного радиогеохимического
совещания [15—19 мая 1972 г., Новосибирск].**

1975. 295 с. 2 р. 93 к.

В работе отражены основные проблемы геохимии радиоактивных элементов в процессах эволюции земной коры. Приведены новые сведения о распределении и поведении этих элементов в процессах образования осадочных магматических и метаморфических горных пород. Описаны современные методы определения содержания пространственного распределения и форм нахождения урана и тория в различных геологических объектах.

Сборник представляет интерес для геологов, литологов, петрологов, геохимиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.