

Литология
**и ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ**

1967

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 3, 1967 г.

МАЙ — ИЮНЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон, И. В. Белова, О. А. Дворецкая, Ю. И. Лубченко, Г. В. Мотузова, Е. В. Черкасова. Малые элементы в осадочном марганцеворудном процессе	3
Л. Е. Штеренберг. К вопросу о распределении Ni и Co по площади Чиатурского месторождения	34
А. Б. Исаева. Химический состав железо-марганцевых конкреций Индийского океана	43
П. А. Карпов, А. Л. Лосев, А. В. Шилин. Минералогия и условия образования девонских оолитовых железных руд на восточном склоне Воронежской антеклизы	57
А. У. Абдуллаев. О девонских бокситах Средней Азии	70
И. Б. Волкова. О кремневых конкрециях в пластах угля Канско-Ачинского бассейна	81
А. Э. Конторович. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты	90
А. К. Лисицин, А. И. Круглов, В. М. Пантелеев, В. Д. Сидельникова. Условия накопления урана в низинных старичных торфяниках	103

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. И. Парфенов. Особенности гипсотизации ангидритов	117
М. Д. Булгакова. Крестяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования	127
В. А. Шумлянский. Пример эпигенетического восстановления пород над нефтегазоносной структурой	134

МЕТОДИКА

Ю. В. Миртов, Г. А. Кротов, М. И. Симкина. О применении метода реплик для изучения фосфоритов	139
---	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

С. Б. Бакиров, Г. А. Ярмак. По поводу статьи И. З. Колесниковой «Материалы к палеогеографии области восточных предгорий Малого Каратау в эпоху верхнего палеозоя»	141
---	-----

ХРОНИКА

П. П. Тимофеев. Заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу	144
Библиография	149

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 3, 1967
MAY — JUNE

CONTENTS

N. M. Strakhov, E. S. Zalmanzon, I. V. Belova, O. A. Dvoretzkaia, Yu. I. Lubchenko, G. V. Motuzova, E. V. Cherkasova. Minor elements in the sedimentary manganese-ore process	3
L. E. Sterenberg. To the problem of Ni and Co distribution over the area of Chiatyry deposit	34
A. B. Isaeva. Chemical composition of iron-manganese concretions of the Indian Ocean	43
P. A. Karpov, A. L. Losev, A. V. Shilin. Mineralogy and formation conditions of Devonian oolite-iron ores on the eastern flank of Voronezh antecline	57
A. U. Abdullaev. On Devonian bauxites in Middle Asia	70
I. B. Volkova. On flint concretions in coal seams of Kansk-Achinsk basin	81
A. E. Kontorovich. Geochemistry of Upper Devonian deposits on the West-Siberian platform	90
A. K. Lisitzin, A. I. Kruglov, V. M. Panteleev, V. D. Sinelnikova. Conditions of uranium accumulation in low ox-bow turfaries	103

SHORT NOTES

S. I. Parfenov. Specific features in anhydrite gypsitization	117
M. D. Bulgakova. The Krestyach conglomerate of the Lena River estuary and its origin.	127
V. A. Shumlyansky. An example of epigenetic rock reduction above an oil and gas-bearing structure	134

METHODS OF RESEARCH

Yu. V. Mirtov, G. A. Krotov, M. I. Simkina. On the use of replica method in studying phosphorites	139
---	-----

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

S. B. Bakirov, G. A. Yarmak. Regarding the article by I. Z. Kolesnikova «Data on the paleogeography of the area of eastern foothills of Maly Karatau during the Upper Paleozoic»	141
--	-----

CHRONICLE

P. P. Timofeev. Sessions of International Commissions on the coal-petrographic nomenclature and on coal-petrographic analysis	144
Bibliography	149

УДК 550.42 : 551.46.062.4 : 553.32

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСАДОЧНОМ МАРГАНЦОВОРУДНОМ ПРОЦЕССЕ

*Н. М. СТРАХОВ, Э. С. ЗАЛМАНЗОН, И. В. БЕЛОВА,
О. А. ДВОРЕЦКАЯ, Ю. И. ЛУБЧЕНКО, Г. В. МОТУЗОВА,
Е. В. ЧЕРКАСОВА*

Известно, что во всех осадочных марганцевых рудах помимо главных рудообразующих элементов — марганца и железа — всегда присутствует еще ряд микроэлементов, особенно Ni, Co, Cu, Ba и др. До сих пор, однако, систематического изучения распределения этих элементов в марганцевых рудах, по крайней мере в СССР, поставлено не было. Их определения имеют случайный характер, выполняются в подавляющем большинстве случаев полуколичественным спектральным анализом, а полученные цифры не подвергаются обработке и генетическому осмыслению; исключением являются, пожалуй, только современные железомарганцевые стяжения пелагических зон океанов.

Такое положение дела никак нельзя признать удовлетворительным. Наличие многих микроэлементов в марганцевых рудах делает их по существу поликомпонентным телом, и, стало быть, при расшифровке генезиса руд необходимо принимать во внимание не только геохимию самого марганца, но и сопутствующих ему Fe, Mo, Ni, Co, Cu и других малых элементов. Такой усложненный подход может, по-видимому, открыть некоторые новые стороны в генезисе осадочных марганцевых руд и осадочного рудного процесса вообще.

В настоящем сообщении кратко излагаются результаты определений Mn, Fe, V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, W, Pb, Zn, Ga и Ge в рудах ряда современных и древних марганцевых месторождений. Все определения, за исключением Pb и Zn, выполнены количественными химическими методами, определения Zn — полярографически, а Pb — количественным спектральным методом. Выбор объектов был сделан с таким расчетом, чтобы охватить исследованием все фациально-генетические типы марганцевых руд, выделенные первым автором сообщения (Страхов, 1965).

I. Mn, Fe и МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В СОВРЕМЕННЫХ МАРГАНЦОВЫХ РУДАХ

В таблицах 1 и 2 приведены усредненные характеристики современных марганцевых накоплений: озерных, морских и океанических. Геологические условия их возникновения недавно были достаточно охарактеризованы (Страхов, 1965) и потому здесь опускаются¹.

Из табл. 1 отчетливо видно, что все фациально-генетические типы современных накоплений марганца — озерные, морские, океанические —

¹ Детальная их характеристика, равно как и других типов руд — олигоценых и вулканогенно-осадочных, — дается в монографии «Очерки геохимии осадочного марганцеворудного процесса», сданной в печать.

Содержания Fe и Mn в современных рудных осадках, %

Водоем	Fe	Mn	Mn : Fe	Число образцов
Пуннус-Ярви	16,10	21,0	1,3	41
Финские озера:				
Карма-Ярви	29,10	16,1	0,51	14
Некроон	29,9	11,9	0,44	69
Онкинез	36,6	6,0	0,16	179
Койрусвези	29,2	6,1	0,24	45
Поровези	36,0	3,8	0,15	57
Баренцево море	16,40	21,39	1,3	2
Карское »	9,1—16,8	До 8,91	0,54—0,91	—
Балтийское »	23,85	6,77	0,28	1
Ботнический залив	9,14	11,75	1,28	2
Рижский »	19,9	9,57	0,48	12
Финский »	12,33	23,53	1,91	1
Черное море	26,52	6,79	0,25	15
Индийский океан	14,05	14,38	1,00	6
Атлантический »	16,4	13,12	0,80	21
Тихий »	11,11	18,58	1,67	158

представляют собой типичные биметаллические образования. В них всегда велико содержание железа; чаще всего оно даже превалирует, а марганец является подчиненной частью руды.

Из 16 марганцеворудных водоемов, по которым имеется аналитический материал, только в пяти средний марганцевый модуль выше единицы, т. е. содержание Mn больше содержания Fe, но и в этих случаях превалирование первого элемента над вторым невелико; средние величины отношения Mn : Fe чаще всего составляют 0,3—1,3, редко выше и только в Тихом океане достигают величины 1,67, а в центральной части океана даже свыше 3.

Интересные соотношения вырисовываются при сравнении марганцевых модулей вмещающих и подстилающих осадков с модулем руд. Уже обращалось внимание на то, что в серых илах, подстилающих руды во всех бассейнах, модуль очень низок: 0,015—0,020 (Страхов, 1965). В окисленной зоне, содержащей стяжения, марганцевый модуль выше: 0,030—0,060. В самих же стяжениях его средняя величина, как мы только что видели, колеблется от 0,15 до 1,91. Как понять эти соотношения?

Только единственным образом. Отделяясь от вмещающих илов и формируя стяжения, Fe и Mn смешиваются друг с другом во все возрастающей степени. В самом деле, если марганцевый модуль осадка равен 0,015, то это означает, что на 1000 единиц Fe приходится всего 15 единиц Mn; степень их смешения (интеграции), очевидно, мизерная. Но если марганцевый модуль 0,5—1,0—1,3 и так далее, то на 1000 весовых единиц железа приходится уже 500—1000—1300 единиц марганца. Такие соотношения указывают, конечно, только на усиленное смешение (интеграцию) обоих рудообразующих элементов. Таким образом, формирование современных биметаллических железо-марганцевых накоплений всех фациально-генетических типов обязано отнюдь не прогрессирующему отделению железа от марганца, как это принято считать, а, наоборот, ярко выраженному их смешению, интеграции. Если говорить о процессах дифференциации, то они проявляются в отделении *обоих этих элементов* от силикатного материала вмещающих илов, сами же рудные элементы в конкреции при этом испытывают прогрессирующее смешение друг с другом.

Содержание малых элементов в современных рудах и вмещающих осадках, 10⁻⁴ %

Водоем	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mn	W	Zn	Pb	Ga	Ge	Zr	Примечания
Современные руды													
I. Озеро Пуннус-Ярви (14 обр.)	7,7	5	7	12	4,5	10	29	86	6	4	1	—	Мп 16,9%
Карское море (1 обр.)	560	48	30	62	15	37	52	67—75	11	12	1	—	Мп 1%
Белое » (1 объединен.)	224	31	30	35	16	20	44	51	8	11	1	—	Мп 1%
II. Балтийское море (1 обр.)	146	19	60	53	14	107	42	110—115	25	11	4	—	Мп 6,77%
Финский залив (1 обр.)	67	20	60	150	38	221	34	160	11	8	1	—	Мп 6,7%
Рижский » (8 обр.)	88	22	58	84	20	69	31	126	18	8	1	—	Мп 9,57%
Черное море (15 обр.)	186	20	83	283	37	18	40	—	—	—	—	48	Мп 6,79%
III. Атлантический океан (21 обр.)	700	20	3460	3000	1080	740	—	630	1660	—	—	—	Мп 13,12%
Индийский » (6 обр.)	—	—	1900	6300	5370	220	—	570	1400	—	—	—	Мп 14,38%
Тихий » (158 обр.)	540	10	3000	6200	4200	350	—	760	1200	10	4—6	630	Мп 18,58%
Вмещающие осадки													
I. Озеро Пуннус-Ярви (алеюриты)	49	21	6	12	15	Нет	26,5	75	18	12	2	—	
II. Белое море (глинистые пески)	67	37	10	28	12	Нет	31	62	8,5	15	2	—	
Черное » (глинистые илы)	93,5	56,5	14	40	30	1,57	35	—	—	—	—	122,1	
III. Атлантический океан	140	86	38	140	130	9	—	130	45	—	—	130	
Тихий »	130	78	110	300	400	40	—	200	110	—	—	160	
Коэффициенты концентрации относительно вмещающих осадков													
I. Озеро Пуннус-Ярви	0,32	0,36	0,8	0,9	0,38	Очень большая	1,0	1,1	0,4	0,3	0,7	—	
II. Белое море	3,3	0,85	3,0	1,3	1,33	Очень большая	1,4	1,4	1,0	0,26	0,5	—	
Черное »	2,0	0,35	6,0	7,1	1,2	115	1,1	—	—	—	—	0,4	
III. Атлантический океан	5,0	0,25	91	21,5	83	82	—	—	—	—	—	—	
Тихий »	4,1	0,13	27,3	20,7	10,5	8,18	—	3,8	11	—	—	3,9	

Не менее интересные соотношения обнаруживаются в группе малых элементов (табл. 2). Бросается в глаза неуклонный рост содержаний малых элементов от озерных рудных накоплений к морским и океаническим. В рудах оз. Пуннус-Ярви количества V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Ge исчисляются единицами в $10^{-4}\%$, хотя среднее содержание железа и марганца в них высокое и аутигенная часть руд составляет около 60—70% массы руды при 21% марганца; только количества вольфрама и цинка повышены. В морях Карском, Белом, Балтийском и двух его заливах, а также в Черном море содержания тех же микроэлементов почти на порядок выше и измеряются десятками, а иногда даже сотнями в 10^{-4} ; отстают в этом росте лишь Ga и особенно Ge. Масса аутигенной части руд при этом, однако, не испытывает существенных изменений, а содержание марганца невелико и держится на уровне 1—9,57%, т. е. ниже, чем в озере Пуннус-Ярви. В железо-марганцевых стяжениях океанов концентрации большинства микроэлементов измеряются уже тысячами единиц в $10^{-4}\%$, т. е. еще на один-полтора порядка выше, чем в морях; только содержания ванадия выражаются сотнями, а хрома — даже десятками единиц. Общее прогрессивное обогащение малыми элементами в ряду от озер к океанам совершенно очевидно; но идет оно у разных элементов неодинаковыми темпами.

Так, резкое увеличение содержаний V и Cr происходит при переходе от пресноводных руд оз. Пуннус-Ярви к морским, в океанических же стяжениях прирост содержаний V относительно небольшой, а у Cr не отмечается совсем. Содержания Co, Ni, Cu, Mo, W, Zn, Pb значительно растут уже при переходе от руд оз. Пуннус-Ярви к морским, но особенно резкий скачок происходит при переходе от руд морских к океаническим. Наименьший прирост содержаний показывают Ga и Ge, причем он реализуется только при переходе от пресноводного озера к морям и отсутствует при переходе от морей к океану. Учитывая, что V, Cr, Ga и Ge геохимически гораздо менее подвижны сравнительно с группой Co, Ni, Cu, Mo, W, Pb, Zn, можно сказать, что в фаціальном ряду водоемов накопление в конкрециях более геохимически подвижных элементов происходит гораздо энергичнее, чем элементов менее подвижных.

Сопоставим теперь концентрации малых элементов в конкрециях с содержанием их во вмещающих осадках. К сожалению, данных для этого меньше, но они весьма показательны.

В средней части табл. 2 показано, что содержания всех элементов в морских отложениях выше, чем в осадках оз. Пуннус-Ярви, а в океанических резко выше, чем в морских. Таким образом, рост содержаний микроэлементов в стяжениях происходит параллельно увеличению их содержаний во вмещающих илах, что и естественно. Более близкое рассмотрение материала вскрывает, однако, еще один интересный факт: увеличение содержаний элементов в конкрециях происходит не только параллельно увеличению их содержаний во вмещающих илах, но даже более интенсивными темпами. Это видно уже из простого сопоставления процентных содержаний микроэлементов, но особенно отчетливо — из сравнения коэффициентов концентрации (см. табл. 2). Коэффициент концентрации никеля, например, от единицы в озерных рудах возрастает до 1,3—7,1 в морях и до 20,7—21,5 в океанах; меди — от 0,38 в озерных илах до 1,2—1,33 в морских и до 10,5—83 в океанских. То же наблюдается у Co, Mo, W, Zn, Pb, т. е. в группе более геохимически подвижных элементов. Более интенсивное накопление этих элементов в стяжениях сравнительно с ростом их содержаний в илах в ряду оз. Пуннус-Ярви → моря → океаны несомненно.

Спрашивается, чем объясняются все эти закономерности? Низкое содержание микроэлементов в осадках оз. Пуннус-Ярви определяется, вероятно, тем, что последние представлены алевритами с малым количеством тонкодисперсной фракции, главной носительницы этих элементов.

К тому же быстрый темп формирования стяжений, конечно, тормозит перемещение микроэлементов к конкрециям, тем более, что в данном случае имеет место значительное латеральное смещение материала из профундальных илов в прибрежные пески (Страхов, 1965). В озерах с более тонкозернистыми вмещающими осадками вполне вероятно более высокие содержания микроэлементов; этим, по-видимому, и объясняются большие их концентрации в шведских и финских рудах (Ljunggren, 1955; Landergren, 1948)².

Таблица 3

Ход концентрирования элементов в пелагических илах и конкрециях

Элементы	В мелководных илах *	Концентрирование в пелагических илах в седиментогенезе	Концентрирование в стяжениях в диагенезе	
			относительно пелагических илов	относительно мелководных илов
I. Коррелирующие с Mn				
Mn	I	8	32	256
Mo	I	46	8,78	404
Ni	I	6	20,7	124
Cu	I	8,3	10,5	87,1
Zn	I	2	3,5	7,0
II. Коррелирующие с Fe				
Fe	I	1,7	2,1	2,45
Co	I	7	27,3	191
Pb	I	5,5	11,0	60,5
Sr	I	1	4,3	4,3
V	I	1	4,1	4,1
Zr	I	1	3,9	3,9
Ti	I	1	1,43	1,43
Cr	I	0,78	1,25	1?
III. Не коррелирующие ни с Mn, ни с Fe				
Ba	I	5,3	0,8?	4,2(?)
Y	I	5,5	1,06	5,8
Sc	I	2	0,4	0,8
La	I	1,7	1,06	1,8
В среднем:		6,1	8,0	

* Осадки шельфа и начала континентальной ступени.

V, Cr, Zr включены в эту группу условно

Рост содержаний малых элементов в морских отложениях является результатом большей тонкозернистости морских илов, что позволило им отдавать в иловый раствор несравненно большее количество Co, Ni, Cu, Mo и других микроэлементов. Это же обстоятельство способствовало как увеличению процентных содержаний микроэлементов в стяжениях, так и росту темпов их накопления, тем более, что в данном случае далекая литеральная миграция их исключается. Что касается резкого возрастания содержаний микроэлементов в океанических илах, то причиной его является дальнейший рост тонкозернистости илов, что неизбежно вызывает все возрастающее обогащение их микроэлементами, так как, чем тоньше фракция взвесей, поступающих на дно, тем богаче она Mn, Ni, Co, Cu, Mo, Pb, Zn (Страхов, 1967). Уже это обстоятельство создавало повышенное содержание микроэлементов в стяжениях; второй фактор — это длительность процесса конкрециеобразования, во много раз превосходящая длительность его в морях. Это способствовало стягиванию в конкреции даже относительно малоподвижных элементов.

Для конкреций пелагических океанских областей мы можем сейчас приблизительно оценить влияние седиментационной стадии, обогащавшей микроэлементами вмещающие илы, и диагенетической стадии, обогащавшей теми же микроэлементами стяжения (табл. 3). В левой половине табл. 3 указывается накопление элементов в пелагических илах относительно илов мелководных, что должно рассматриваться в качестве явления седиментационного и являться мерилем интенсивности процессов осадочной дифференциации материала еще в водной массе океанов, в ходе транспортировки веществ. В правой половине показаны коэффи-

² К сожалению, определения эти сделаны спектральным методом и потому не вполне сопоставимы с нашими данными.

циенты концентрирования элементов, входящих в стяжения, относительно их содержаний во вмещающих илах; эти цифры выражают роль диагенетического перераспределения веществ в формировании стяжений.

Сопоставляя обе колонки цифр, нетрудно заметить, что роль диагенеза в целом лишь несколько больше роли осадочной дифференциации вещества на стадии седиментогенеза. Об этом говорит как сравнение ко-



Фиг. 1. Геохимические профили современных накоплений марганца

1 — в оз. Пуннус-Ярви; 2 — в морях Карском, Белом, Черном; 3 — в Тихом океане

эффициентов концентрации отдельных элементов, так и сопоставление их средних величин для всей совокупности учтенных ингредиентов. Для стадии седиментогенеза средняя величина концентрирования в глубоководных илах относительно мелководных выражается цифрой 6,1, для диагенеза — цифрой 8,0. Но поведение разных элементов на обеих стадиях неодинаково. Mn, Mo, Ni, Co, Cu, Zn, Fe, Pb концентрируются как в ходе седиментогенеза, так и в диагенезе, что приводит к обогащению стяжений этими элементами в десятки и сотни раз против тех их содержаний, какие свойственны мелководным илам. Ba, Y, Sc, La концентрируются главным образом в седиментогенезе и практически неподвижны в диагенезе. Ti, V, Cr, Zr, напротив, не концентрируются в седиментационном акте, но начинают проявлять подвижность в диагенезе. При этом Mo, Ni, Cu, Zn, как будет подробнее рассмотрено ниже, идут, несомненно, за марганцем; Co, Pb, Sr, Ti — за железом; отнесение в эту вторую группу V, Zr, Cr принято по аналогии с их поведением в древних марганцевых рудах.

Чрезвычайно интересные результаты дает сравнение соотношений микроэлементов в

конкрециях океанов и морей, или, иначе, геохимический спектр конкреций. В различных водоемах общий вид этого спектра достаточно близок (фиг. 1). И в морских и в океанических стяжениях первый пик приходится на V; второй — на Co — Ni — Cu; третий — в морях на Zn, а в океанах — на Pb, после чего следует резкое падение величин у Ga и Be. Указанное сходство имеет, по-видимому, глубокий генетический смысл. Ведь морские бассейны, показанные на диаграмме, питаются только приносимым с суши экзогенным материалом. Можно поэтому думать, что и конкреции океанов, столь схожие по своему геохимическому спектру с морскими, в решающей степени возникли также за счет экзогенного, терригенного материала, приносимого с суши; роль вулканического вноса вполне второстепенна и проявляется локально, в непосредствен-

ной близости к очагам вулканизма. Такая гипотеза уже была высказана одним из авторов в 1965 г. и подробно разработана в работе 1967 г. Диаграмма (см. фиг. 1), графически сопоставляющая спектры современных пелагических руд с морскими и озерными, является ярким подтверждением развитых ранее идей.

Итак, определение микроэлементов в современных накоплениях марганца позволяет, с одной стороны, отчетливо различить озерные, морские и океанические их типы по процентным концентрациям элементов, свойственным каждому типу, с другой,— установить близкое сходство геохимического спектра микроэлементов во всех трех фашиально-генетических типах руд, что указывает, очевидно, на общий экзогенный, терригенный источник вещества конкреций.

Обратимся теперь к древним марганцевым рудам и прежде всего к типичным нормально-осадочным олигоценовым рудам юга СССР.

II. Mn, Fe И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ОЛИГОЦЕНОВЫХ РУДАХ ЮГА СССР

Изучение их производилось на большом каменном материале по Никопольскому, Чиатурскому, Лабинскому и Мангышлакскому месторождениям, собранном И. М. Варенцовым, В. В. Калининко, Е. С. Тихомировой и Л. Е. Штеренбергом. Определения V, Cr, Cu, Ni уже опубликованы названными исследователями (1967), данные по Pb, Zn, Mo, W, Ga, Ge публикуются впервые.

1. Фактические данные о содержании и распределении марганца и малых элементов в олигоценовых рудах

В табл. 4 показан средний состав руд, полученный исследованием 127 образцов из месторождений Южно-Украинского бассейна, 58 образцов из Чиатурского, 31 образец из Мангышлакского месторождений и 25 образцов из Лабинского. Внизу для сравнения приведены средневзвешенные процентные содержания марганца из тех же месторождений по данным разведочных работ.

Первое, что бросается в глаза в табл. 4, это очень высокое содержание в рудах марганца; весьма сильно превосходящее его содержание во вмещающих осадках. Среднее количество марганца колеблется от 35% в южноукраинских и чиатурских рудах до 22 в мангышлакских и 25 в лабинских, тогда как во вмещающих породах — это сотые доли процента. Правда, средневзвешенные содержания марганца по месторождениям ниже (иногда существенно) тех, какие установлены в изученных нами образцах. Но даже и они многократно превосходят те, что определены во вмещающих и замещающих руду породах. В отличие от марганца железо не только не концентрируется в олигоценовых рудах, но, напротив, убывает против кларкового содержания во вмещающих и замещающих породах, особенно в глинах, и находится на уровне 1—3%. Марганцевый модуль олигоценовых руд, естественно, высок, колеблясь у разных типов их от 10—12 до 60—70. Поэтому мы имеем полное право назвать олигоценовые руды монометаллическими, или собственно марганцевыми, в отличие от современных типично биметаллических железо-марганцевых накоплений.

Олигоценовые руды содержат все те же одиннадцать микроэлементов, что и руды современные. О степени обогащенности ими руд удобно судить не только по процентным содержаниям отдельных микроэлементов, но и по коэффициентам концентрации каждого микроэлемента относительно вмещающих пород (табл. 5). В табл. 5 поражают необычайно высокие относительные коэффициенты концентрации марганца, измеряемые сотнями единиц, и совсем незначительные по сравнению с ними коэффициенты концентрации всех микроэлементов, колеблющие-

Средние содержания элементов в олигоценовых рудах

Месторождения	10 ⁻⁴ %											Примечания				
	Mn	Fe	P	Va	Ni	Cu	Co	V	Cr	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge	
Южно-Украинское (127 обр.)	35,09	1,28	0,125	0,14	195	30	30,4	79,6	11	15,1	35,5	23	87,7	5,7	2	Ва в Никопольском месторождении — по В. И. Грязнову (1964), в Чиатурском — по А. Г. Бетехтину и др. (1964)
Чиатурское (58 обр.)	35,23	0,88	0,028	0,8	812	22	94	93	9	24,4	53	15	101	5	1,4	
Мангышлакское (31 обр.)	22,21	2,63	0,115	—	118	43	55	72	21	—	—	—	—	—	—	
Лабинское (родохрозитовые руды; 25 обр.)	24,95	2,75	0,020	—	151	22	13	37	19	15,0	25	14	53	4,0	0,6	

Средневзвешенные содержания Мп по разведочным данным, %

Южно-Украинский бассейн	22,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
а) Западная площадь	22,45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
б) Грушевско-Баксанская площадь	18,53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
в) Больше-Токмакское Чиатурское	26,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Мангышлакское	2,63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
а) Сартаган	6,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
б) Чакурган	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
в) Мытая руда	12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ся от десятых долей единицы до нескольких единиц; то же относится и к железу. Таким образом, в олигоценовом марганцеворудном процессе концентрирование марганца необычайно сильно опережало концентрирование всех других сопутствующих ему элементов и проявлялось гораздо резче, чем в современном марганцеворудном процессе. При этом среди микроэлементов больше концентрировались Ni—Mo—Co—Cu—Zn, тогда как V, Cr, Ga, Pb, Ge не испытывали концентрирования либо даже рассеивались в рудах. Нетрудно видеть, что концентрирование свойственно более геохимически подвижным элементам, рассеивание же — более инертным.

Интересна еще одна черта олигоценовых руд, проступающая в табл. 4 и 5. Она заключается в том, что средние содержания микроэлементов во всех четырех месторождениях в общем мало варьируют, близки, сопоставимы. Особенно отчетливо это проявляется у южноукраинских, лабинских, мангышлакских руд. Только одно — Чиатурское месторождение несколько выделяется среди других повышенным содержанием V, Ni, Cu и Mo. При этом и рудообразующие породы в Чиатурах отличаются богатством V и Ni. Таким образом, мы сталкиваемся здесь с единственным в группе олигоценовых руд случаем отчетливо выраженного регионального различия в геохимическом облике руд. Это обстоятельство особенно инте-

ресно потому, что территориально все месторождения достаточно удалены друг от друга и имели каждое свою особую область питания рудным материалом.

Рассмотрим теперь, как распределяются микроэлементы по минералогическим типам руд, в качестве которых примем окисные руды (как целое, без дальнейших подразделений по минеральному составу), Са-родохрозитовые и олигонитовые.

Из табл. 6 явствует, что во всех месторождениях окисные руды всегда значительно обогащены всеми элементами относительно карбонатных, в частности Са-родохрозитовых. Но степень обогащения разная. Принимая во всех случаях содержания элемента в карбонатных рудах за единицу, получаем следующие ряды обогащения (табл. 7).

Обогащение марганцем колеблется от 1,2 до 1,5. Обогащение никелем почти втрое больше (4,3), причем держится весьма устойчиво; еще выше обогащение молибденом; обогащение кобальтом варьирует от 1,63 до 20 (?), но в целом выше, чем у марганца. Степень обогащенности медью также варьирует (2,3—4,0), но существенно выше, чем у марганца. Обогащенность ванадием, вольфрамом, свинцом, цинком близка к обогащенности марганцем. Обогащение хромом, галлием, германием отсутствует либо очень невелико.

Так как и окисные, и карбонатные марганцовые руды обычно имеют вкрапленное строение, состоя из оолитов, пизолитов и конкреций, залегающих в более тонкозернистой вмещающей породе, представлялось интересным сравнить содержания Mn, Fe и микроэлементов в выделениях и в основной массе, эти выделения цементирующей. Так как наиболее благоприятными для решения вопроса по характеру выделений, их крупности, отделяемости оказались южноукраинские руды, именно на них и была выполнена работа. Результаты определений сведены в табл. 8.

Изучение цифр вскрывает весьма характерную картину. Во всех окисных рудах, как первично-манганитовых (II), так и вторичных —

Таблица 5

Коэффициенты концентраций элементов в олигоценовых рудах

Месторождения	Mn	Fe	P	Ni	Cu	Co	V	Cr	Mo	W	Pb	Zn	Ga
Южно-Украинский бассейн (относительно глинистых пород)	585 (374)	0,31	3,0	4,4	1,0	1,7	0,52	0,14	2,6	1	1	1,8	0,31
Чигатурское (относительно среднего из песчаников + +алеuritов + глини)	704	0,42	—	3,5	0,5	6,7	0,58	0,17	1,3	1	—	—	0,3
Мангышлакское (относительно алеuritов)	(526) 505	1,15	1,82	3,4	2,3	4,6	0,84	0,36	—	—	—	—	—
Лабинское (карбонатные собственно марганцовые руды)	(58; 151; 266) 608,5	2,90	0,46	4,29	2,0	1,86	1,27	0,79	—	—	—	—	—

Примечание: В скобках показаны коэффициенты концентраций относительно среднезвешенных содержания марганца по разведочным данным.

Таблица 6

Средние содержания малых элементов в окисных и карбонатных рудах

Порода	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	V	Cr	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
	%		10 ⁻⁴ %										
I. Южно-Украинский бассейн													
Никопольское месторождение													
Окисные руды	35,13	—	214,5	32	35,1	80	9,3	21,6	32,7	23	93	5	1,9
Карбонатные руды	23,91	—	49,2	7	13,3	30,6	10	3,7	19,4	16	65	3,1	2
Больше-Токмакское месторождение													
Карбонатные руды	22,47	—	102,6	28,7	18,3	16,5	7,3	—	—	—	—	—	—
II. Чиатурское месторождение													
Окисные руды	34,12	0,89	1114 (608) *	31 (42)	139	135	13	46 [48]**	70	15,2	131	4,9	1,6
Карбонатные руды	22,50	0,72	260	19	30	76	9	1,9 [5,2]	39	9	52	4,1	1,2
III. Мангышлакское месторождение													
Окисные руды	23,57	3,10	159	69	58	90	21	55	31	227	51	5	2,6
Карбонатные руды	19,4	1,90	38	3,2	14,7	48,7	20	Нет	10	16	37	10	2,1
IV. Лабинское месторождение													
Са-родохрозитовые руды	24,95	2,75	151	13	22	37	19	15	25	14	53	4	0,6
Олигонитовые руды	8,22	7,44	51	9	16	61	48	2	28	13	37	9	0,7

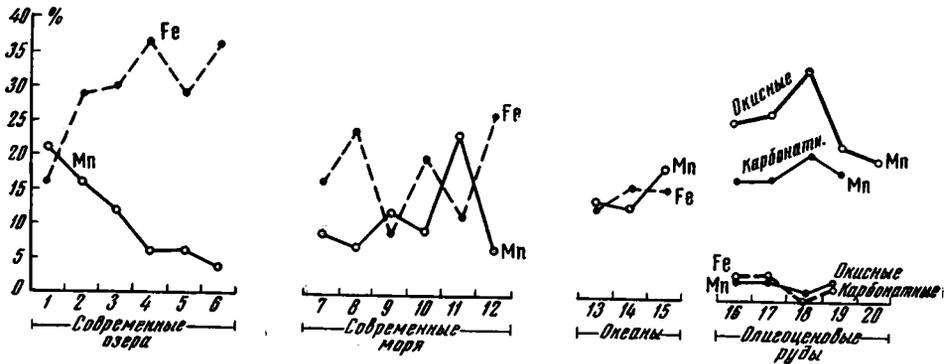
* В круглых скобках — средние содержания по 2400 анализам чиатурской руды.

** В квадратных скобках — средние содержания с учетом всех резко отклоняющихся анализов, без скобок — с исключением этих анализов.

Степень обогащения окисных руд относительно карбонатных

Месторождение	Mn	Ni	Co	Cu	V	Cr	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
Южно-украинское	1,5	4,3	4,5	2,3	2,8	0,93	5,83	1,6	1,4	1,4	1,6	0,9
Циатурское	1,5	4,3	1,63	4,6	1,8	1,3	24,2	1,8	1,7	2,5	1,2	1,3
Мангышлакское	1,2	4,3	20	4,0	1,4	1,05	Очень большая	3,1	?	1,4	0,5	1,2

псиломелановых (III) или пиролюзитовых (IV), распределение микроэлементов между основной (цементирующей) массой и включениями следует одной и той же схеме: более геохимически подвижные Ni, Co, Cu, Pb, Mo, Zn, Ge обогащают в той или иной степени оолиты, пизолиты и



Фиг. 2. Сравнение содержаний Mn и Fe в современных и олигоценовых рудах

стяжения относительно цемента, менее же геохимически подвижные V, Cr, Ga, W, наоборот, тяготеют к цементу. Степень обогащенности стяжений одним и тем же микроэлементом непостоянна и варьирует у разных минералогических типов окисных руд, равно как и расстановка элемен-

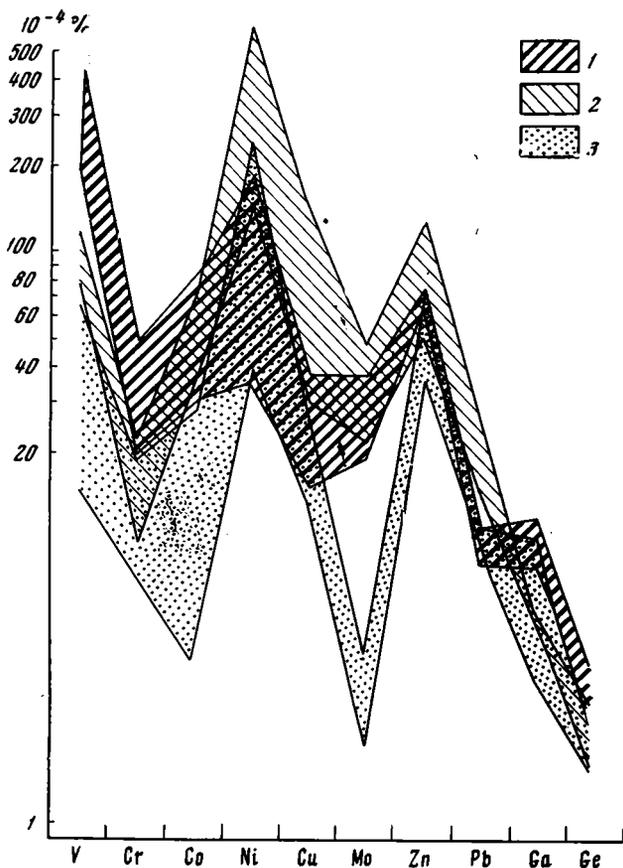
Таблица 8

Распределение элементов между основной массой и выделениями в рудах
Южно-Украинского бассейна, 10^{-4} %

Элементы	Манганитовые выделения в карбонатной массе (I)		Первичные манганитовые руды (II)		Вторичные псиломелановые руды (III)		Вторичные пиролюзитовые руды (IV)	
	основная карбонатная масса	выделения $Mn_2O_3 \cdot nH_2O$	основная масса	выделения	основная масса	выделения	основная масса	выделения
Mn	18,26	44,42	26,60	49,83	27,35	35,32	24,31	47,53
Fe	1,53	1,07	2,29	0,81	1,91	1,43	2,28	0,92
Ni	67	334	190	225	143	191	204	306
Co	9	16	16	33	46	71	20	20
Cu	16	37	16	40	43	48	28	38
V	37	118	89	74	98	81	126	91
Cr	8	16	23	12	11	11	19	7
Mo	0,33	15	20,25	20,38	15	28,1	10	28
W	27	65	37,9	39,75	34	28,9	44	39
Pb	14,7	25,8	14	19	37	37	16	23
Zn	77	79,7	93,8	93,5	84	86,4	90	100,4
Ga	5,3	3,17	8	4,75	6,3	4,6	8	3,7
Ge	2,2	3,17	2	2,38	1,9	1,4	2	2,4
Число образцов	6	6	5	10	7	11	11	14

тов в ряду обогащения, но обособление двух указанных групп хорошо выдерживается. При этом Mn в окисных рудах также обогащает включения, а Fe — цемент.

Иначе обстоит дело в окисно-закисных рудах, где манганит слагает выделения, а Са-родохрозит — цемент. В них все элементы отчетливо обогащают выделения и обеднены в цементе. Исключение составляет



Фиг. 3. Сравнение геохимического спектра малых элементов в современных морских и олигоценных рудах (вертикальный масштаб — логарифмический)

1 — поле современных руд; 2 — поле окисных олигоценных руд; 3 — поле карбонатных олигоценных руд

Ga, среднее содержание которого повышено в цементе; однако это, вероятно, только кажущееся отклонение, обусловленное недостаточным числом анализов. Если это действительно так, тогда схема распределения микроэлементов между стяжениями и цементом в карбонатно-манганитовых рудах есть только частное проявление более общей закономерности распределения малых элементов между окисными и карбонатными марганцевыми рудами вообще.

Чтобы еще более оттенить специфику олигоценных руд, сравним их состав с составом современных морских и океанских Mn накоплений.

Для двух главных компонентов — Mn и Fe — это сделано на фиг. 2. Из диаграммы явствует, что окисные олигоценные руды существенно богаче марганцем, чем современные озерные, морские и даже океанские. Но в олигоценных карбонатных рудах средние содержания марганца варьируют в тех же пределах, что и в современных озерных, морских и океанских рудах; различия несущественны. Поведение железа резко

иное. Оно, как уже отмечалось, содержится в больших количествах в современных марганцовых накоплениях и резко понижено в олигоценых; первые руды — отчетливо биметаллические, вторые столь же ярко выраженные монометаллические, собственно марганцовые.

Сопоставление малых элементов дает фиг. 3. Как видим, содержания их в олигоценых рудах отвечают содержаниям в современных морских Fe-Mn стяжениях. При этом концентрации в карбонатных рудах тяготеют к нижней части поля современных руд, несколько выходя из него в сторону меньших величин, тогда как концентраций микроэлементов в окисных олигоценых рудах всегда несколько выходят в сторону больших значений сравнительно с современными морскими конкрециями. Геохимический спектр олигоценых руд близко воспроизводит спектр руд современных, что дополнительно усиливает их сходство.

Геохимические соотношения олигоценых руд с современными пелагическими океанскими сложнее. Содержания микроэлементов в олигоценых рудах резко уступают их концентрациям в океанских Fe-Mn стяжениях. Однако геохимический спектр тех и других весьма близок, по существу идентичен. Поскольку олигоценые руды являются классическим примером нормальноосадочных накоплений, возникающих за счет выноса вещества с суши, из коры выветривания, сходство их геохимического спектра со спектром руд океанических является новым дополнительным аргументом в пользу нормальноосадочного генезиса пелагических окисных Fe-Mn стяжений океанов.

Вышеизложенное ставит два кардинальных вопроса: что обусловило монометалличность олигоценых руд, их бедность железом, сравнительно с рудами современными? Что вызывает тяготение микроэлементов к окисным рудам сравнительно с карбонатными?

2. О механизме, контролировавшем монометалличность олигоценых руд и обогащение малыми элементами окисной их фации

Первый вопрос уже был рассмотрен в одной из работ (Страхов, Варенцов, Калинин, Тихомирова, Штеренберг, 1967), и потому мы лишь кратко коснемся его здесь.

Отсутствие в олигоценом бассейне (особенно в прибрежной его зоне) каких-либо накоплений железа при наличии колоссальных количеств марганца заставляет принять, что отделение Mn от Fe происходило не в путях их совместной миграции, а еще в коре выветривания: железо задерживалось в последней, а марганец выносился из пород и оседал в прибрежной зоне моря. Но это отделение Mn от Fe еще в элювиальном процессе и накопление его в бассейне могло реализоваться лишь при сочетании двух условий: 1) наличии на водосборах материнских пород, несколько обогащенных марганцем, и 2) длительном удержании развивающейся на них коры выветривания на щелочной стадии, благоприятствующей выносу Mn^{2+} и делающей иммобильным железо.

Обзор имеющейся в литературе аналитических данных по составу докембрийских, палеозойских и мезозойских пород на участках, примыкающих к месторождениям, показал, что эти породы часто содержат Mn в количествах от 2 до 10 кларков, а в отдельных случаях намного больше. Таким образом, водосборные площади для месторождений потенциально действительно могли быть источником повышенного выброса Mn в олигоценый бассейн. Что касается стадии, на которой находилось выветривание пород на водосборах того времени вообще и вблизи месторождений в частности, то она выясняется составом терригенных и глинистых пород месторождений. В Чиатурах — это типичные полимиктовые песчаники и алевролиты, что говорит о самой начальной и, следовательно, щелочной стадии коры выветривания; на Мангышлаке — мезомиктовые песчаники и алевролиты, что также свидетельствует о

щелочной коре; на южноукраинских рудных площадях песчаники, вообще говоря, олигомиктовые, но по сравнению с эоценовыми отчетливо богаче менее устойчивыми к выветриванию гранатами, эпидотом и, кроме того, содержат небольшую примесь неустойчивых — роговых обманок и биотита, — что заставляет допускать размыв в олигоценовое время более глубоких горизонтов элювия с более высоким рН сравнительно с эоценовой корой. Еще отчетливее о нахождении олигоценовой коры выветривания на щелочной стадии говорит состав глинистых минералов в нижнеолигоценовых породах вообще и на месторождениях в частности. Повсеместно развиты гидрослюды и монтмориллонит, при крайней редкости каолинита, встречающегося притом же вне месторождений. В южноукраинских месторождениях В. И. Грязновым (1964) установлены монтмориллонит в сочетании с ферримонтмориллонитом; на Чиагурском встречается только монтмориллонит с примесью гидрослюды; на Мангышлакском — гидрослюды и монтмориллонит с примесью палыгорскита. Все эти минералы типичны именно для щелочной стадии коры выветривания. Таким образом, оба условия, необходимые для отделения Mn от Fe еще в коре пород, первично несколько обогащенных марганцем (в 2—10 кларков), в олигоценовое время были действительно реализованы и именно это и создало монометаллические Mn руды.

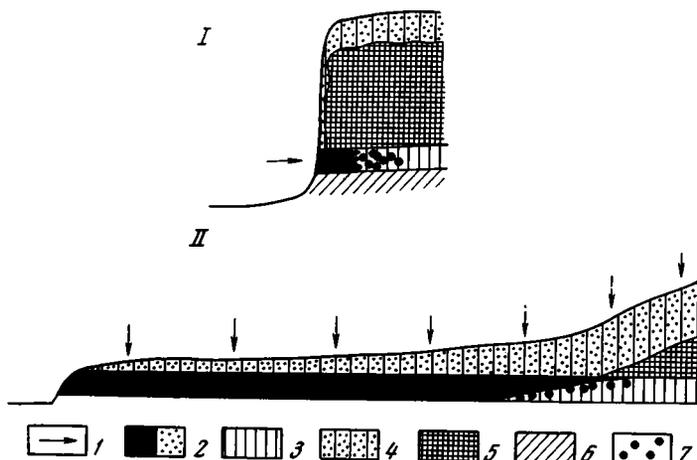
Но как могла возникнуть и длительно пребывать на щелочной стадии олигоценовая кора выветривания, если в эоцене юг СССР, как известно, заведомо располагался в условиях жаркого и влажного климата, а кора выветривания находилась на кислой — каолиновой и даже глиноземной — стадии? Переход элювия на более низкую стадию был обусловлен сочетанием двух историко-геологических процессов. Первым были поднятия в конце эоцена, вызвавшие регрессию моря, быстрый смыл верхних кислых горизонтов коры выветривания и выход на поверхность более низких и щелочных ее горизонтов. Вторым — некоторое похолодание, а местами (Мангышлак, Чиатуры) и некоторая ксерофитизация климата, что способствовало замедлению химического выветривания и длительному задержанию его на щелочной стадии. Как видим, конкретная историко-геологическая обстановка на юге СССР сложилась такой, что она неизбежно не только породила марганцевые руды, но и сделала их монометаллическими, богатыми марганцем и бедными железом.

Рассмотрим теперь, как возникла большая обогащенность микроэлементами окисных руд сравнительно с карбонатными? Остановимся вначале вкратце на генезисе окисных руд.

Сравнительно-литологический анализ данных по геологии, структурам и текстурам руд показал, что на всех олигоценовых месторождениях имеет место гипергенное окисление руд, но протекает оно с неодинаковой силой и двумя существенно разными путями (фиг. 4). Первый — это латеральное выветривание пласта в областях расчлененного рельефа. Рудный пласт в этом случае вскрывается в глубоких долинах рек, причем над рудой находится мощный горизонт глинистых и других невыветрелых пород. Проникновение кислорода воздуха в руду происходит от поверхности обнажения в глубь водораздельного массива, т. е. латерально. Сам процесс течет медленно, а выветрелая зона имеет очень небольшую ширину — от немногих метров до нескольких их десятков, оконтуривая речные долины. Второй путь характерен для выровненных денудацией рудных площадей, где рудный пласт относительно слабо рассечен гидрографической сетью, но где надрудная покрывка первично небольшой мощности дополнительно смыта поверхностно стекавшими водами. В этой ситуации надрудные слои отличаются большой выветрелостью, разрыхленностью и пропускают через себя кислород в рудный горизонт. В результате руды выветриваются не только в речных долинах, но и под водоразделами, изменяясь гипергенно на больших

площадях. Этот тип выветривания может быть вызван площадным — по обширности захватываемой им территории, либо вертикальным — по основному пути проникновения кислорода.

Данные по южноукраинским месторождениям (Грязнов и др., 1964; Грязнов и Селин, 1959) с несомненностью показывают, что выветривание здесь принадлежит классически выраженному площадному типу. Зона



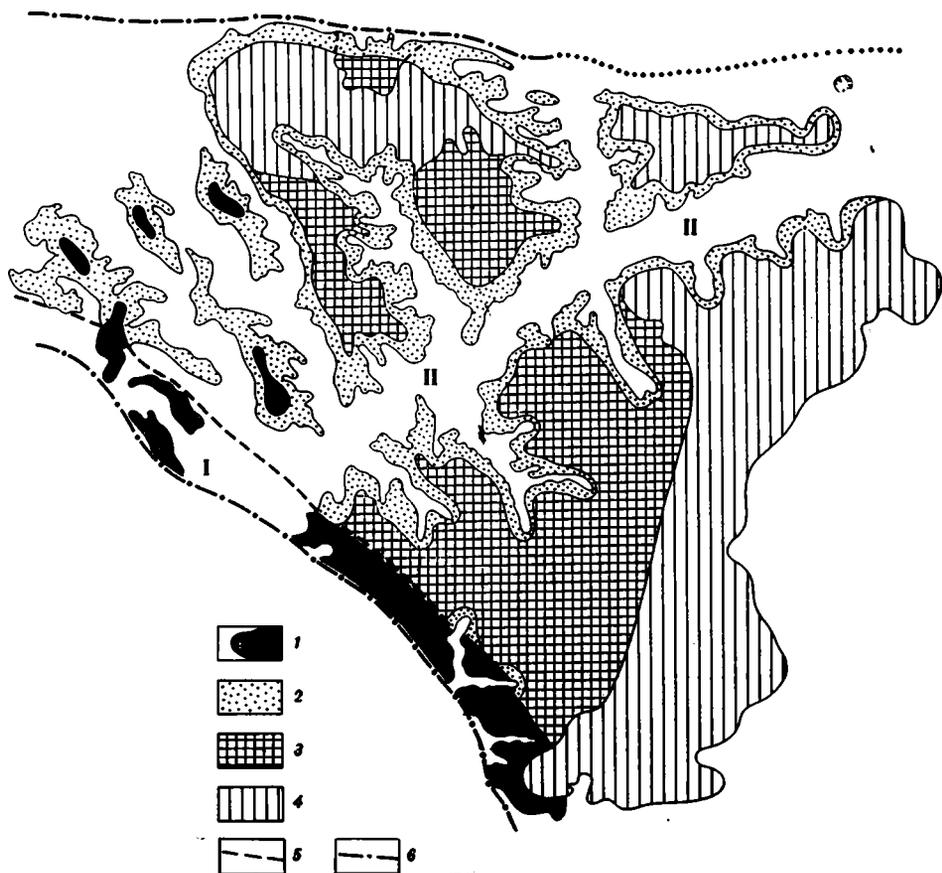
Фиг. 4. Два типа гипергенных изменений рудного пласта — при латеральном и площадном развитии выветривания

I — латеральный тип выветривания; *II* — площадный тип выветривания; 1 — направление поступления кислорода в рудный пласт; 2 — выветрелая (окисленная) руда; 3 — неветрелая карбонатная руда; 4 — выветрелая часть надрудного пласта; 5 — неветрелая часть надрудного пласта; 6 — подрудный горизонт; 7 — гнезда окисленной руды среди первичной карбонатной

окисных руд в подавляющей части представляет собой область окисления первично-карбонатных руд, среди которых кое-где уцелели реликты как карбонатных, так и первично-окисных — манганитовых руд. Современная аутигенно-минералогическая зональность имеет здесь, следовательно, поздний эпигенетический характер и возникла на базе зональности иного типа, сформированной к концу диагенеза рудных осадков. Эту диагенетическую зональность можно реконструировать лишь гипотетически. В Западном и Грушевско-Басанском месторождениях основная, подавляющая масса руды была карбонатной, но в прибрежной зоне среди карбонатных руд встречались более или менее выраженные линзы и пропластки манганитовых руд. Больше-Токмакское же месторождение после завершения диагенеза было целиком карбонатным. Преобразование такого типа первоначальной (диагенетической) зональности в современную протекало главным образом в миоценовое и, частично, плиоценовое время. В конце четвертичного периода, в связи с повышением базиса эрозии, площадь южноукраинских руд была затянута плащом покровных осадков и месторождение превратилось практически в закрытое.

В Чиатурах ситуация существенно иная. Месторождение это расчленено долиной р. Квирилы и ее притоков на серию нагорий, по периферии которых обнажается рудный пласт, испытывающий латеральное выветривание. Зона вторичных окисленных пиролюзит-перманганит-вернадитовых руд узкой каймой оконтуривает каждое нагорье, тогда как внутренние части их, особенно когда нагорья обширны по площади, остаются вне гипергенного окисления, ибо рудный пласт перекрыт на них мощной толщей майкопских неветрелых пород. Иначе говоря, вы-

ветривание Чиатурского месторождения относится к хорошо выраженному латеральному типу. Только в узкой юго-западной полосе, примыкающей к Главному сбросу (фиг. 5), где надрудный покров весьма маломощен (8—15 м), можно говорить о дополнительном воздействии площадного выветривания. Исключая участки заведомо окисленных руд,



Фиг. 5. Локализация окисных руд в Чиатурском месторождении

Зоны: I — действия площадного выветривания; II — действия главным образом латерального выветривания.

1 — окисленные руды, возникающие за счет площадного типа выветривания (пирролюзит-псиломелан-вернадитовые); 2 — окисленные руды, возникающие за счет латерального типа выветривания (пирролюзит-псиломелан-вернадитовые); 3 — сохранившиеся первично-окисные руды (манганитовые); 4 — сохранившиеся карбонатные руды; 5 — граница между зонами выветривания; 6 — разлом

получаем внутри нагорий достаточно большие площади неизменных гипергенно руд, среди которых выступает первичная минералогическая зональность, возникшая еще в диагенезе. Вблизи зоны ближнего выклинивания, т. е. на юго-западе, руды сложены диагенетическим манганитом. С удалением на восток манганитовые накопления обогащаются карбонатами марганца и, в конце концов, переходят в чистые кальциево-родохрозитовые руды. Эта зональность, эмпирически правильно отмеченная А. Г. Бетехтиным (1937) еще в 30-х годах, имеет, однако, не первично-седиментационный генезис, как это ему тогда казалось, а сформировалась лишь на стадии диагенеза. Так возникла парадоксальная, на первый взгляд, ситуация: слабо эрозионно расчлененные и закрытые сейчас Западные и Грушевско-Басанское месторождения обладают главным образом вторично-окисленными, эпигенетическими

окисными рудами, т. е. сильнее затронуты гипергенным окислением, тогда как резко эрозивно расчлененное Чиатурское месторождение сохранило в основном руды, сформированные в диагенезе. Эта парадоксальность обусловлена принадлежностью сопоставляемых месторождений к разным типам гипергенного преобразования руд: ярко выраженному площадному в южноукраинских месторождениях и столь же ярко выраженному латеральному — в Чиатурах.

Мангышлакское месторождение в настоящее время сильно расчленено и резко выветрело, что признавалось еще А. Г. Бетехтиным (1946). Выветривание было главным образом латеральным, но частично и площадным. Диагенетические карбонатные руды сохранились только небольшими участками во внутренних частях некоторых водоразделов (в частности, на Сартагане). Первичную, диагенетически созданную минералогическую зональность здесь можно восстановить, лишь пользуясь аналогиями, т. е. условно. Что касается Лабинского месторождения, то подавляющая масса его руд — карбонатная, диагенетическая. Только в поверхностных выходах рудных линз по южному краю месторождения в разрезах речных долин встречается неширокая кайма окисленных руд; гипергенные процессы принадлежат здесь, следовательно, целиком латеральному типу.

Поскольку окисные руды большей частью вторичные и возникли за счет выветривания руд карбонатных, вначале разберем этот случай концентрирования в них микроэлементов. При выветривании карбонатной руды из нее постепенно выносятся CaCO_3 , MgCO_3 и уходит CO_2 из FeCO_3 . Потеря этих компонентов, естественно, повышает процентное содержание оставшихся на месте Mn и малых элементов против того, что было в исходной карбонатной руде. Расчет показывает, что содержание Mn в окисной руде может увеличиваться от 1,26 до 3 раз в зависимости от ее первоначального состава. Соответственное обогащение испытывают и все микроэлементы. Но этим, так сказать, пассивным обогащением окисной руды марганцем и микроэлементами дело не ограничивается. Дело в том, что рудный пласт всегда в известной мере порист, а поры в большей или меньшей степени заполнены грунтовыми растворами. В их составе в карбонатной зоне всегда присутствует Mn^{2+} , в окисленных же рудах марганца практически нет или крайне мало. При такой ситуации неизбежно должно наступить диффузивное проникновение растворенного Mn^{2+} из карбонатной зоны в окисленную, окисление его здесь и осаждение, что должно содействовать дополнительному обогащению окисленных руд этим элементом относительно закисных карбонатных.

Вместе с марганцем из карбонатной руды в окисленную активно перемещается и ряд микроэлементов, с ним обычно коррелятивно связанных: Ni, Cu, Co, Mo, Zn, причем они перемещаются неодинаково энергично, но каждый в меру своей геохимической подвижности (см. ниже). Сочетание пассивного обогащения выветривающейся руды с активным подтоком в нее из карбонатной зоны некоторых элементов в конечном итоге создает богатство окисных руд практически всеми микроэлементами, но особенно перечисленными выше наиболее геохимически подвижными.

В несколько измененной форме тот же процесс имеет место и при формировании марганцовых руд в водоеме на стадии диагенеза. Первоначальной формой осевшего из воды марганца является, по всей вероятности, полиперманганит, захвативший с собой (в силу своих больших сорбционных возможностей) более или менее значительное количество микроэлементов, особенно Ni—Cu—Mo—Zn. В процессе редукции часть марганцового пласта, близкая к берегу, восстанавливается до манганита, содержание Mn и микроэлементов в руде меняется при этом мало. Но в гораздо более удаленной от берега части пласта Mn редуцируется до Mn^{2+} , образуя MnCO_3 , причем карбонат марганца захватывает из иловой воды значительные количества CaCO_3 , MgCO_3 , образуя

в одних случаях Са-родохрозит, в других — манганокальцит³. При таком преобразовании содержание марганца неизбежно падает в той же пропорции, в какой повышается при обратном окислении Са-родохрозита в окисную руду (т. е. от 1,26 до 3,0 раза) в зависимости от того, сколько СаСО₃ и MgСО₃ вошло в рудный минерал. Аналогичное уменьшение концентрации в карбонатной руде испытывают и микроэлементы. Но этот основной процесс пассивного обеднения карбонатных руд элементами в диагенезе сопровождается еще и активным. Мп²⁺, накапливающийся в иловой воде карбонатной зоны, в некоторой мере перетекает в область окисных осадков, где марганца в иловой воде практически нет, и, оседая здесь, дополнительно повышает концентрации в рудном осадке. Вместе с марганцем перетекают в окисную зону и некоторые количества микроэлементов, особенно Ni, Co, Cu, Mo, Zп, каждый сообразно его геохимической подвижности. Сочетание пассивного обеднения марганцем и микроэлементами при превращении полиперманганитов в Са-родохрозит (и манганокальцит) с активным перетеканием Мп²⁺ и микроэлементов из карбонатной фации в окисную и создает обогащенность первичных окисных руд всеми этими компонентами относительно руд карбонатных. Особенно эффектно проявляется это в зоне смешанных руд, где в Са-родохрозитовой цементирующей массе включены манганитовые оолиты и пизолиты, как это видно в табл. 8 (графа 1). Здесь мы имеем дело с недочетом до конца редукционным процессом, когда редукция ограничивается только цементом, почти не захватывая манганитовых оолитов, сформированных на более ранней стадии диагенетического процесса, аналогично тому, как это имеет место во многих оолитовых гидротермит-шамозит-сидеритовых рудах.

III. Fe, Mn И МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ДОСТОВЕРНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МАРГАНЦОВЫХ РУДАХ

Достоверными вулканогенно-осадочными рудами мы называем такие, которые подчинены лаво-туфовым комплексам и встречаются либо внутри них (редко), либо у их верхней границы, или по непосредственной периферии комплекса, чередуясь здесь с кремнисто-яшмовыми породами, известняками, а порой и с терригенными породами.

Такого рода Mn руды, как известно, широко распространены среди послерифейских отложений. Вулканогенно-осадочными являются кембрийские руды округа Lienne в Бельгии и округа Мерионетшайр в Англии (?); верхнекембрийское Мазульское месторождение в Кузнецком Алатау; ордовикские руды Южного Урала (в сакмарской зоне) и ордовикские же руды хр. Зеравшан (Тахта-Карачи и др.); эйфельские руды бугульгырской толщи восточного склона Урала и Mn накопления мукасовской яшмовой толщи; фаменские атасуйские руды Центрального Казахстана и более или менее синхроничные им руды во многих точках Франции и на Пиренеях; кульмские накопления марганца в Германии и в ряде мест С₁ Урала; руды в пермских отложениях хр. Сьерры-Невады в Северной Америке; многочисленные месторождения в яшмах верхнеюрских формаций Сан-Франциско и Ноксвилл в США; аналогичные месторождения в мезозойских и третичных отложениях Италии, Японии, Новой Каледонии, на Балканском полуострове (Ст₂ Болгарии), на Кавказе (Ст₂ Малого Кавказа), на о. Куба и многие другие. Таким образом, мы имеем дело с чрезвычайно устойчивым во времени процессом, который можно проследить с кембрия и доныне, но который существовал реально еще с отдаленнейших докембрийских времен. В этом отношении вулканогенно-осадочные марганцевые руды как бы наращивают хронологию

³ Теряемые иловой водой Са и Mg возмещаются частью растворением известковых раковин, имеющих в осадке, частью диффузией этих элементов из наддонной воды.

чески вниз тот ряд объектов, с которыми мы имели дело в предыдущем. В самом деле, современный осадочный марганцеворудный процесс мы знаем только на объектах послеледникового времени. «Олигоценый тип» рудонакопления прослеживается вглубь до верхней перми (Улутеляк). Дальше достоверные его признаки теряются, по крайней мере на территории СССР. Вулканогенно-осадочный же тип Мп руд вглубь прослеживается не только до кембрия включительно, но уходит и в более отдаленные рифейские и протерозойские времена, постоянно локализуясь при этом только в геосинклиналях.

Устойчивость в геологическом времени и широкая распространенность в пространстве, обилие представителей вулканогенно-осадочных руд могут породить представление о громадных запасах вулканогенного марганца в этих рудах и о первостепенной его роли в общих запасах этого металла. В действительности дело обстоит совсем не так. Суммарные запасы послерифейского вулканогенного марганца (металла) исчисляются, вероятнее всего, немногими сотнями миллионов тонн, тогда как запасы руд «олигоценого типа» — несколькими миллиардами тонн, т. е. на порядок выше. Запасы же Мп в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана еще больше — многие сотни миллиардов тонн. Таким образом, околоочаговый вулканогенно-осадочный марганцеворудный процесс, при всей его устойчивости во времени и распространенности в пространстве, был процессом весьма малоэффективным сравнительно с описанными выше типами собственно осадочного марганценакопления. В нем рудообразование было как бы распылено во времени и пространстве, рассредоточено на множество точек, в каждой из которых массы рудного марганца оказывались незначительными, а порой и просто мизерными.

Хотя околоочаговый вулканогенно-осадочный процесс и привлекает сейчас к себе большое внимание исследователей, изучение особенностей его химизма начато лишь в самые последние годы (Hewett and all., 1960—1963; Hewett, 1966; работы геохимической группы Геологического ин-та АН СССР). В этом сообщении мы попытаемся на основе имеющегося уже материала по малым элементам выяснить специфику достоверных вулканогенно-осадочных руд сравнительно с охарактеризованными выше нормально-осадочными накоплениями марганца⁴.

В табл. 9 сведены средние составы изученных вулканогенно-осадочных руд и сопоставлены со средним составом руд осадочных — олигоценых и современных.

Как видим, *кос-истекские* ордовикские руды — типично монометаллические с низким содержанием железа (1,3%) и высоким марганцевым модулем (18,0), сильнофосфористые, ассоциирующие с самостоятельными фосфатными выделениями желваков; эти руды резко обогащены медью, но в них ничтожно мало кобальта, молибдена, германия, невелики содержания никеля. *Болгарские* верхнемеловые руды также отличаются монометаллическостью, но железа в них все же вдвое больше (2,7%), а марганцевый модуль вдвое ниже (9,58); руды эти бесфосфатны, резко обогащены молибденом и германием, галлием при очень низких содержаниях кобальта. *Девонские руды восточного склона Урала* монометаллически, с высоким марганцевым модулем (18,0), но с ничтожным содержанием микроэлементов, некоторые из них не улавливаются

⁴ Каменный материал по ордовикским кос-истекским рудам (Южный Урал) получен от А. А. Гаврилова; по ордовикским тахта-карачайским рудам хр. Зеравшан — от Е. А. Соколовой; по верхнефаменским рудам Караджала — от В. В. Калининко; по верхнемеловым рудам свиты мтавари и по палеоценовым рудам Тетрицкаройского района — от Л. Е. Штеренберга; по верхнемеловым рудам Болгарии — от А. Т. Суслова. Всем названным лицам авторы выражают свою искреннюю признательность. Общее количество образцов руд и частью вмещающих пород составляет около 90.

Таблица 9

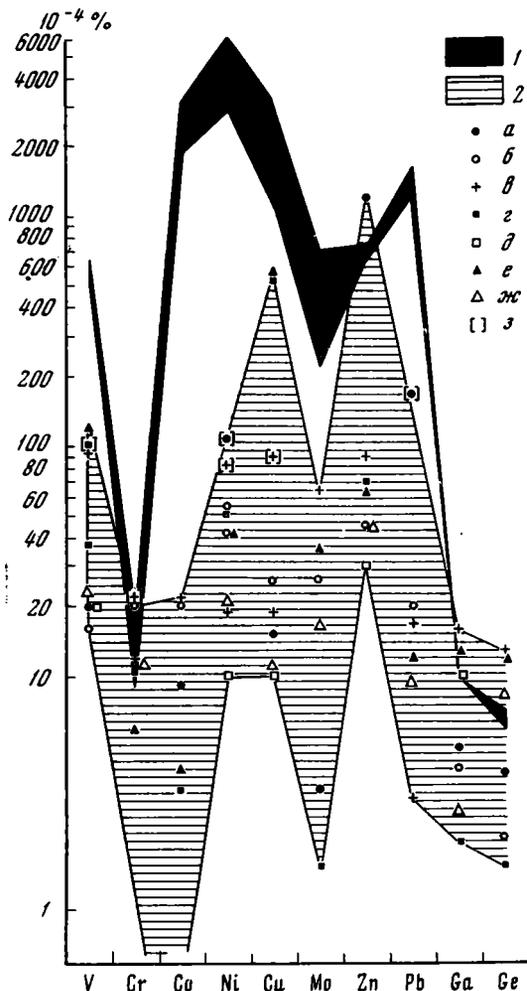
Средние содержания Mn, Fe, P и малых элементов в вулканогенно-осадочных рудах

Месторождения	Mn	Fe	Mn : Fe	P	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge	Вг	Избыточно накаплиются
	%			%													
Карджальское	35,87	3,10	3,14	—	19,8	14,2	9	42,9 (103)	15,5	3,2	26,8	24,5 (171)	<u>1216</u>	5	3,9	—	Zn, SiO ₂
Тахта-Карачи	17,31	5,12	3,38	0,04	16	20	20	55	26	26	23	19,6	45,3	4	2,0	—	Mo, SiO ₂
Тетрицаройское	25,27	12,42	2,03	0,045	95	12	21	19	19	<u>65</u>	45	3	89	<u>16</u>	<u>13,4</u>	—	Cu, Mo, Ge
Кос-Истекское	23,25	1,3	18,0	<u>0,95</u>	37 (94)	11,5	3,4	84 51,4	91 <u>530</u>	—	32 (44)	23,3	70	1,8	1,5	300— 1000	Cu, P, SiO ₂
Девонские восточного склона Урала	24,51	1,39	18,0	0,05	20	Нет	Нет	10,1	10	Нет	—	0,5	30	10,3	—	216	SiO ₂
Болгария	24,95	2,71	9,58	Нет	122	6	4	41	592	36	61	12,5	64,5	13	<u>12,5</u>	—	Cu, Mo, Ge,
Малого Кавказа	12,31	8,1	1,52	0,03	24	11	0,7	21	<u>11,3</u>	<u>16,3</u>	28	9,3	45	2,7	<u>8,3</u>	—	SiO ₂
Олигоценые руды юга СССР																	
Южноукраинские	35,09	1,28	27,2	0,125	79,6	11	30,4	195	30	15,1	35,5	?	87,7	5,7	—	0,14	
Чиатурские	35,23	0,88	40,2	0,028	93,0	9	94	812	22	24,4	53,0	15	101	5	1,4	0,8	
Мангышлакские	22,21	2,63	8,38	0,115	72,0	21	55	118	43	—	—	—	—	—	—	—	
Лабинские	24,95	2,75	9,07	0,020	37,0	19	13	151	22	15,0	25,0	14	53	4	0,6	—	
Современные пелагические железо-марганцовые стяже- ния океанов																	
Тихий океан	18,58	11,1	1,67	—	540	10	3000	6200	4200	350	—	1200	760	10	4,6	—	
Атлантический океан	13,12	16,40	0,80	—	700	20	3460	3000	1080	740	—	1660	630	—	—	—	
Индийский океан	14,38	14,05	1,00	—	—	—	1900	3300	5370	220	—	1400	570	—	—	—	

Примечание. В скобках показаны средние содержания элементов с учетом резко уклоняющихся величин; цифры без скобок дают средние содержания без этих резко уклоняющихся значений. Подчеркнуты элементы, резко накапливающиеся в рудах; особенно сильно концентрирующиеся подчеркнуты двумя чертами.

совсем (Cr, Co, Mo), а другие находятся в количествах 0,5—10, редко 20—30·10⁻⁴%. В отличие от трех охарактеризованных, все остальные вулканогенно-осадочные руды *биметаллические*, с низким средним марганцовым модулем (от 1,52 до 3,38), т. е. железо-марганцовые, хотя и с преобладанием марганца. Во всех других отношениях они отчетливо отличаются друг от друга. Так, для *караджальских* руд характерны малые содержания всех микроэлементов (особенно Co, Mo), за исключением цинка, концентрация которого, напротив, необычайно высока. Палеоценовые руды *Малого Кавказа* также обладают низкими концентрациями микроэлементов, за исключением Mo и Ge, содержания которых здесь резко повышены, у первого до 16,3·10⁻⁴%, у второго до 8,3·10⁻⁴%; кроме того, эти руды не ассоциируют с яшмами, т. е. не сопровождаются накоплением кремнезема. *Тетрицкарройские* верхнемеловые руды несколько богаче микроэлементами, причем по сравнению с другими в них повышены содержания Ni, Cu, особенно же Mo и Ge; эти руды также не сопровождаются накоплениями кремнезема. Наконец, руды *Тахта-Карачи* при общих низких содержаниях микроэлементов выделяются резко повышенной концентрацией Mo и, отчасти, Co; они ассоциируют с накоплением SiO₂.

В этой краткой характеристике бросаются в глаза три черты геохимического облика вулканогенно-осадочных руд. Прежде всего, изменчивость соотношений марганца и железа: в трех случаях из семи это монометаллические марганцовые руды с малым содержанием железа и высоким марганцовым модулем; в четырех других случаях — биметаллические накопления с низким марганцовым модулем. Нужно иметь в виду, впрочем, что в группе биметаллических руд в пределах одного и того же месторождения и даже в пределах одного и того же рудного тела монометаллические накопления порой быстро сменяются биметаллическими, и наоборот (например, Караджальское). Привлечение более широкого круга вулканогенно-осадочных месторождений (см. табл. 10) подтверждает вывод о большой изменчивости соотношений Mn и Fe и о преобладании среди них все же биметаллических.



Фиг. 6. Поля средних содержаний микроэлементов в современных пелагических океанских отложениях и в древних вулканогенно-осадочных рудах 1 — современные океанские; 2 — вулканогенно-осадочные; а — караджальские руды, б — тахта-карачайские, в — тетрицкарройские, г — костинские, д — бугулыгирские, е — болгарские, ж — малокавказские; з — средние значения

Малые элементы в зарубежных месторождениях вулканогенно-осадочного

Месторождение	V		Cr		Co		Ni		Cu		Mn	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
США, Западные штаты (9 обр.)	—	307	—	14	—	102	—	31	—	92	—	160
Мексика												
Округ Люфицер (4 обр.)	—	—	—	—	300—500	350	7—30	15	2000—3000	2700	—	—
Округ Антлан (2 обр.)	—	—	—	—	30—15	22	0—15	7	3000—150	1600	—	—
Куба, формация Charko Redendo	—	—	—	—	1500—70	470	300	130	10 000—150	2050	—	—
Чили, Кокимбо (2)	—	—	—	—	15	15	15—7	10	30 000—70	15 300	—	—
Марокко, Аутзазате (5)	—	—	—	—	700—100	210	30—7	6	3000—20	1300	—	—
Югославия, Порезон-Кар (2)	—	—	—	—	30—10	20	70—30	50	70	70	—	—
Турция, Эрегли (6)	—	—	—	—	50—10	25	500—200	350	100—50	87	—	—
Турция, прочие (2)	—	—	—	—	200—50	120	200—50	54	700—70	380	—	—
Япония (20)	—	—	—	—	1000—70	290	700—20	380	2000—30	540	—	—

Другой характерной геохимической особенностью вулканогенно-осадочных Mn руд является почти постоянная ассоциация в них накоплений Fe, Mn с SiO₂. При этом концентрация кремнезема в них бывает достаточно интенсивной. Исключения встречаются, но редко. Эта особенность вулканогенно-осадочных руд настолько типична, что может рассматриваться в качестве прямо-таки диагностического признака этого типа руд, по которому почти безошибочно можно определять принадлежность тех или иных Mn руд именно к этому фациально-генетическому типу.

Своеобразно распределение малых элементов. В подавляющем большинстве случаев содержания их находятся на низком и очень низком уровне, сильно уступающем уровню нормально-осадочных руд, не говоря уже о пелагических океанских. В то же время почти в каждом месторождении имеется один-два, реже — три микроэлемента, которые, наоборот, резко обогащают руды до уровня, много большего, чем у нормально-осадочных. В Караджальском месторождении — это цинк; в Тахта-Карачи — молибден; в тетрицкаройских рудах — медь, молибден, германий; в кос-истекских — медь, фосфор; в болгарских — медь, молибден, германий; в малокавказских рудах — молибден, германий. Сочетание низкого общего уровня микроэлементов с отдельными резко накапливающимися, притом в разных месторождениях разными элементами представляет очень своеобразную особенность вулканогенно-осадочных руд; впрочем, имеются и такие случаи, когда малые элементы в них едва улавливаются (девонские руды Урала). В нормально-осадочных марганцевых рудах средний уровень содержания микроэлементов гораздо выше, а сами содержания более выравнены.

Вместе с тем набор малых элементов, показывающих повышенные концентрации у собственно осадочных руд, иной, чем у вулканогенно-осадочных, что достаточно видно из табл. 10 и фиг. 6. Очень важно, что разница появляется не только в содержаниях микроэлементов, но и в

типа (Hewett, 1966): а — пределы колебаний; б — среднее, 10⁻⁴%

W		Pb		Zn		Ga		Ge		Ba		Характерные элементы
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	
—	30	—	11 520	—	466	—	—	—	—	—	—	Mo, Pb, Zn
0	0	15 000	6400	1500— 1500	1200	—	—	—	—	—	7700	Co(?), Cu, Pb
0	0	700— 150	420	0	0	—	—	—	—	—	3600	Zn, Ba
1000 70	140	0	0	0	0	—	—	—	—	15 000—	37 000	Co, Cu, W
0	0	150	150	0	0	—	—	—	—	7000— 3000 n%	5000	Cu
1000— 0	170	500 До не- скольких %	Очень много	1500— 300	900	—	—	—	—	—	29 000	Cu, W, Pb, Zn, Ba
1000— 0	50	0	0	0	0	—	—	—	—	n%	50 000	Ba
150— 500 0	310	0	0	0	0	—	—	—	—	1% и ниже	5360	Cu, Pb, Zn, Ba, W
—	—	700— 15 000— 300	350	700— 5000— 500	350	—	—	—	—	n% до 20	964	Co(?), Cu, Pb, Zn, Ba

геохимическом спектре руд, т. е. в соотношениях микроэлементов. И морские, и пелагические океанские Fe-Mn стяжения отличаются резким накоплением Co—Ni—Cu, которые стоят всегда на первом месте; в вулканогенно-осадочных же рудах Co—Ni всегда развиты слабо, а первый часто не улавливается совсем. Высокие содержания Cu, Pb, Zn в осадочных рудах не встречаются совсем; в вулканогенно-осадочных эти элементы находятся нередко в высоких содержаниях. В некоторых месторождениях Джайльминской мульды Mn сопровождается полиметаллическим оруденением. Довольно характерны и часто обнаруживаются резко повышенные содержания бария и германия, иногда вольфрама, который и в нормально-осадочных прибрежно-морских и в пелагических рудах представлен слабо и очень слабо. Добавим, что у пелагических океанских Mn руд, как и у руд прибрежно-морских осадочных, вовсе нет той тесной связи с SiO₂, которая так характерна для руд вулканогенно-осадочных.

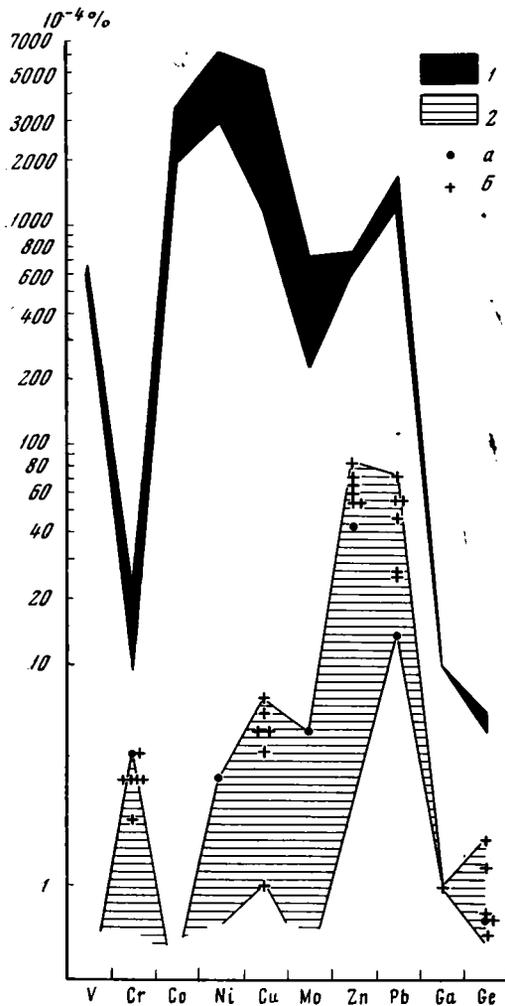
Те же особенности выступают и в распределении малых элементов в зарубежных вулканогенно-осадочных месторождениях, недавно сведенных Д. Хьюиттом (H. Hewett, 1966; см. табл. 10).

Здесь обогащенность Cu+Pb+Zn, всеми тремя или отдельными членами триады, выражена даже резче, чем в нашем материале, причем как в Мексике, так и в Западных Штатах США марганцовое оруденение в ряде случаев сопровождается полиметаллическим или переходит в него по простираню.

Как видим, вулканогенно-осадочные Mn руды действительно обладают своими особыми, достаточно отчетливо выраженными геохимическими особенностями как по сравнению с прибрежно-морскими осадочными рудами, так и с пелагическими океанскими. От последних их отделяют не только весьма низкие содержания микроэлементов, но еще и иной геохимический спектр руд. В этом отношении вулканогенно-оса-

дочные руды резко отличны и от пелагических океанских и от нормально-осадочных современных и олигоценых марганцовых накоплений, что, несомненно, указывает у них на иной источник рудных компонентов.

Спрашивается, что же контролирует общие низкие содержания микроэлементов в вулканогенно-осадочных Mn рудах? И что вызывает



Фиг. 7. Сравнение средних содержаний микроэлементов в современных океанских Fe-Mn стяжениях и в родохрозитовых гидротермальных рудах

1 — современные океанские Fe-Mn стяжения; 2 — родохрозитовые жилы; а — центр Казахстана, б — Забайкалье

резкие всплески концентраций отдельных микроэлементов, чаще всего Cu, Mo, Ge, Zn (и Pb), W?

Причина низкого уровня содержания микроэлементов в вулканогенно-осадочных рудах при наличии резких подскоков у некоторых из них лежит, нам думается, главным образом в температурном режиме гидротерм и эксгаляций. Недавно Гардером (Н. Harder, 1964) было показано, что мобилизация в вулканическом очаге микроэлементов происходит в виде их хлоридов, которые обладают летучестью, однако только при высоких температурах; стало быть, гидротермы в это время принадлежат хлоридному типу и высоко нагреты (свыше 100—130°С). При низких температурах в растворе идут лишь бикарбонаты Fe, Mn, кремнезем и следы микроэлементов; гидротермы имеют в это время характер слабонагретых (30—40°) углекислых источников. Известно вместе с тем, что фумарольно-гидротермальная деятельность вулканических очагов весьма быстро меняется во времени и что высокотемпературная стадия фумарол с Cl и H₂S существует краткий промежуток времени, быстро сменяясь выделениями CO₂ и кислотными гидротермами, длительность которых многократно превышает длительность горячей хлоридно-сероводородной стадии.

Низкое общее содержание микроэлементов в вулканогенно-осадочных марганцовых рудах указывает, что главная масса рудных гидротермальных растворов была низкотемпературна и имела характер углекислых терм. Но временами, после очередного излияния или эксплозии, возникали более высокотемпературные эксгаляции с HCl и H₂S и гидротермы; тогда-то и выносились некоторые количества Cu, Pb, Zn, Mo, Ge и отдельные участки или горизонты рудных тел обогащались каким-либо одним-двумя или тремя членами этого ряда в форме сульфидов. В некоторых случаях эта полиметаллическая минерализация приобретала ин-

тенсивный характер и неоднократно повторялась, как например, в месторождении Джайрем (Джайльминская мульда) в Мексике и на Западе США. Подчеркнем еще раз, что Co, Ni в этой полиметаллической минерализации практически не участвуют, по крайней мере в рассмотренных нами месторождениях.

Чрезвычайно интересно было сопоставить геохимический облик достоверных вулканогенно-осадочных руд с обликом родохрозитовых накоплений марганца в собственно гидротермальных жилах.

Соответствующие данные представлены в табл. 11. Материал происходит главным образом из гидротермальных жил Джидинского месторождения Забайкалья, залегающих в ультрабазитах. Розовый родохрозит включает пятна вольфрамита, сфалерита, галенита, тщательно отобранных перед сдачей образцов на анализ. Несмотря на большую тщательность очистки все же микроскопические включения перечисленных элементов остались в родохрозитовой массе, что и отразилось в анализах.

Нетрудно видеть, что и по весьма низким содержаниям V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, Ga, а иногда по их полному отсутствию и по геохимическому спектру (фиг. 7) собственно гидротермальные накопления Mn гораздо ближе напоминают вулканогенно-осадочные, но не нормально-осадочные морские или океанические. Особенно контрастно различие в содержании и геохимическом спектре микроэлементов гидротермальных родохрозитов и океанских руд. Можно сказать поэтому, что приведенные в настоящей работе данные по геохимии достоверных вулканогенно-осадочных руд и гидротермальных накоплений родохрозитов находятся в резком противоречии с гипотезой гидротермального происхождения океанских Fe-Mn стяжений, но согласуются с представлениями, развитыми ранее одним из авторов статьи (Страхов, 1965, 1967). Пелагические океанские Fe-Mn руды возникли в решающей степени за счет очень далеко зашедшего фракционирования (или

Таблица 11

Малые элементы в родохрозите гидротермального генезиса

Образец и его местонахождение	%										10 ⁻⁴ %						
	Fe	Mn	P	CO ₂	CoBr	V	Cr	Cu	Ni	Co	Ga	Ce	W	Mo	Zn	P ₂	
Обр. А. Центральный Казахстан, месторождение Сев. Коунрад	1,78	43,90	Нэт	36,60	Нет	Нет	4	5	3	Нет	Нет	0,7	57	5	42	14	
Обр. 14/62. Забайкалье, Джидинское месторождение, из жил, залегающих в гранитоидах	0,43	45,28	»	37,50	»	»	2	4	2	»	»	1,6	16	Нет	6)	25	
Обр. 297/48. Там же	1,44	44,12	»	37,50	»	»	3	1	1	»	»	0,7	10	»	82	26	
Обр. 7. Забайкалье, Джидинское месторождение, из жил, залегающих в ультрабазитах	1,04	43,11	»	37,00	»	»	3	5	3	»	»	Нет	26	»	55	56	
Обр. 3. Там же	1,34	42,54	»	37,85	»	»	4	7	4	»	1	0,8	10	»	71	72	
Сборная проба Б. Там же	1,21	42,50	»	37,85	»	»	3	6	3	»	Нет	1,2	40	»	66	56	
Сборная проба В. Там же	1,28	41,94	»	37,35	»	»	3	5	2	»	»	0,2	10	»	55	46	

Коэффициенты корреляции в современных и олигоценых рудах

Элементы	Руды					Элементы	Руды				
	современные океанические	южно-украинские	читатурские	мангыш-лакские	лабинские		современные океанические	южно-украинские	читатурские	мангыш-лакские	лабинские
Mn—Ni	+0,366	+0,598	+0,537	+0,530	+0,466	Fe—Ni	-0,334	-0,126	+0,13	+0,19	-0,429
Mn—Cu	+0,344	+0,233	+0,660	+0,430	-0,002	Fe—Cu	-0,120	+0,012	+0,27	+0,06	+0,256
Mn—Mo	+0,506	+0,318	+0,460	—	+0,233	Fe—Mo	-0,138	+0,01	—	—	-0,261
Mn—Zn	+0,190	+0,163	+0,230	—	+0,120	Fe—Zn	-0,170	+0,015	—	—	-0,661
Mn—Co	0	+0,046	+0,354	0	+0,349	Fe—Co	+0,118	+0,346	+0,320	-0,58	-0,380
Mn—Pb	-0,261	+0,061	+0,06	—	+0,295	Fe—Pb	+0,336	-0,068	—	—	-0,483
Mn—Cr	—	-0,375	-0,06	-0,500	-0,770	Fe—Cr	—	+0,548	+0,14	+0,12	+0,529
Mn—V	—	-0,116	+0,08	-0,10	-0,663	Fe—V	—	+0,469	+0,150	-0,22	+0,504
Mn—Fe	-0,517	-0,487	-0,22	-0,28	-0,735						

Примечание: Прочеркнуто — коэффициент корреляции не вычислялся за отсутствием данных; подчеркнута данные, коэффициент корреляции которых недостоверен.

осадочной дифференциации) взвешенного и растворенного материала, принесенного с водосборных площадей за счет их химического выветривания. Гидротермальный материал имел в их генезисе второстепенное значение и участвовал лишь локально, вблизи подводных вулканических очагов.

IV. О КОРРЕЛЯЦИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНЫХ МАРГАНЦОВЫХ РУДАХ

Ранее уже говорилось о том, что между марганцем и некоторыми микроэлементами существует более или менее отчетливая корреляционная связь. Представляется поэтому важным рассмотреть этот вопрос детально и выяснить наличие или отсутствие корреляционных связей между всеми изученными микроэлементами и марганцем, а также между марганцем и железом и между железом и теми же микроэлементами.

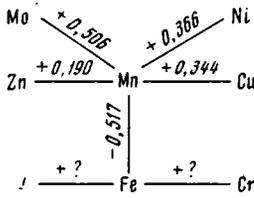
При решении вопроса были использованы два приема: составление корреляционных диаграмм между сравниваемыми элементами и вычисление коэффициентов корреляции. Не имея возможности опубликовать здесь даже часть составленных диаграмм⁵, мы воспользуемся только таблицей коэффициентов корреляции (табл. 12) и итоговыми графическими схемами для каждого изученного месторождения (табл. 13). При этом ограничимся только современными океаническими рудами, по которым достаточно аналитических данных, а также олигоценых осадочных остатков вне рассмотрения, поскольку данных по каждому месторождению для необходимых расчетов мало.

В табл. 12 сведены все вы-

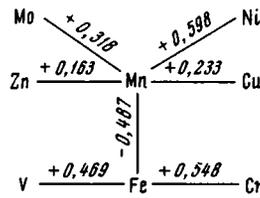
⁵ Наиболее характерные из них публикуются в указанной выше монографии.

Соотношение между макро- и микроэлементами

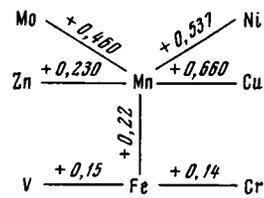
I. Современные океанические руды



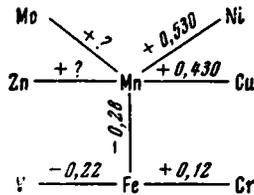
II. Южноукраинские руды



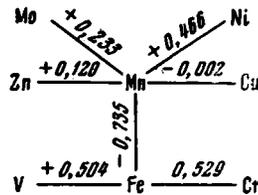
III. Чиатурские руды



IV. Мангышлакские руды



V. Лабинские руды



численные коэффициенты корреляции общим числом 72. Считая, что отчетливая корреляция выражается коэффициентом более 0,4, умеренная и слабая — коэффициентами 0,4—0,15, а недостоверная величинами менее 0,15 (что обычно отвечает величине квадратичной ошибки или только слегка ее превосходит), получаем, что отчетливая корреляция устанавливается в 22 случаях, умеренная и слабая в 26 и недостоверная в 24 случаях. Иными словами, в большинстве случаев (48) корреляция выступает с достоверностью и только в $1/3$ случаев оказывается недостоверной. Но даже в тех случаях, какие отнесены к отчетливой, умеренной и слабой корреляции, коэффициенты корреляции удивляют своими в общем-то достаточно низкими величинами. Ниже будут указаны факторы, определяющие эти низкие величины, пока же рассмотрим, как складываются сами корреляции между микроэлементами и двумя главными элементами руд Fe и Mn.

Как видно из табл. 12, корреляция между железом и марганцем во всех случаях отрицательная. Это значит, что, стягиваясь в конкреции из вмещающих осадков и отделяясь, дифференцируясь от последних, эти элементы все же внутри стяжений не объединяются или лишь частично объединяются (в карбонатных рудах) в какие-то минералы, но дают в основном каждый свои собственные минералы, обособленные в виде зерен, микрослоев, пленок, пятен, что так характерно для всех типов руд.

Обособление в большей или меньшей мере внутри стяжений Mn и Fe вызывает своеобразное разделение и микроэлементов. Так, никель всегда имеет позитивную связь с марганцем, причем в четырех случаях из пяти она выражена вполне отчетливо, ибо четыре коэффициента корреляции больше 0,4 и лишь в одном случае он равен 0,366. По отношению к железу никель ведет себя противоположно: в двух случаях его коэффициент корреляции достоверно отрицательный, в одном — очень слабо положительный (+0,19) и в двух — недостоверный. Все эти соотношения позволяют рассматривать никель в качестве активно стремящегося к ассоциации с марганцем и отталкивающегося от железа. Медь также ак-

тивно тяготеет к марганцу, но в несколько меньшей степени. Из пяти коэффициентов корреляции только два указывают вполне отчетливую связь с марганцем (коэффициент корреляции больше 0,4), два — связь ослабленную (0,344 и 0,233) и один — недостоверную — около нуля. Это ослабление связи меди с марганцем сейчас же сказывается на характере ее связей с железом: в двух случаях она становится слабо позитивной (коэффициент корреляции 0,256—0,270), в трех — недостоверной. Иначе говоря, ослабление позитивных связей меди с марганцем сопровождается зарождением слабо позитивных связей с железом.

У молибдена все четыре вычисленных коэффициента корреляции с марганцем оказываются позитивными, причем два из них указывают на вполне отчетливую связь, два — на ослабленную (+0,318 и +0,233). Соответственно из трех коэффициентов корреляции молибдена с железом один слабо негативный (—0,261), два — недостоверны. Слабее с марганцем связь у цинка. Из четырех вычисленных величин три позитивные, но очень малые: +0,190, +0,166 и +0,230, один — недостоверен. У пары Fe—Zn два коэффициента отрицательные, один из которых низкий (менее —0,170) и лишь один высокий (—0,661). В целом тетраду Ni—Co—Mo—Zn следует рассматривать как характерный марганцовый парагенез элементов в марганцовых рудах со все убывающей силой корреляции в ряду от Ni к Zn.

—Существенно иначе ведет себя пара Co—Mn. Из пяти вычисленных коэффициентов для Mn—Co только два позитивные, притом слабые (+0,354 и +0,349), три — недостоверные. У пары Fe—Co два коэффициента позитивные (+0,32 и +0,34), два — негативные (—0,58 и —0,38), один находится в поле недостоверности. Любопытно при этом, что в чистурских рудах позитивный коэффициент у Mn—Co сочетается с позитивным же у Fe—Co, притом равной величины; в лабинских же рудах позитивный коэффициент Mn—Co, равный +0,349; сочетается с негативным Fe—Co, равным —0,380. Совершенно очевидно, что в данном случае связи кобальта с каждым из основных породообразующих элементов не имеют закономерного характера; они случайны. Еще более отчетливо то же самое явление имеет место в соотношениях Pb с Mn и Fe, что непосредственно видно из табл. 13. Таким образом, пара Co и Pb образует группу микроэлементов со случайными и незакономерными связями с обоими рудообразующими элементами.

Очень характерны связи Cr и V. Из четырех вычисленных коэффициентов для пары Mn—Cr три отрицательные, один недостоверный. Отрицательная связь в двух случаях выражена вполне отчетливо (—0,550 и —0,770), в одном — ослабленно —0,347. Для пары Fe—Cr из четырех вычисленных коэффициентов два указывают на вполне отчетливую позитивную связь, два находятся у самой границы поля недостоверности, обладая положительным знаком. Для пары Mn—V из четырех коэффициентов один указывает отрицательную связь (—0,663), остальные находятся в поле недостоверности. У пары Fe—V из четырех вычисленных коэффициентов три указывают позитивную связь, один — негативную. В целом следует принять, что V и Cr в марганцовых рудах явно тяготеют к железу и образуют «железный парагенез» элементов. Добавим, что связи V—Cr, как правило, также позитивные.

Итак, из десяти микроэлементов, систематически определявшихся в большом количестве проб олигоценых руд и в рудах современных (всего около 400 проб) Ni—Cu—Mo—Zn явно тяготеют к марганцу, «отгалкиваясь» от железа. Группа Co—Pb не имеет отчетливо выраженных и постоянных связей ни с марганцем, ни с железом, точнее, то проявляет тяготение к первому элементу, то ко второму; ее корреляции имеют случайный, не закономерный характер. V и Cr коррелируют с Fe. Можно сказать поэтому, что микроэлементы в марганцовых рудах образуют два парагенеза: марганцовый (Ni—Cu—Mo—Zn) и железный

(V—Cr), наряду с которыми существует индифферентная или блуждающая группа (Co—Pb), то включающаяся в первый, то во второй парагенез.

Интересно, что связь между элементами в рудах и во вмещающих породах или илах, по-видимому, существенно разная. Наиболее отчетливо видно это на современных океанических рудах и илах. В рудах корреляция Fe—Mn, всегда отчетливо выраженная, отрицательная (—0,517), во вмещающих илах — положительная (от +0,42 до +0,52, редко ниже). В олигоценовых рудах связь Fe и Mn также всегда отрицательная, в двух случаях низкая (—0,22, —0,28), в двух достаточно высокая (—0,463, —0,731). К сожалению, данных для вычисления коэффициента корреляции во вмещающих породах недостаточно, но все же, когда их удавалось вычислить, отношения микроэлементов к Mn и Fe также оказывались заметно иными, чем в рудах. Эти факты имеют, по-видимому, крупное принципиальное значение. В процессе седиментации между главными рудообразующими элементами и микроэлементами возникают одни отношения, при диагенетическом же перераспределении элементов и формировании стяжений — другие, иногда прямо противоположные, как, например, у Mn и Fe, или заметно отличные, как у Mn и микроэлементов. Мы сталкиваемся здесь с новой тонкой чертой диагенетического преобразования илов, доселе пропущенной, но заслуживающей детального анализа в дальнейшем, ибо это обещает существенно углубить наши представления о механизме диагенетического преобразования осадков.

Все изложенное выше ставит два кардинальных вопроса: 1) что определяет в общем невысокие, а чаще всего низкие коэффициенты корреляции между микроэлементами и рудообразующими элементами, варьирующие в пределах 0,77—0,20; 2) что определяет тяготение Ni—Cu—Mo—Zn к марганцу, V—Cr к железу, и блуждание Co—Pb между первой и второй группами?

Ответ на первый вопрос сейчас более или менее ясен. Невысокие и чаще даже низкие коэффициенты корреляции микроэлементов определяются в основном многообразием форм их нахождения в рудах. Таких форм, по крайней мере, пять: а) вхождение в состав аутигенных рудных минералов марганца; б) вхождение в аутигенные минералы железа; в) нахождение в решетке терригенных минералов; г) то же в глинистых минералах и д) нахождение в сорбированном комплексе коллоидных минералов. Из перечисленных форм наибольшее значение имеют первая (а), четвертая (г) и пятая (д) формы. Заметим, что соотношение каждого микроэлемента с Mn и с Fe в каждой из этих минеральных групп свое особое, индивидуальное, в ряде случаев обладающее, вероятно, даже разным знаком коэффициентов корреляции. Коэффициенты корреляции любого микроэлемента с Mn или с Fe, вычисляемые для каждой пробы руды в целом и показанные в табл. 12, представляют собой как бы сальдо, суммирование этих частных коэффициентов корреляции для каждой из пяти перечисленных минеральных групп, присутствующих в руде, причем эти частные коэффициенты различны не только по величинам, но нередко, вероятно, противоположны по знаку. Такая ситуация не может не приводить к общим невысоким итоговым коэффициентам корреляции, вычисленным для образцов руды в целом. Дополнительным осложняющим моментом является сильно выраженная неравномерность (пестрота) распределения каждого микроэлемента как в наддонной воде, так, особенно, в воде иловой, что неизбежно должно приводить к резко различным соотношениям микроэлементов в диагенетических минералах, образующих руду.

Таким образом, в природных условиях имеется достаточное количество факторов, ослабляюще влияющих на корреляцию микроэлементов с рудообразующими — Mn и Fe. И, в сущности, следует удивляться не

тому, что корреляции элементов в марганцевых рудах оказываются обычно слабыми и лишь в ограниченном числе случаев вполне отчетливыми, а тому, что корреляции все же сохранились, хотя обычно и в приглушенном виде. Слишком многообразны формы вхождения элементов в разнообразные твердые фазы, образующие рудный осадок, и слишком сложна и неоднородна пространственно среда наддонной и иловой воды, из которой элементы поступают в твердую фазу!

Что касается тяготения Ni—Cu—Mo—Zn к Mn, V—Cr к Fe и блуждания Co—Pb от одного парагенеза элементов к другому, то дать рациональное объяснение этому факту мы пока не можем. Можно лишь отметить, что более геохимически подвижные элементы тяготеют в общем к марганцу, менее подвижные — к железу. Но это лишь чисто эмпирическое наблюдение, механизм которого пока не ясен. Раскрытие его — задача дальнейших исследований и не только геохимии марганцевых руд, но и геохимии гумидной рудной триады в целом. Здесь необходимо накопление гораздо большего количества данных по присущим им микроэлементам, чем те, какими мы располагаем сейчас. Необходимо также работа по сепарации разных, аутигенных и терригенных минералов, входящих в руду, и определению микроэлементов в сепарированных пробах.

Несмотря на чисто эмпирический характер корреляционных группировок микроэлементов в марганцевых рудах, сам факт их наличия представляет, как нам кажется, принципиальный интерес. Можно сказать, что в марганцевых рудах существуют два постоянно повторяющихся парагенеза элементов: собственно марганцевый и железный. Несомненно, что и у других членов гумидной рудной триады также могут быть выделены аналогичные парагенезы. В частности, в бокситах с алюминием как главным рудным элементом, как правило, отчетливо коррелируют гидролизаты: титан, цирконий, гафний, галлий, ниобий, тантал; примесь железа обуславливает появление V, Cr, As, P, а иногда, в зависимости от состава водосборов, еще Co, Ni, Cu. Существует у бокситов и своего рода «блуждающая» группа — Ti, Ga, тяготеющая, помимо Al, еще к железу. В железных рудах с основным рудным элементом коррелятивно связаны V, Cr, As, P, Pb, Ge; примесь марганца обуславливает некоторое накопление Co, Ni, Cu. Таким образом, каждая руда принципиально, вероятно, разложима на некоторое число естественных сообществ, или парагенезов — элементов. Изучение с этой точки зрения руд гумидной триады, да и всех прочих руд, представляет крупный принципиальный интерес, так как позволяет гораздо глубже проникнуть в механику рудного процесса, чем это было возможно до сих пор.

Выявление парагенеза микроэлементов в рудах интересно и важно еще и потому, что исследователь получает возможность по карте распределения главного рудного элемента судить об основных чертах распределения коррелятивно связанных с ним микроэлементов. Так, в Тихом океане карты распределения Ni, Cu, Zn, Mo в Fe-Mn стяжениях, как показала недавно Н. С. Скорнякова (1964), довольно близко повторяют карту распределения марганца, что и естественно, ибо между Mn и Ni—Cu—Mo—Zn существует положительная корреляция. Карты же распределения Mn и Fe в тех же конкрециях почти взаимнообратны, ибо коэффициент корреляции их отрицательный и довольно высокий. В Чиагурах, как это показано в статье Л. Е. Штеренберга (1967), карты распределения на площади средневзвешенных содержаний Mn, Ni, Co близки сходны, ибо их коэффициенты корреляции положительны и достаточно выражены. Можно думать, что чем больше позитивный коэффициент корреляции между главным рудным элементом и связанным с ним микроэлементом, тем более сходны карты их средневзвешенных содержаний в рудном месторождении. Элементы блуждающей группы, т. е.

тяготеющие частично к одному главному рудному элементу, частично к другому, будут характеризоваться своими особыми, индивидуальными картами распределения.

Изложенного в настоящей статье, думается, достаточно для признания, что вовлечение в исследование рудных микроэлементов, действительно, открывает много нового и существенного в рудном процессе, показывает его в ином, чем принято сейчас, аспекте, углубляет познание его механизма. Но необходимым условием такого рода работы является оперирование количественными, а не полуколичественными, и тем более не чисто качественными определениями микроэлементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения. В кн.: «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». Изд-во АН СССР, 1937.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Варенцов И. М., Базелевская Е. С., Белова И. В., Семенова М. Г. Особенности распределения Cu, Co, Ni, Cr и V в рудах и вмещающих отложениях южноукраинского марганцеворудного бассейна.— В кн.: «Марганцевые месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1967.
- Баранова Н. М., Басс Ю. Б., Богданович В. В. и др. Никопольский марганцеворудный бассейн. Изд-во «Недра», 1964.
- Грязнов В. И., Селин Ю. И. Основные черты геологии Больше-Токмакского марганцевого месторождения УССР. Геология рудн. месторождений, № 1, 1959.
- Калиненко В. В., Шумихина И. В., Гусарова А. И. Марганценозные отложения Лабинского месторождения и распределения в них никеля, хрома, ванадия, кобальта, меди. В кн.: «Марганцевые месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1967.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. Литология и полезн. ископаемые, № 5, 1964.
- Страхов Н. М. Типы накоплений марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса. Литология и полезн. ископаемые, № 4, 1965.
- Страхов Н. М. О специфике осадочного геохимического процесса в гумидных зонах. В кн.: «Геохимия осадочных пород и руд». Изд-во «Наука», 1967.
- Страхов Н. М., Варенцов И. М., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С., Штеренберг Л. Е. К познанию механизма марганцеворудного процесса на примере олигоценых руд юга СССР. В кн.: «Марганцевые месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1967.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. К вопросу о генетическом типе Чиатурского месторождения. Литология и полезн. ископаемые, № 1, 1965.
- Тихомирова Е. С., Черкасова Е. В. Распределение малых элементов в рудах Мангышлакского месторождения марганца. В кн.: «Марганцевые месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1967.
- Штеренберг Л. Е. К вопросу о распределении Ni и Co по площади Чиатурского месторождения. Литология и полезн. ископаемые, № 3, 1967.
- Штеренберг Л. Е., Белова И. В., Мотузова Г. В., Черкасова Е. В. Ga, Ge, Pb, Zn, W и Mo в марганцевых рудах Чиатурского и других месторождений Грузинской ССР. Докл. АН СССР, т. 173, № 2, 1967.
- Штеренберг Л. Е., Нестерова И. Л., Карасева Г. И., Черкасова Е. В. Особенности распределения Ni, Co, Cu, Cr и V в рудах и вмещающих породах Чиатурского месторождения. В кн.: Марганцевые месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1967.
- Harder H. Können Eisensäuerlinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären? Beitr.— Min. u. Petrogr., 9, H. 5, 1964.
- Hewett D. F. Stratified deposits of the oxides and Carbonates of Manganese. Econ. Geol., v. 61, No. 3, 1966.
- Hewett D. F., Fleischer M. Deposits of the manganese oxides. Econ. Geol., v. 55, No 1, 1960.
- Hewett D. F., Fleischer M., Conklin N. Deposits of manganese oxides. Supplement. Econ. Geol., v. 58, No 1, 1963.
- Landergrén S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. Sver. geol. undersökn. Arsbook 42, No 5, 1948.
- Landergrén S. On the geochemistry of deep-sea sediments. In: Reports of the Swedish Deep-Sea Expedit. 1947—1948. V. 10, fasc. 4. Göteborg, 1964.
- Ljunggren P. Some data concerning the formation of manganiferous and ferriferous bog ores. Geol. Fören. I Stockholm Förhandi, B. 75, H. 2, 1953.
- Ljunggren P. Geochemistry and radioactivity of some Mn and Fe bog ores.— Geol. Fören. Stockholm Förhandi, B. 77, H. 1, 1955.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
14.XII.1966

УДК 550.42 : 553.3 (479)

К ВОПРОСУ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ Ni и Co ПО ПЛОЩАДИ ЧИАТУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ

1. ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Изучением малых элементов в марганцовых рудах Чиатурского месторождения, и в первую очередь Ni и Co, занимались Ф. Я. Аносов и И. И. Гинзбург (1938), О. Е. Звягинцев (1942), А. В. Гавашели (1959) и др. Имеется специальная работа И. М. Гинзбурга (1939), посвященная никеленосности и кобальтоносности марганцовых руд СССР.

Обнаружение в ряде случаев довольно высоких концентраций Ni и Co, значительно превышающих кларковые величины, заставили исследователей проводить детальное опробование руд в разных точках Чиатурского месторождения¹. Исторически сложилось так, что западные части Чиатурского месторождения, более доступные для разведки и разработки, опробовались на Ni и Co ранее. Значительно позже были опробованы восточные части месторождения, после того как Г. А. Авалиани (1940, 1959), открыл там карбонатные руды. Всего было сделано около 2200 химических определений Ni и Co, которые показали большую пестроту содержаний этих элементов в одних и тех же промышленно-генетических типах руд, где наряду с высокими содержаниями Ni(Co) уста навливались и низкие.

Разновременное опробование нагорий и участков не позволило исследователям, занимавшимся выявлением соотношений между Mn и Ni(Co), оценить в полной мере картины их распределения по площади месторождения, а большой разброс процентных содержаний этих элементов в рудах привел к тому, что долгое время аналитический материал не привлекал к себе должного внимания. Задачей настоящей работы является в какой-то мере восполнить этот пробел. В ней излагаются результаты обобщения химических анализов на содержание Ni и Co. Основная часть этого материала заимствована у геологов Чиатурской разведочной партии.

2. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЧИАТУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Классическое типично осадочное марганцеворудное Чиатурское месторождение расположено в пределах центральной части Грузинской глыбы, к северу от Дзирульского кристаллического массива. Образование его, приуроченное к началу олигоцена, точнее, к хадумскому горизонту, происходило в прибрежно-морских условиях трансгрессирующего май-

¹ Пользуюсь случаем выразить свою благодарность Г. А. Авалиани, Д. П. Дольдзе, В. Г. Шотниеву, А. В. Гавашели и В. И. Табагари, под руководством и при участии которых проводилось определение Ni и Co в рудах Чиатурского месторождения, за помощь в работе.

копского моря. Хотя современная площадь месторождения не отвечает первичным очертаниям этого бассейна, все же в его строении сохранилось много характерных черт, позволяющих судить о направлении сноса как терригенного, так и рудного материала.

Уже давно А. Г. Бетехтин (1936, 1937) указывал, что исходным материалом для марганцовых руд явились порфириты и гранитоидные породы Дзирульского массива. Разрез нижнеолигоценых отложений начинается подрудным горизонтом, залегающим с размывом на известняках верхнего мела и представленным в крайней юго-западной части месторождения конгломератами, которые вверх по разрезу и в восточном направлении сменяются более тонкозернистыми отложениями. Юго-западная часть месторождения значительно приподнята относительно восточной. Здесь рудный горизонт, сложенный в основном псиломелан-пилолизитовыми рудами, имеет обычно простое строение. К востоку, по мере погружения дна бассейна, строение его усложняется за счет безрудных прослоев, число которых доходит до 20—25, а на отдельных участках даже больше. Руды в восточном направлении сменяются мanganит-карбонатными и карбонатными. В этом же направлении уменьшаются и процентные содержания марганца в рудах, а также абсолютные массы марганца ($кг/м^2$; Страхов и Штеренберг, 1965).

Гранулометрический анализ вмещающих отложений по верхней и нижней частям рудного горизонта, предварительно очищенных от опала, позволил выявить распределение различных типов вмещающих руды пород на площади месторождения. В первые моменты рудообразования западная часть рудной площади располагается в зоне средне- и мелкозернистых песчаников, восточная — среди алевролитов; за пределами месторождения (безрудный участок Корбоули) господствуют слабопесчанистые глины. Гранулометрический фон рудообразования в верхней части горизонта существенно иной. Здесь песчаники развиты в виде узкой зоны в самой крайней западной части месторождения. На основной площади месторождения залегают алевриты и сменяющие их глины.

Изучение минерального состава рудовмещающих песков позволило Г. Ю. Бугузовой (Бугузова, Штеренберг, 1964) установить присутствие в их легкой фракции большого количества обломков пород (до 50%) и полевых шпатов (до 25—35%). Среди обломков преобладают зерна гранитоидных пород, зерна кислых эффузивов и т. п. Значительное участие в тяжелой фракции принимает слабовеетрелый биотит, нередко в виде крупных пластинок. Слабая окатанность обломочных зерен и плохая их сортировка указывают на близость источников сноса и на незначительное удаление месторождения от береговой линии.

Как видим, факты однозначно подтверждают в общих чертах положение А. Г. Бетехтина о привносе рудного и основной части терригенного материала с запада и юго-запада, со стороны Дзирульского массива.

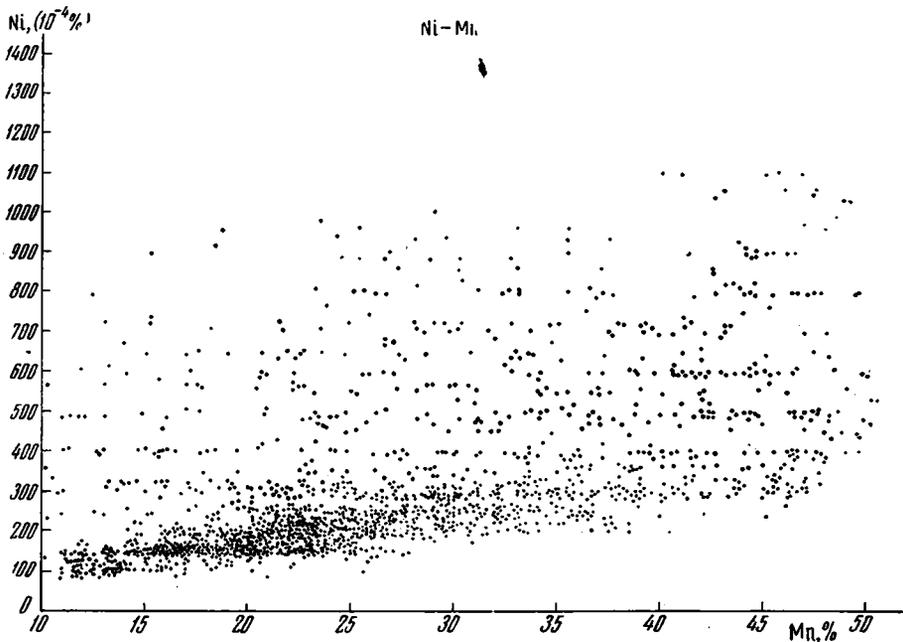
3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Ni и Co В РУДАХ ПО ПЛОЩАДИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При обработке аналитического материала по содержаниям Ni и Co в рудах Чиатурского месторождения были построены диаграммы соотношений: Mn—Ni, Mn—Co (фиг. 1, 2). Диаграммы, несмотря на некоторый разброс точек, отчетливо показывают прямую зависимость содержаний Ni и Co от содержаний Mn, а также взаимосвязь между этими элементами. Оценка соотношений видна из табл. 1, где приведены средние содержания Ni и Co по интервалам процентных содержаний марганца. Как видно из табл. 1, средние содержания Ni и Co по всем интервалам марганца медленно, но неуклонно возрастают от бедных к богатым рудам. В отличие от этого средние величины отношений Ni : Mn

Связь содержаний Ni и Co с содержанием Mn

Коррелируемые элементы, 10 ⁻⁴ %	Содержания марганца, %							
	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50
Ni	178	194	224	301	396	431	546	608
$\frac{Ni}{Mn}$	14	11	9	11	12	11	12	12
Co	13	13	16,7	22,8	26	29	36,6	42
$\frac{Co}{Mn}$	1	0,7	0,8	0,8	0,8	0,7	0,8	0,9

и Co : Mn по всем градациям процентных содержаний марганца практически остаются неизменными. У Ni они равны 11—12, а у Co — 0,7—0,8. Отклонения же, хотя и имеются, но они единичны и незначительны по величине.

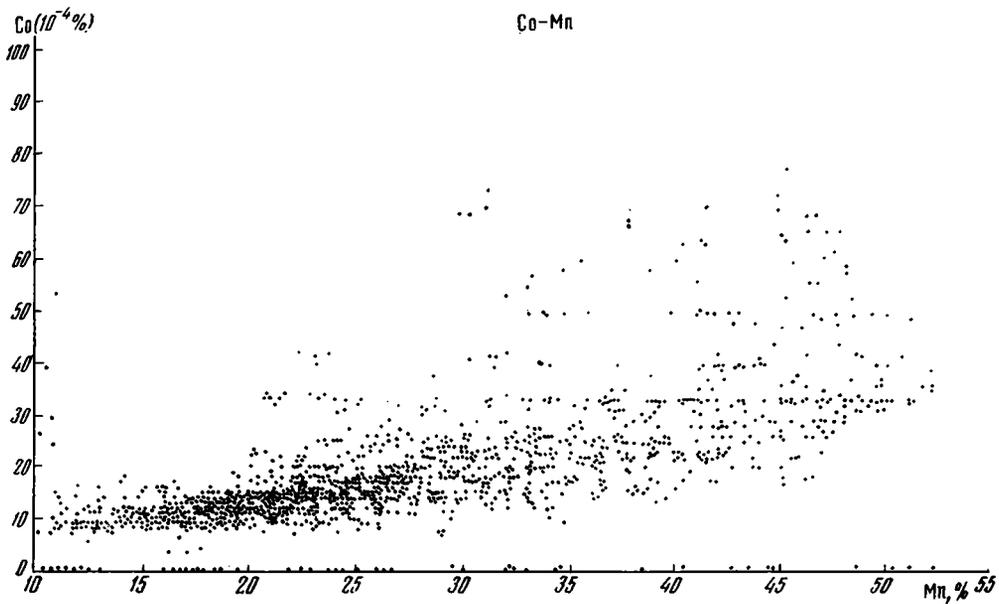


Фиг. 1. Соотношения Ni : Mn в рудах

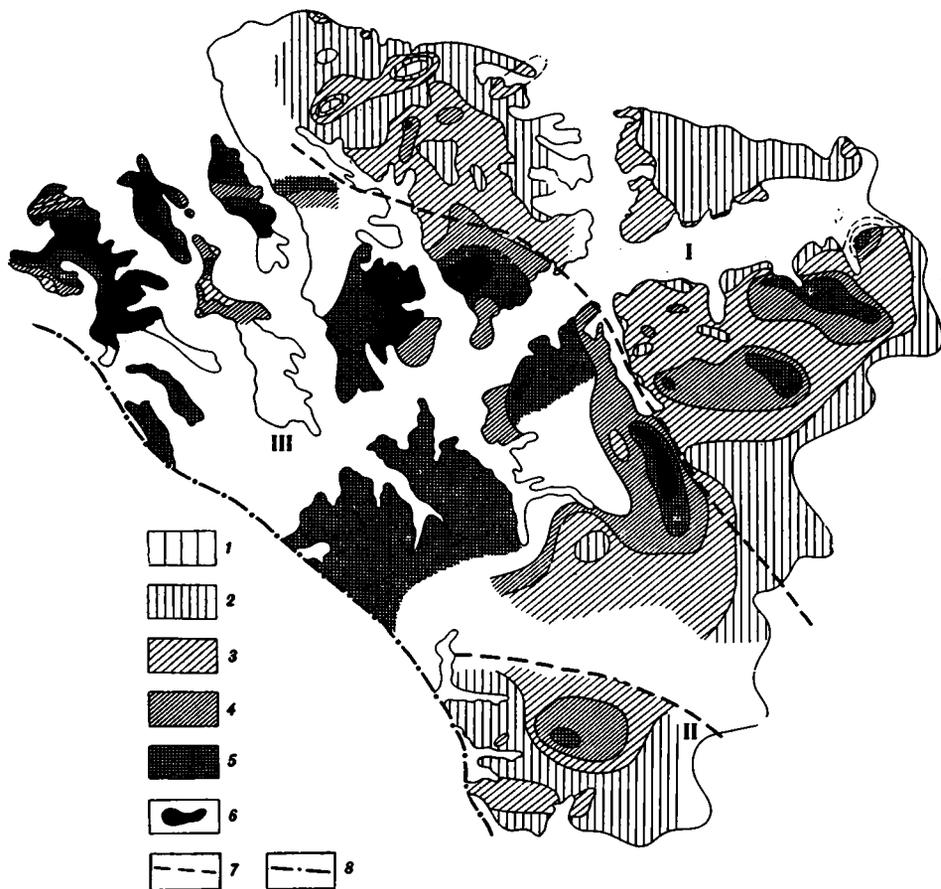
С помощью электронно-счетной машины были рассчитаны коэффициенты корреляции. Результаты получились следующие: Mn—Ni = $+0,537 \pm 0,015$; Mn—Co = $+0,354 \pm 0,020$; Ni—Co = $+0,488 \pm 0,017$.

Таким образом, при обработке большого количества анализов выявляется положительная корреляция Mn с Ni(Co), а также Ni с Co.

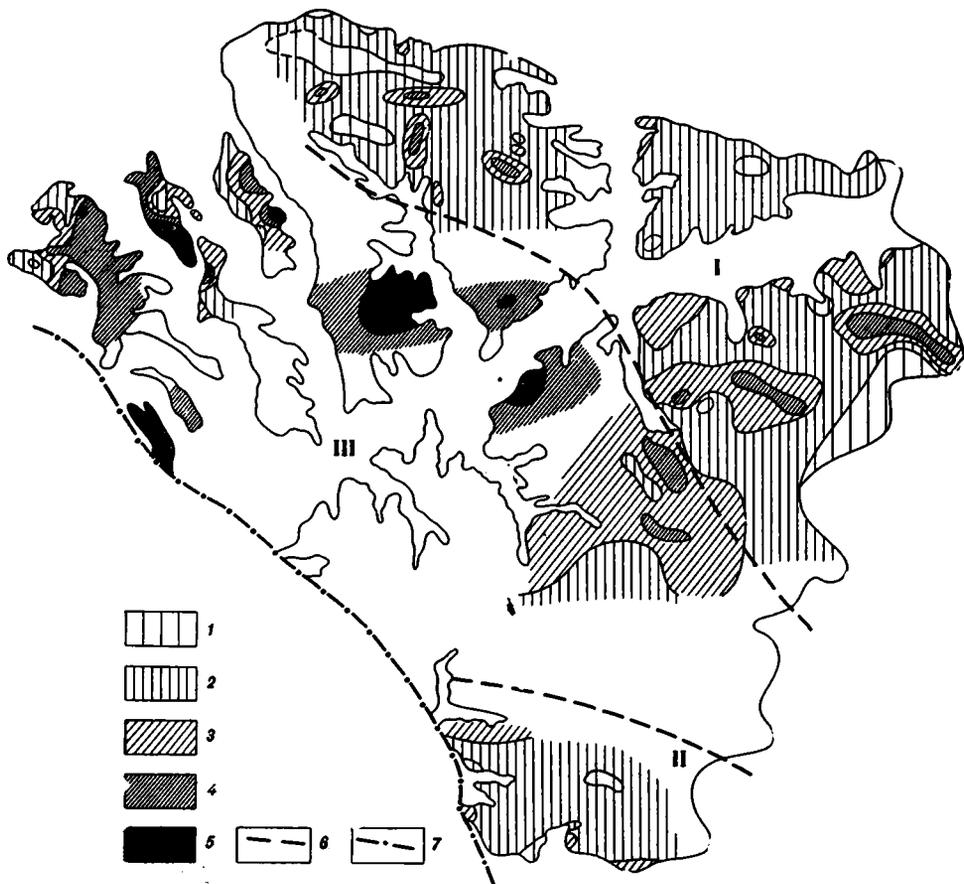
Поскольку Mn : Ni и Mn : Co показали довольно значительную корреляцию, было интересно проверить, отражается ли эта связь и на площадном распределении и, если отражается, то насколько сильно? Для построения карт, помимо 2200 определений Ni и Co в рудах Чиатурской геологоразведочной партии для 21 точки, анализы выполнены в лаборатории Геологической ин-та АН СССР. К сожалению, точки, где производился отбор проб для анализов на содержания в рудах Ni и Co, не покрывают всей площади месторождения, но все же аналитического материала вполне достаточно для решения интересующего нас вопроса.



Фиг. 2. Соотношения Co : Mn в рудах



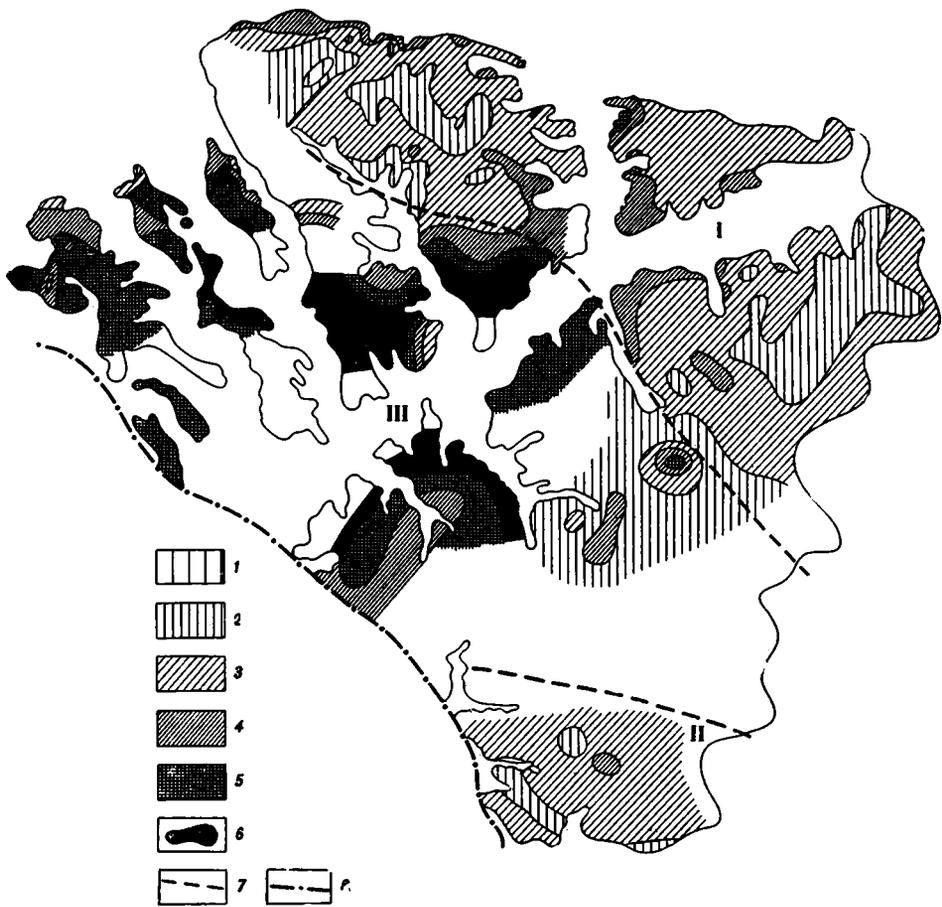
Фиг. 3. Распределения Ni по площади месторождения, $10^{-4}\%$
 1 — до 100; 2 — 100—200; 3 — 200—300; 4 — 300—400; 5 — 400—600; 6 — >600; 7 — граница между полями разных концентраций Ni в рудах; 8 — разлом



Фиг. 4. Распределение по площади месторождения Со, $10^{-4}\%$
 1 — до 10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — 30—50; 5 — >50; 6 — граница между полями разных концентраций СО в рудах; 7 — разлом

При построении карт вычислялись средневзвешенные содержания Mn, Ni, Co по каждой точке разреза рудного горизонта. На фиг. 3 выделяются три различные поля процентных содержаний Ni. Самое крупное восточное (I), охватывающее нагорья Сареки, Пасиети и основную, северную, часть Дарквети, характеризуется преимущественно низкими его содержаниями — от 100 до $300 \cdot 10^{-4}\%$. Второе поле располагается в самой южной части месторождения (нагорье Мереви). Оно отличается весьма низкими содержаниями Ni в рудах ($100—200 \cdot 10^{-4}\%$). Третье поле охватывает западную часть площади Чиатурского месторождения (нагорья Ргани, Перевиси, Шукрути, Итхвиси, Табагреби, Баникаури и Мгвимеви). Содержания Ni здесь выше по сравнению с содержаниями в рудах I и II полей. Градации $200—300 \cdot 10^{-4}\%$ в пределах III поля занимает лишь ничтожные по величине участки. Подавляющая часть площади III поля занята градациями $400—600 \cdot 10^{-4}\%$. Кроме того, здесь же присутствует и градация $>600 \cdot 10^{-4}\%$.

В целом западная часть Чиатурской площади, где, как указывалось выше, располагаются наиболее богатые марганцем окисные и частично карбонатные руды, содержит повышенные количества никеля по сравнению с восточной частью площади, где преобладают, а на отдельных нагорьях имеют исключительное развитие карбонатные руды. То же наблюдается и на карте распределения содержаний кобальта (фиг. 4).



Фиг. 5. Распределение Mn на площадях Чиатурского месторождения по его средне-взвешенным содержаниям в точках, где определялись Ni и Co, %
 1 — до 10; 2 — 10—15; 3 — 15—20; 4 — 20—25; 5 — 25—30; 6 — >30; 7 — граница между полями разных концентраций Mn в рудах; 8 — разлом

Здесь, как и для никеля, легко выделяются те же три основных поля. Восточное (I) характеризуется довольно низкими содержаниями кобальта. Преобладающими на этой части площади Чиатурского месторождения являются содержания до 10 и 10—20 · 10⁻⁴%. Лишь в юго-восточном углу наблюдаются три небольших по размерам участка с относительно повышенными содержаниями Co (20—50 · 10⁻⁴). II-е поле, расположенное на юге, так же как и для никеля, занято в основном низкими содержаниями кобальта (10—20 · 10⁻⁴%). В отличие от этого III поле, охватывающее западную часть площади, сложено наиболее богатыми по содержанию кобальта рудами. Преобладающими здесь являются содержания 20—30 и 30—50 · 10⁻⁴%. Значительно развиты также и руды с содержаниями Co 50 · 10⁻⁴%.

Таким образом, очевидно явное сходство в площадном распределении Ni и Co. Иными словами, в распределении Ni и Co вскрывается отчетливое сходство, отвечающее значению их коэффициента корреляции. Вместе с тем детальное сравнение этих карт внутри выделенных полей (I, II, III) выявляет много расхождений, что указывает на самостоятельность поведения каждого из рассматриваемых элементов. Следовательно, картографический контроль между Ni и Co осуществляется только в общих, но весьма существенных чертах.

В целях более конкретной площадной корреляции Ni и Co с Mn по тем же разрезам, какие были использованы при сопоставлении карт Ni и Co, была построена карта распределения средневзвешенных содержаний Mn в рудах (фиг. 5). Рассматривая эту карту, нетрудно убедиться, что и она в своих основных чертах не отличается от карт распределения Ni и Co. На карте Mn также выделяются три поля (I, II, III). I поле располагается в восточной части площади и занято главным образом бедными карбонатными рудами, содержащими Mn (10—20% Mn). Лишь на участках, где руды подвергались окислению, содержания марганца несколько повышаются и доходят до 20—25%. II поле, на юге месторождения, представлено рудами с содержаниями марганца 15—20%. III поле, на западе месторождения, имеет наиболее высокие средневзвешенные содержания марганца (25—30% и более).

Из сопоставления карт Ni, Co и Mn видно, что во всех случаях основные поля (I, II, III) локализованы по площади месторождения одинаково. Но детали размещения разных содержаний Ni, Co и Mn внутри отдельных полей заметно отличаются. Следовательно, и в данном случае пространственная корреляция между $Mn \sim Co$ имеет общий характер при различиях в деталях. Это вполне естественно, поскольку коэффициенты корреляции обеих пар элементов отличаются друг от друга несущественно. Важно отметить, что наличие или отсутствие корреляции элементов, рассчитанных методами вариационной статистики, сразу же сказывается на картографической корреляции, предопределяя детальность их сходимости. С увеличением же коэффициентов корреляций между элементами степень картографической корреляции усиливается и в конце концов дает не только сходимость в общих чертах, но и в деталях.

4. ИСТОЧНИКИ Ni и Co в МАРГАНЦОВЫХ РУДАХ

При рассмотрении вопроса об источниках Ni и Co в марганцевых рудах в первую очередь, как нам кажется, необходимо иметь в виду потенциальные возможности двух основных комплексов пород: среднеюрских порфиритов и гранитоидов Дзирульского массива, на которые указывал А. Г. Бетехтин, отдавая предпочтение последним.

Таблица 2

Средние содержания марганца в различных типах пород, %

Порода	Количество исследованных образцов	Mn	Примечания
Граниты и гранитоидные породы Дзирульского массива	27	0,048	Г. М. Смирнов и др. (1938), Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1945) и др. Г. С. Дзоценидзе (1948) Анализы химической лаборатории ГИН АН СССР
Порфириды среднеюрские	48	0,12	
Граниты Дзирульского массива	7	0,031	
Порфириды среднеюрские (Дзирульский массив)	13	0,17	

Для выяснения содержаний элементов в рассматриваемых породах, а следовательно, и соотношений их в двух предполагаемых комплексах пород, располагающихся к западу и юго-западу от Чиатурского месторождения, были отобраны граниты и порфириды средней юры, в которых химически определялись Mn, Fe и P. Данные о содержании марганца в гранитах и порфиридах сведены в табл. 2. Там же для сравнения приведены средние содержания марганца в гранитоидных породах Дзирульского массива и в среднеюрских порфиридах.

Из табл. 2 видно, что Mn в порфиридах больше (почти что в 2,5 раза), чем в гранитах, по данным Г. М. Смирнова, Д. С. Белянкина, Г. С. Дзоце-

нидзе и др., и почти в 6 раз — по нашим данным. Еще более интересная картина раскрывается при рассмотрении табл. 3, где сведены содержания Ni и Co. В ней приведены и средние содержания Ni и Co в основных и кислых породах Земной коры по данным А. П. Виноградова (1962), а также средние содержания их в различных типах рудовмещающих пород Чиатурского месторождения и, для сравнения, — средние содержания этих же элементов в различных породах Кузбасса и свиты С⁶ Донбасса. Последние по ряду черт (полимиктность, близость фациально-литологических типов пород, сходство фаций и т. п.) напоминают нижнеолигоценовые отложения Чиатурского и других месторождений.

Таблица 3

Средние содержания Ni и Co в различных типах пород, 10⁻⁴%

Породы	Ni	Co	Примечания
Основные	160	45	По А. П. Виноградову (1962)
Кислые	8	5	
Рудовмещающие			Химические анализы, выполненные в лаборатории ГИН АН СССР
пески и песчаники	314	16	
алевролиты	162	21	
глины	130	7	
Синхроничные рудным за пределами месторождения			
пески и песчаники	32	9	
алевролиты	29	5	
глины	59	7	
Песчаники	14	6	Карагандинская свита Кузбасса
Алевролиты	15	7	
Аргиллиты	15	5	
Песчаники	30	2	Отложения С ⁶ Донбасса
Алевролиты	49	5,7	
Аргиллиты	56	6,3	Н. М. Страхов, Э. С. Залмалзон, М. А. Глаголева (1959)

По данным А. П. Виноградова, основные породы по сравнению с кислыми значительно обогащены Ni (больше, чем на порядок) и Co (на полпорядка). Особенно энергично накапливаются Ni и Co в рудах и вмещающих породах.

Геохимические данные, приведенные в табл. 2 и 3, дополняя петрографические сведения, полученные при изучении различных фракций вмещающих пород, указывают на более важную роль в образовании марганцевых руд Чиатурского месторождения порфириров средней юры, чем гранитов Дзирульского массива.

При сравнении содержаний Ni и Co в нижнеолигоценовых отложениях за пределами месторождения с содержаниями этих элементов в породах карагандинской свиты Кузбасса и свиты С⁶ Донбасса выясняется довольно любопытная ситуация. Оказывается, они близки, но зато резко отличаются от содержаний Ni и Co в рудовмещающих отложениях Чиатурского месторождения. Эти данные свидетельствуют о повышенных содержаниях Ni и Co во время накопления марганца. Следовательно, в хадумское море Грузии с отдельных участков водосборных площадей поступали не только повышенные количества Mn, приводящие к рудообразованию, но и Ni и Co, которые заражали породы, участвующие в процессе рудообразования. Как видно из табл. 3, наибольшие содержания Ni приходятся на рудовмещающие песчаники, располагающиеся в том III поле, где установлены наиболее высокие содержания Mn, Ni и Co в рудах. Вероятнее всего, обогащение никелем и кобальтом руд и вмещающих пород западной части Чиатурского месторождения, по сравнению

с восточной, не случайны и определяются главным образом процессами выветривания на водосборах материнских пород. Несколько холодноватый гумидный климат и вялый, близкий к платформенному тектонический режим Грузинской глыбы способствовали избирательному выщелачиванию двухвалентного марганца из материнских пород, приводя в окислительных условиях к образованию тяжелых гелей $RO \cdot MnO_2 \cdot H_2O$ типа, близкого к псиломелан-ваду (Страхов, Штеренберг, 1965). По данным И. И. Гинзбурга и А. И. Пономарева (1949), эти образования обладают наиболее высокой адсорбционной способностью по сравнению с другими окисными соединениями марганца и железа. Одновременно из материнских пород при выветривании уходили Ni, Co и некоторые другие элементы. В путях совместной миграции малых элементов и гелей гидроокислов марганца, а также в бассейне седиментации последние адсорбировали Ni и Co.

Адсорбированные малые элементы мигрировали совместно со взвесями гидроокислов марганца и распределялись по площади месторождения по такому же плану, как последние, а именно: на западе месторождения, где располагаются наиболее богатые марганцем руды, находятся и наибольшие содержания Ni и Co.

ЛИТЕРАТУРА

- Авалиани Г. А. Предварительные данные о Чиатурских карбонат-марганцевых рудах. Изд-во ГПИ им. Кирова, вып. 5, 1940.
- Авалиани Г. А. Минералогия Чиатурских карбонатных марганцевых руд. Геол. сб. № 1, Госгеолтехиздат, 1959.
- Аносов Ф. Я., Гинзбург И. И. Очерки по геохимии марганца. О некоторых рассеянных элементах в Чиатурских марганцевых рудах и о проблеме генезиса этих руд.—Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР, вып. 9, 1938.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР, 1945. (Ин-т геол. наук АН СССР. Петрография СССР. Серия 1.)
- Бетехтин А. Г. Чиатурское марганцевое месторождение и его промышленная характеристика.—Тр. ЦНИГРИ, вып. 60, 1936.
- Бетехтин А. Г. О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения.—В кн.: «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». Изд-во АН СССР, 1937.
- Бутузова Г. Ю., Штеренберг Л. Е. Распределение марганца и железа в хадумских отложениях Грузии.—Литология и полезн. ископаемые, № 1, 1964.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—Геохимия, № 7, 1962.
- Гавашели А. В. Кобальт и никель в марганцевых рудах Чиатуры-Сачхерского бассейна.—Сов. геология, № 2, 1959.
- Гинзбург И. И. Никеленосность и кобальтоносность марганцевых руд в СССР.—Сов. геология, № 4—5, 1939.
- Гинзбург И. И., Пономарев А. И. Обменная адсорбция никеля различными минералами.—Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1940.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1948. (Ин-т геологии и минералогии. Монографии 1).
- Звягинцев О. Е. О содержании никеля и кобальта в Чиатурских марганцевых рудах.—Докл. АН СССР, т. 36, № 6, 1942.
- Смирнов Г. М., Казалешвили Т. Е., Татришвили Н. Ф. Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского массива.—Тр. Груз. отд. Всесоюзн. научн.-исслед. ин-та минерал. сырья, вып. 2, 1938.
- Страхов Н. М., Залмалзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23. Изд-во АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. К вопросу о генетическом типе Чиатурского месторождения.—Литология и полезн. ископаемые, № 1, 1965.

УДК 550.4 : 551.46.062.4 : 553.32(97 : 267)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦОВЫХ КОНКРЕЦИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

А. Б. ИСАЕВА

Открытие железо-марганцовых конкреций в глубоководных осадках во время известного рейса «Челленджера» в 1873—1876 гг. положило начало серии исследований, посвященных химическому составу, генезису и закономерностям распределения этих своеобразных образований. За последние годы интерес к изучению железо-марганцовых конкреций сильно возрос не только в связи с тем, что процессы формирования конкреций помогают изучению диагенетических преобразований, происходящих в морских отложениях, но и потому, что в конкрециях накапливается большое количество рассеянных элементов, промышленную добычу и разработку которых можно считать вопросом не очень далекого будущего.

Работами ряда исследователей (Скорнякова, Андрущенко, Фомина, 1962; Arrhenius, Mero, Korkisch, 1964; Mero, 1960^{1, 2}, Willis, Ahrens, 1962, и др.) установлено, что химический состав железо-марганцовых конкреций не только во многом различен для разных водоемов, но также существенно меняется в пределах одного океана. Поэтому особенно важны новые данные, касающиеся химического состава конкреций из неизученных районов. Сейчас в литературе имеется довольно много сведений о составе конкреций Тихого океана, есть данные о конкрециях Атлантического океана и наименее всего изучены конкреции Индийского океана.

I. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

В настоящей работе приводятся данные о химическом составе железо-марганцовых конкреций и вмещающих их илов, собранных во время 35-го рейса э/с «Витязь» в 1962 г. и любезно предоставленных в распоряжение автора проф. П. Л. Безруковым. Сведения о распределении конкреции на дне Индийского океана приведены в работах П. Л. Безрукова (1962, 1963). Всего было проанализировано 11 проб конкреций с семи станций и четыре пробы вмещающих осадков. В основном анализировали наружный слой конкреций: в двух случаях наряду с наружным слоем химическому анализу подвергались ядра и в двух случаях анализировали среднюю пробу конкреций. Ниже приводится описание проанализированного материала.

Станция 5186 в области распространения красных глин 26°48' ю. ш., 108°19' в. д., гл. 5258 м. Орудие сбора — трал. Большое количество крупных шаровидных конкреций.

Пробы № 1 и 2. Большая трехслойная конкреция диаметром 85—90 мм. Наружный слой темно-коричневый, хрупкий, легко крошится, толщина около 5—8 мм. Вес наружного слоя 221 г.

Промежуточный слой светло-бурый, мягкий, легко крошится, толщина ~5 мм. Ядро того же цвета, что и промежуточный слой, но более плотное, твердое диаметром 55—60 мм. Вес ядра 206 г.

На анализ были взяты наружный слой (проба № 1) и ядро (проба № 2).

Станция 5193 в области распространения красных глин 32°48' ю. ш., 103°55' в. д., глубина 5300 м. Орудие сбора — трал. Большое количество «мозговидных» округлых конкреций.

Проба № 3. «Мозговидная» округлая двухслойная конкреция. Наружный слой черный, довольно твердый, толщина 10—17 мм. Ядро замещенное, темно-коричневое, твердое. Химическому анализу подвергнут наружный слой.

Результаты химического анализа железо-марганцовых конкреций

Лабораторный номер пробы	Станция	Характеристика пробы	SiO ₂	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	O ₂ активн.
1	5186	Конкреция, наружный слой	14,54	0,10	22,90	1,10	3,39	2,72	1,72	21,59	4,88
2	5186	Конкреция, ядро	39,79	0,04	16,82	0,79	5,20	1,92	1,48	12,38	2,73
3	5193	Конкреция, наружный слой	19,17	0,14	17,69	0,86	2,22	2,24	2,09	22,16	5,00
4	5200	Конкреция, средняя проба	16,71	0,18	17,02	1,45	3,10	2,84	1,94	22,58	5,03
12	5200	Конкреция, наружный слой	11,63	0,12	17,74	1,15	3,70	2,72	1,99	25,12	5,66
14	5200	Коричневый известковый ил	25,02	0,16	4,87	0,28	8,12	22,74	1,87	0,98	—
5	5201	Конкреция, наружный слой	13,21	0,14	17,42	1,04	3,14	2,74	2,02	24,88	5,63
6	5201	Плита, наружный слой	12,59	0,14	18,80	1,05	4,15	2,84	1,68	24,64	5,55
7	5202	Конкреция, наружный слой	9,32	0,13	16,91	1,06	3,44	2,78	2,20	28,52	6,33
10	5202	Коричневый карбонатный ил	29,37	0,16	4,86	0,43	8,87	18,48	1,86	1,15	—
13	5270	Конкреция, средняя проба	12,85	0,20	6,44	0,23	3,21	2,10	2,85	37,92	8,16
15	5270	Темно-коричневый глинистый радиолариевый ил	54,54	0,29	3,50	0,42	7,82	0,59	2,08	0,50	—
8	5272	Конкреция, наружный слой	10,91	0,15	18,58	0,85	3,51	2,69	1,97	16,82	5,96
9	5272	Конкреция, ядро	17,85	0,16	17,20	0,84	4,49	2,78	1,77	22,27	5,00
11	5272	Светло-коричневый радиолариевый ил	50,98	0,30	3,76	0,32	8,63	2,26	1,89	0,72	—

Станция 5200.23°55' ю. ш., 91°40' в. д., гл. 4560 м. Дночерпатель принес конкреции размером от 2 до 7,5 см в коричневом известковом иле. В связи с тем, что конкреции на этой станции заметно отличались одна от другой по внешнему виду, было проанализировано две конкреции.

Проба № 4. Двухслойная конкреция неправильной формы. Наружный слой темно-коричневый с бурым оттенком, с серыми прослоями, не очень твердый, легко крошится, толщина 15—17 мм. Ядро маленькое, диаметром 15—18 мм. На анализ взята средняя проба марганцового слоя.

Проба № 12. Округлая «мозговидная» двухслойная конкреция размером 40×45 мм, общий вес 61 г. Наружный слой черный, твердый, легко отделяется от ядра. Толщина слоя около 10 мм, вес 44 г. Ядро полностью замещенное, черное, очень плотное, с трудом раскалывается. Диаметр ядра около 20 мм, вес 17 г. В центре ядра светло-желтое образование диаметром 1—2 мм. На границе наружного слоя и ядра желтовато-бурый прослой окислов железа. Проанализирован наружный слой.

Проба № 14. Коричневый известковый вмещающий ил, принесенный дночерпателем вместе с конкрециями.

Станция 5201 в области распространения красных глин. 22°25' ю. ш., 91°39' в. д., гл. 5280 м. Орудие сбора — трал. Большое количество округлых конкреций и плит.

Проба № 5. Двухслойная округлая конкреция. Наружный слой буро-черный, мягкий, крошится, легко отслаивается от ядра, толщина 5—10 мм. Ядро замещенное, очень твердое, тяжелое, коричневого цвета. Проанализирован наружный слой.

Проба № 6. Двухслойная плита. Наружный слой буро-черный, толщиной 8—10 мм, легко отслаивается. На границе с внутренним слоем плиты оранжевая пленка окислов железа, очень легко отслаивается от внутреннего слоя. Внутренний слой желтовато-коричневый, более мягкий, крошится, толщина 10—15 мм. На анализ взят наружный слой.

Фиг. 1. Карта станций, на которых были получены конкреции

Станция 5202. 20°54' ю. ш., 91°25' в. д., гл. 4565 м. Дночерпатель принес небольшие конкреции и обломки пород в коричневом карбонатном иле.

Проба № 7. Двухслойные конкреции. Наружный слой черно-бурый, хрупкий, легко крошится, толщина 3—4 мм. Ядро светло-серое, с буроватым оттенком и бурыми про-

и вмещающих илов Индийского океана, вес. %

NiO	CoO	CuO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	WO ₃	ZrO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	C _{орг}	П.п.п.
0,39	0,41	0,16	0,070	0,0016	0,043	0,016	0,060	0,67	0,16	0,61	0,07	27,90
0,28	0,13	0,15	0,058	0,0005	0,029	0,009	0,0,6	0,53	0,27	0,28	0,03	17,63
0,65	0,18	0,34	0,073	0,0004	0,048	0,009	0,(6)	0,58	0,38	0,34	0,06	26,16
0,56	0,28	0,22	0,069	0,0006	0,0,0	0,013	0,055	0,55	0,44	0,44	0,06	26,87
0,73	0,36	0,27	0,077	0,0002	0,048	0,010	0,065	0,65	0,49	0,63	0,04	29,38
0,037	0,016	0,028	0,012	0,0056	0,0004	0,0001	0,013	0,39	0,74	17,79	0,34	30,85
0,63	0,40	0,26	0,078	0,0002	0,068	0,013	0,057	0,57	0,47	0,49	0,06	28,14
0,57	0,35	0,23	0,080	0,0004	0,037	0,015	0,070	0,61	0,48	0,53	0,06	28,72
0,89	0,42	0,36	0,084	<0,0002	0,0,0	0,015	0,055	0,55	0,51	0,55	0,07	30,16
0,050	0,014	0,033	0,014	0,0055	0,0012	0,0016	0,013	0,37	0,55	14,16	0,24	28,22
1,80	0,(6)	1,71	0,061	0,0014	0,076	0,0033	0,018	0,27	0,17	0,32	0,06	23,45
0,010	0,008	0,024	0,008	0,0031	0,0004	0,0007	0,013	0,20	1,29	0,18	0,39	17,75
0,75	0,30	0,46	0,068	<0,0002	0,037	0,0079	0,062	0,46	0,39	0,54	0,06	29,58
0,47	0,35	0,31	0,0,9	0,0004	0,037	0,011	0,(6)	0,45	0,16	0,47	0,05	26,00
0,034	0,009	0,0,8	0,014	0,0040	0,0005	0,0012	0,013	0,27	0,94	0,97	0,35	17,08

растаниями, размером 20×25×30 мм. Анализировали наружный слой (средняя проба из двух конкреций).

Проба № 10. Коричневый карбонатный вмещающий ил.

Станция 5270. 12°00' ю. ш., 79°08' в. д., гл. 5495 м. Дночерпатель принес округлые конкреции в радиоляриевом иле.

Проба № 13. Округлая многослойная конкреция с губчатой поверхностью размером 30×35 мм, общий вес 22 г. Конкреция очень хрупкая, при расколе наблюдается чередование марганцовых и тонких глинистых слоев. Ядро замещенное. Была проанализирована средняя проба (наружный слой и ядро).

Проба № 15. Темно-коричневый глинистый радиоляриевый вмещающий ил.

Станция 5272. 11°55' ю. ш., 84°10' в. д., гл. 5253 м. Орудие сбора — дночерпатель, много конкреций в радиоляриевом иле.

Пробы № 8, 9. Продолговатая двухслойная конкреция овальной формы размером 80×40×45 мм. Наружный слой черно-бурый с металлическим блеском, легко отслаивается, крошится, толщина 4—6 мм. Вес 45 г. Ядро желто-оранжевое, твердое, по объему значительно больше наружного слоя, вес 60 г. На анализ взяты наружный слой (проба № 8) и ядро (проба № 9).

Проба № 11. Светло-коричневый радиоляриевый вмещающий ил.

Карта станций, на которых были получены конкреции, приведена на фиг. 1.

Для изучения состава конкреций и вмещающих илов были применены обычные химические методы, весовые, объемные и колориметрические, с помощью которых в исследуемых пробах определяли содержание кремнекислоты, бария, железа, титана, алюминия, кальция, магния, марганца, активного кислорода, меди, никеля, кобальта, ванадия, хрома, молибдена, вольфрама, серы, фосфора, циркония, карбонатов и органического углерода. Кроме того устанавливали потерю при прокаливании. Анализ проводили по следующей схеме: из так называемой главной навески определяли Si, Ba, Fe, Ti, Al, Ca и Mg. Все остальные определения проводили из отдельных навесок.

II. КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ОТНОШЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В КОНКРЕЦИЯХ

Результаты химических анализов конкреций и вмещающих илов сведены в табл. 1. Уже при беглом ознакомлении с таблицей заметно значительное накопление, помимо железа и марганца, еще никеля, кобальта, меди, ванадия, молибдена, вольфрама, циркония. Однако по степени концентрирования элементов конкреции Индийского океана отличаются от конкреций как Тихого, так и Атлантического океана. В табл. 2 приведены сравнительные данные среднего химического состава конкреций из трех океанов, причем данные по составу конкреций Индийского океана базируются на наших определениях и цифрах, опубликованных Дж. Мери (Мери, 1965). Как видно из табл. 2, по накоплению химических элементов конкреции Индийского океана занимают в известной степени промежуточное положение между конкрециями Тихого и Атлан-

тического океанов. Это становится особенно заметным при сравнении марганцевых модулей (отношения Mn : Fe) конкреций из разных океанов. В Атлантическом океане марганцевый модуль меньше единицы (0,93), а для конкреций Индийского и Тихого океанов равен соответственно 1,38 и 1,76, т. е. процесс накопления марганца по сравнению с накоплением железа, достигающий наибольшей интенсивности в осадках Тихого океана (Страхов, 1965), значительно развит и в Индийском

Таблица 2

Средний химический состав железо-марганцевых конкреций из Индийского, Тихого и Атлантического океанов, вес. %

Элемент	Индийский океан *				Тихий океан ** среднее	Атлантический океан *** среднее
	количество проб	максимальное	минимальное	среднее		
Mg	11	1,72	0,89	1,19	1,76	1,7
Al	16	5,60	1,17	2,43	3,27	3,1
Si	17	18,56	4,35	8,93	8,27	11,0
Ca	15	2,03	1,04	1,73	1,98	2,7
Ti	17	0,87	0,14	0,52	0,66	0,8
V	11	0,047	0,032	0,041	0,054	0,07
Mn	16	29,36	9,50	17,50	21,06	16,3
Fe	17	20,90	4,50	12,67	11,97	17,5
Co	17	0,32	0,05	0,22	0,31	0,31
Ni	17	1,41	0,13	0,58	0,67	0,42
Cu	17	1,81	0,11	0,40	0,43	0,20
Zr	11	0,052	0,013	0,041	0,063	0,054
Mo	16	0,054	0,008	0,029	0,04	0,032
Ba	15	0,50	0,04	0,19	0,32	0,17
Mn:Fe	—	—	—	1,38	1,76	0,93

* — по данным автора и J. Mero (1965, табл. 36).

** — по данным Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (1964, табл. 1).

*** — по данным J. Mero (1965, табл. 28).

океане. Такое промежуточное положение Индийского океана проявляется не только в составе конкреций, его можно в еще большей степени проследить и при сравнении илов (табл. 3); в Индийском океане концентрации большинства малых элементов в илах выше, чем в илах Атлантического и ниже, чем в осадках Тихого океана. Марганцевые модули в осадках Индийского и Тихого океанов практически равны (0,13 и 0,12).

Обращает на себя внимание низкая концентрация железа в осадках Индийского океана (см. табл. 3). Для сравнения химического состава осадков Индийского океана с осадками Тихого и Атлантического океанов нами была использована табл. 10 из работы Н. М. Страхова (1965), в которой приведены данные по содержанию железа и марганца в красных глинах Тихого океана, пересчитанные на бескремнево-бескарбонатное вещество (Скорнякова, 1964), исследованные же нами четыре пробы осадков Индийского океана и четыре пробы, взятые из работы S. K. El Wakeel и J. Y. Riley, (1961) среднее значение из которых и дано в табл. 3 настоящей работы, состояли в основном из известковых и радиоляриевых илов. Если содержание железа и марганца в этих восьми пробах пересчитать на бескарбонатный материал, то средние значения будут равны 4,77% Fe и 0,65% Mn, а марганцевый модуль составит 0,136.

В работе Виллиса и Аренса (Willis, Ahrens, 1962) приведена таблица, иллюстрирующая связи между отдельными элементами в конкрециях. Среди 19 исследованных авторами образцов имелись две конкреции с низким содержанием железа (0,38 и 1,8%), и в этих двух образцах концентрации ряда металлов были также очень низкими. Анализируя эту таблицу, авторы выделили три группы элементов в соответствии

с различиями между их средними концентрациями в обычных конкрециях и в конкрециях с низким содержанием железа.

В табл. 4, составленной по методу Виллиса и Аренса, сравниваются средние концентрации элементов во всех 11 пробах с содержаниями элементов в пробе № 13 с низким количеством железа. В исследованных Виллисом и Аренсом конкрециях вместе с понижением содержания железа (в 14 раз) уменьшаются концентрации кобальта (в 39 раз) меди, никеля и титана (в 8—11 раз), а концентрации ванадия и молибдена почти не меняются. В пробе № 13, анализированной нами, наблюдается иная картина. Одновременно с уменьшением количества железа (в 2,6 раза) падают концентрации кобальта, титана, вольфрама и циркония (в 3—4,5 раза), фосфора (в 2 раза), но при этом возрастает содержание никеля, меди (в 2,5—4 раза), марганца, молибдена и бария (в 1,5 раза). Концентрация ванадия меняется мало.

Таким образом, в изученной нами конкреции можно выделить три группы элементов: группа, в которой концентрации элементов убывают вместе с железом — Co, Ti, W, Zr и P; группа, в которой концентрации элементов возрастают, сюда относятся Ni, Cu, Mn, Mo и Ba, и группа, представленная только V, количество которого почти не меняется.

Разумеется, на основании одной пробы нельзя сделать однозначных выводов относительно того, какие из малых элементов сопутствуют при образовании конкреций железу и какие — марганцу.

Таблица 3
Среднее содержание железа, марганца и малых элементов в осадках Тихого, Индийского и Атлантического океанов, вес. %

Элемент	Илы Атлантического океана *	Илы Индийского океана **	Илы Тихого океана *
Fe	5,74	3,54	5,65
Mn	0,40	0,45	0,67
Ti	0,51	0,27	0,46
V	0,014	0,016	0,013
Cr	0,0086	0,0036	0,0078
Co	0,0038	0,0100	0,0110
Ni	0,014	0,026	0,030
Cu	0,013	0,036	0,040
Mo	0,0009	0,0016	0,0046
Ba	0,07	0,19	0,40
Zr	0,013	0,012	0,016
Mn:Fe	0,07	0,13	0,12

* — по данным Н. М. Страхова (1965, табл. 10).

** — по данным автора и S. El Wakeel и J. Riley (1961), среднее из 8 проб.

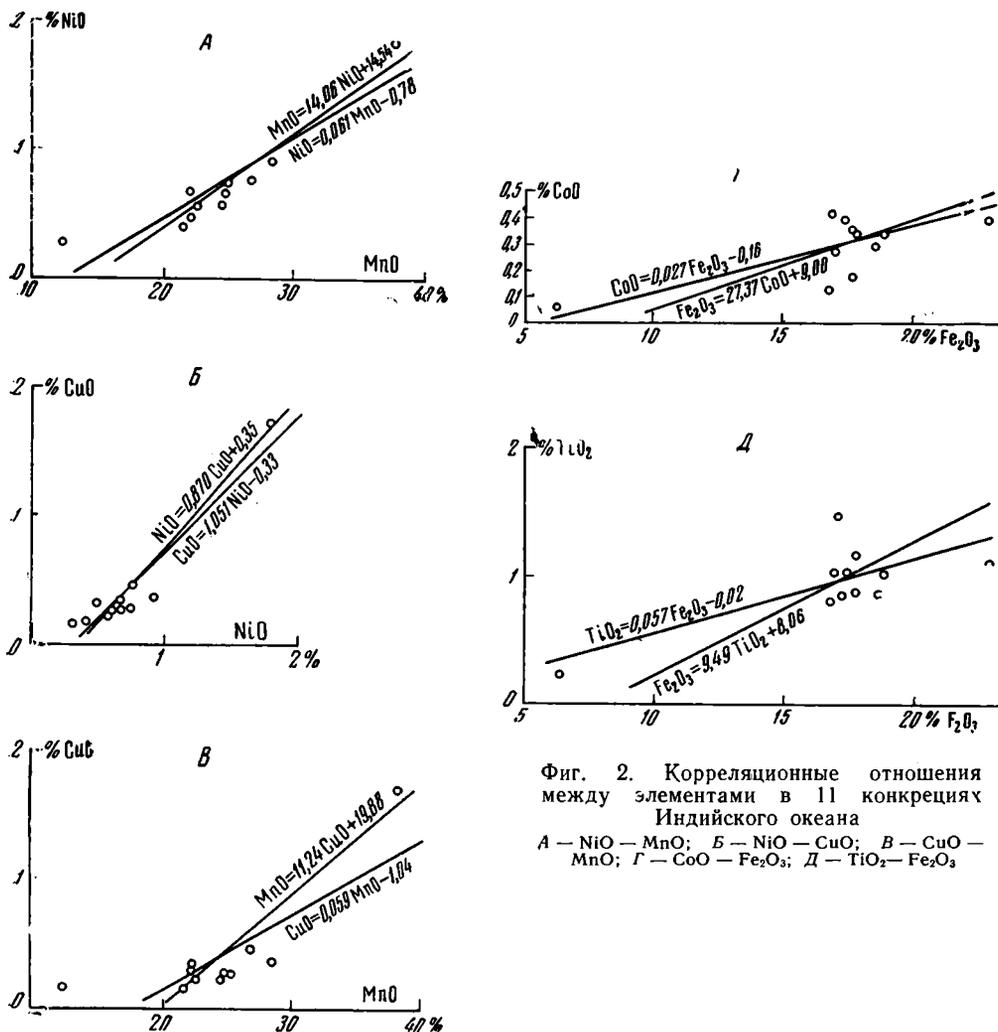
Таблица 4

Сравнение концентраций элементов в конкреции с низким содержанием железа со средними значениями для всех проб, %

Элемент	Средняя концентрация в 11 конкрециях (А)	Концентрация в 10 конкрециях с обычным содержанием железа		Концентрация в конкреции с низким содержанием железа (В)	А : В
		максимальное	минимальное		
Fe	11,92	—	11,76	4,50	2,6
Co	0,23	—	0,10	0,05	4,6
Ti	0,57	—	0,47	0,14	4,1
W	0,009	—	0,006	0,003	3,0
Zr	0,041	—	0,041	0,013	3,2
P	0,23	—	0,20	0,12	1,9
Mn	18,93	22,08	—	29,36	0,64
Ni	0,55	0,70	—	1,41	0,39
Cu	0,33	0,37	—	1,37	0,24
Mo	0,032	0,045	—	0,051	0,63
Ba	0,12	0,16	—	0,18	0,67
V	0,041	—	0,032	0,034	1,2

1958) обнаружили зависимость между железом и титаном — кобальтом и отрицают связь между железом и цирконием или марганцем и медью.

Е. Гольдберг и Г. Аррениус (Goldberg, Arrhenius, 1958) нашли отчетливую связь Mn с Ni, Co и Mo. О связи кобальта и никеля с марганцем говорит также Р. Дитц (Dietz, 1955). Н. С. Скорнякова и П. Ф. Андрущенко (1964) обнаружили, что распределение никеля, меди, молибдена и цинка в конкрециях по площади дна Тихого океана сходно с распределением марганца, а кобальта, свинца и титана — с железом.



Фиг. 2. Корреляционные отношения между элементами в 11 конкрециях Индийского океана
 А — NiO — MnO; Б — NiO — CuO; В — CuO — MnO; Г — CoO — Fe₂O₃; Д — TiO₂ — Fe₂O₃

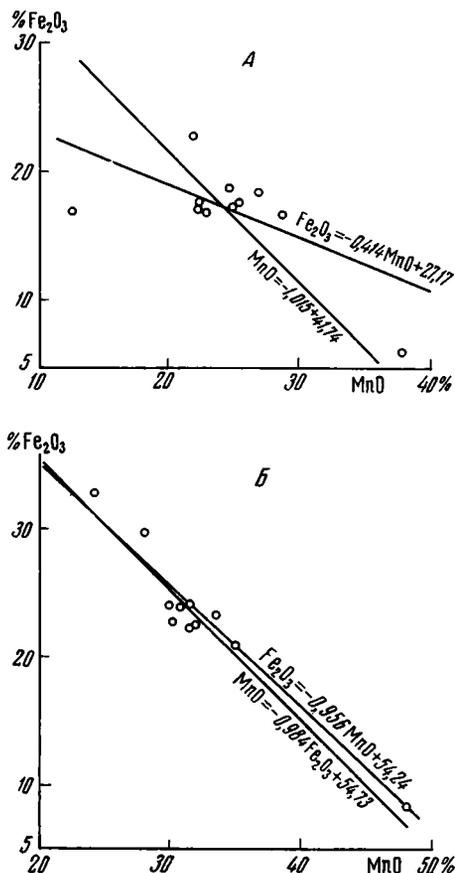
Ввиду таких разноречивых сведений было интересно проследить имеющиеся в конкрециях корреляционные связи между элементами на примере изученных нами 11 проб из Индийского океана. Для этого полученные данные были подвергнуты статистической обработке: для них были вычислены коэффициенты корреляции по методу, применяемому для малого числа наблюдений, а также составлены линейные корреляционные уравнения (Леонтьев, 1952), причем расчеты были сделаны как для всей пробы, так и в пересчете на осадок, из которого были исключены карбонаты и основные компоненты глинистых минералов (кремнекислоты, алюминий, карбонаты кальция и магния).

Судя по полученным коэффициентам корреляции (табл. 5), в изученных пробах существует явная связь между марганцем и медью, никелем, магнием (коэффициент корреляции $r=0,8-0,9$) и до известной степени молибденом ($r=0,7$), с одной стороны, и между железом и ко-

бальтом, цирконием, вольфрамом, фосфором ($r=0,8-0,9$) и отчасти титаном ($r=0,7$) — с другой. Между никелем и медью также наблюдается высокая степень корреляции ($r=0,956$). Между марганцем и кобальтом корреляция полностью отсутствует ($r=-0,08$).

Однако при пересчете на бескремнево-бескарбонатный материал коэффициент корреляции между кобальтом и марганцем увеличивается до 0,444 и становится равным коэффициенту корреляции между кобальтом и железом, который при пересчете на бескремнево-бескарбонатный материал снижается почти вдвое: с 0,853 до 0,440. Таким образом, помимо связи кобальта с железом существует некоторая зависимость и между кобальтом и марганцем. Будучи связанным в основном с железом, кобальт тем не менее проявляет и существенные различия в своем геохимическом поведении, в частности способность накапливаться в конкрециях с относительно низким содержанием железа (Мего, 1960₂). Н. С. Скорнякова и П. Ф. Андрущенко (1964), Дж. Виллис и Л. Аренс (1962) также отмечали такого рода аномалии в поведении кобальта. Можно полагать, что эти отклонения объясняются способностью кобальта соосаждаться как с гидроокислами железа, так и с гидроокислами марганца.

На фиг. 2 графически показаны некоторые отношения между элементами в конкрециях. Пересекающиеся прямые построены на основании линейных корреляционных уравнений, приведенных в табл. 5. Угол между ними характеризует величину коэффициента корреляции, а точки дают разброс фактических данных. Графики показывают тесную связь, существующую между никелем и марганцем и никелем и медью (см. фиг. 2, А и Б). Несколько больший разброс точек наблюдается для отношения $\text{CuO}:\text{MnO}$ (см. фиг. 2, В), а для отношения $\text{CoO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ этот разброс довольно велик (см. фиг. 2, Г), хотя малый угол между прямыми свидетельствует о высокой степени корреляции, что подтверждает сказанное выше о специфическом поведении кобальта. То же самое можно отнести к титану (см. фиг. 2, Д), особое положение которого отмечали Виллис и Аренс (Willis, Ahrens, 1962). Большой интерес для выявления взаимосвязи между элементами представляют три конкреции: № 13 (ст. 5270, см. табл. 1) — с низким содержанием железа и высоким содержанием марганца; № 1 (ст. 5186) — с повышенной концентрацией железа и № 2 (ст. 5186) — с малым количеством марганца. Именно благодаря наличию таких экстремальных точек наиболее ясно проявляются корреляционные связи между элементами (фиг. 2 и 3), когда речь идет о сравнительно малом числе проб.



Фиг. 3. Корреляционные отношения между железом и марганцем в 11 конкрециях Индийского океана
А — в расчете на всю пробу; Б — в расчете на бескремнево-бескарбонатный материал

Таблица 5

Коэффициенты корреляции и линейные корреляционные уравнения, рассчитанные для 11 проб конкреций Индийского океана

Отношение оксидов элементов	Коэффициент корреляции	Достоверность коэффициента корреляции	В пересчете на бескремнево-бескарбонатный материал		Линейные корреляционные уравнения	
			r	S	в расчете на весь материал	в пересчете на бескремнево-бескарбонатный материал
NiO:MnO	0,924	21,0	0,966	48,3	NiO=0,061MnO-0,78 MnO=14,06NiO + 14,54	NiO=0,079MnO-2,54 MnO=11,86NiO + 21,30
MgO:MnO	0,895	14,9	—	—	MgO=0,055MnO + 0,62 MnO=14,49MgO-4,10	
CuO:MnO	0,812	7,6	0,920	20,0	CuO=0,059MnO-1,04 MnO=11,24CuO+19,88	CuO=0,085MnO-2,21 MnO=9,97CuO + 26,94
MoO ₃ :MnO	0,731	5,2	0,651	3,6	MoO ₃ =0,007MnO + 0,006 MnO=317,94MoO ₃ + 9,34	
CoO:MnO	-0,075	—	0,444	—		
ZrO ₂ :Fe ₂ O ₃	0,893	14,2	0,913	18,3	ZrO ₂ =0,0030Fe ₂ O ₃ + 0,003 Fe ₂ O ₃ =263,79ZrO ₂ + 2,28	ZrO ₂ =0,0031Fe ₂ O ₃ -0,64 Fe ₂ O ₃ =266,98ZrO ₂ + 2,78
WO ₃ :Fe ₂ O ₃	0,857	10,7	0,769	6,2		
P ₂ O ₅ :Fe ₂ O ₃	0,841	9,5	0,929	22,6	P ₂ O ₅ =0,025Fe ₂ O ₃ + 0,11 Fe ₂ O ₃ =28,46P ₂ O ₅ + 1,83	P ₂ O ₅ =0,028Fe ₂ O ₃ + 0,08 Fe ₂ O ₃ =31,09P ₂ O ₅ + 0,65
CoO:Fe ₂ O ₃	0,853	10,4	0,440	1,8	CoO=0,027Fe ₂ O ₃ -0,16 Fe ₂ O ₃ =27,37CoO + 9,00	
TiO ₂ :Fe ₂ O ₃	0,734	5,3	0,728	5,1	TiO ₂ =0,057Fe ₂ O ₃ -0,02 Fe ₂ O ₃ =9,487TiO ₂ + 8,06	TiO ₂ =0,050Fe ₂ O ₃ + 0,11 Fe ₂ O ₃ =10,54TiO ₂ + 9,66
NiO:CuO	0,956	36,8	0,959	40,0	NiO=0,870CuO + 0,35 CuO=1,051NiO-0,33	NiO=0,862CuO + 0,47 CuO=1,087NiO-0,47
MnO:Fe ₂ O ₃	-0,648	3,7	-0,970	54,5	MnO=-1,015Fe ₂ O ₃ + 41,74 Fe ₂ O ₃ =-0,414MnO + 27,17	MnO=-0,984Fe ₂ O ₃ + 54,73 Fe ₂ O ₃ =-0,956MnO + 54,24

Известно, что для железо-марганцевых конкреций характерна обратная зависимость между концентрациями главных компонентов — железа и марганца. Для 11 образцов из Индийского океана эта зависимость тоже ярко выражена, особенно в расчете на бескремнево-бескарбонатное вещество (см. фиг. 3, А и Б). Н. С. Скорнякова и П. Ф. Андрущенко (1964) объясняют противоположную направленность процессов концентрации в конкрециях железа и марганца их различной геохимической подвижностью в процессе седиментации и диагенеза. Действительно, большая геохимическая подвижность марганца может способствовать образованию конкреций с высоким содержанием марганца особенно в центральных областях океана, но не объясняет формирования конкреций с низким марганцевым модулем. Объяснение этого процесса скорее следует искать в том, что, по Н. М. Страхову, в ходе рудогенеза происходит не дифференциация Fe и Mn, а их возрастающая интеграция, смешение при диагенетическом перераспределении рудных компонентов в тех соотношениях, в которых они находятся в осадке (Страхов, 1965, стр. 48).

III. НАКОПЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В КОНКРЕЦИЯХ ОТНОСИТЕЛЬНО ИХ СОДЕРЖАНИЯ ВО ВМЕЩАЮЩИХ ИЛАХ

Как было упомянуто выше, конкреции Индийского океана занимают второе место после конкреций Тихого океана по степени накопления в них рассеянных элементов. Для более точной оценки было полезно сравнить, какова степень концентрации рассеянных элементов в конкрециях из Индийского и Тихого океанов. В табл. 6 приводятся коэффициенты концентрации (обогащения) некоторых элементов в конкрециях по отношению к их средним содержаниям в земной коре и в красных глинах.

Таблица 6

Коэффициенты концентрации (обогащения) некоторых элементов
для конкреций Индийского и Тихого океанов

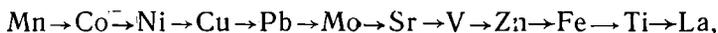
Элемент	Средний химический состав, %				Коэффициент концентрации				А:Б
	земной коры*	глубоководных глин**	конкреций Тихого океана***	конкреций Индийского океана****	Тихого океана (А) по сравнению:		Индийского океана (Б) по сравнению:		
					с земной корой	с глубоководными глинами	с земной корой	с глубоководными глинами	
Mn	0,10	0,67	21,06	17,05	210	31,4	175	26,1	1,2
Se	0,002	0,0074	0,31	0,22	155	41,9	110	29,8	1,4
Cu	0,01	0,025	0,43	0,40	43,0	17,2	40,0	16,0	1,1
Mo	0,001	0,0027	0,04	0,029	40,0	14,8	29,0	10,1	1,4
Ni	0,02	0,022	0,67	0,58	33,5	30,4	29,0	26,4	1,2
Fe	4,20	6,5	11,97	12,67	2,8	1,8	3,0	2,0	0,9
V	0,02	0,012	0,054	0,041	2,7	4,5	2,0	3,4	1,3
P	0,025	0,015	0,063	0,041	2,5	4,2	1,6	2,7	1,6
Zr	0,12	0,15	0,17	0,24	1,4	1,1	2,0	1,6	0,7
Ti	0,61	0,46	0,66	0,52	1,1	1,4	0,8	1,1	1,4

* — по данным Ф. М. Clarke (1924); ** — по данным К. К. Turekian и К. Н. Wedepohl (1961); *** — по данным Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (1964); **** — из табл. 2, настоящая работа.

Выделяются четыре группы элементов. К первой группе относятся марганец и кобальт, которые накапливаются в конкрециях в 100—200 раз по отношению к кларку в земной коре и в 30—40 раз по отношению к глубоководным глинам. Во вторую группу входят медь, молибден и никель, коэффициенты концентрации которых составляют 30—40 для земной коры и 10—30 для глубоководных глин. Третья группа объ-

единяет железо, ванадий и цирконий, которые концентрируются в 2—4 раза по сравнению с кларком земной коры и с глубоководными глинами. В четвертую группу можно выделить фосфор и титан с очень мало изменяющимися концентрациями. Все эти элементы накапливаются в конкрециях Тихого океана больше в 1,1—1,6 раза по сравнению с конкрециями Индийского океана (среднее 1,3), за исключением железа и фосфора, концентрации которых в конкрециях Индийского океана выше, чем Тихого.

Интенсивность накопления элементов в конкрециях Индийского океана в общих чертах соответствует ряду геохимических подвижностей элементов в процессе формирования конкреций, приведенному в работе Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (1964):



особенно при сопоставлении с красными глинами. В данном случае речь идет только о последовательности, в которой располагаются элементы по степени накопления их в конкрециях и о порядке величин коэффициентов концентрации. Дело в том, что в работах различных авторов приводятся иногда довольно значительно отличающиеся друг от друга данные по химическому составу природных объектов. Поэтому трудно сравнивать абсолютные величины коэффициентов концентрации, можно говорить лишь о порядках этих величин и, соответственно, о последовательности их расположения.

Однако все сказанное выше относится к средним содержаниям химических элементов в конкрециях и в осадках. Поскольку в настоящей работе для четырех проб конкреций были анализированы вмещающие осадки, представляло определенный интерес рассмотреть конкретные случаи перераспределения элементов в системе конкреция — осадок. В табл. 7 сопоставляется химический состав конкреций и вмещающих их илов, причем для станций 5200 и 5272, на которых было исследовано по две пробы, приводятся средние значения этих проб. Окислы элементов в таблице расположены в порядке убывания их коэффициентов концентрации.

При рассмотрении табл. 7 прежде всего бросаются в глаза очень высокие коэффициенты концентрации для молибдена. Если в приведенном выше ряду молибден стоит на шестом месте по степени его накопления, то в четырех пробах Индийского океана он занимает первое место, и коэффициенты его концентрации превышают коэффициенты концентрации марганца в 1,5—4,5 раза (максимальное значение 190,0; минимальное — 33,3). Далее порядок расположения элементов в точности соответствует ряду геохимических подвижностей элементов для Тихого океана. Коэффициенты концентрации марганца и кобальта составляют 20—35, никеля — 17, меди и вольфрама 8—11, ванадия, циркония, железа и титана 2,5—6, магния и фосфора 1—1,5; всеми остальными элементами (Ba, S, Al, Si, Ca, Cr) исследованные конкреции обеднены по сравнению с осадками.

Следует особо выделить конкрецию со станции 5270, о которой уже говорилось выше. Это конкреция с низким содержанием железа и большим количеством марганца. Ее марганцовый модуль равен 6,5, в то время как для остальных трех проб он составляет 1,5; 1,9 и 1,5. Помимо того что для нее характерны очень высокие коэффициенты концентрации молибдена, марганца, никеля и меди, абсолютные значения концентраций этих элементов также являются наибольшими из всех изученных проб (см. табл. 1) и этим максимальным содержанием Mo, Mn, Ni и Cu в конкрециях соответствуют минимальные количества их во вмещающих илах. Марганцовый модуль в осадке станции 5270 также ниже, чем в осадках остальных трех станций. Следовательно, при необычно

Таблица 7

Перераспределение элементов между конкрециями и вмещающими их осадками
(содержание, %)

Окислы элементов	Станция 5200			Станция 5202			Станция 5272			Станция 5270		
	конкреция	карбонатный ил	коэффициент конденсации	конкреция	карбонатный ил	коэффициент конденсации	конкреция	радиоляриевый ил	коэффициент конденсации	конкреция	радиоляриевый ил	коэффициент концентрации
MoO ₃	0,044	0,0004	110,0	0,040	0,0012	33,3	0,037	0,0005	74,0	0,076	0,0004	190,0
MnO	23,85	0,98	24,3	28,52	1,15	24,8	24,54	0,72	34,1	37,92	0,50	75,8
CoO	0,32	0,016	20,0	0,42	0,014	30,0	0,32	0,009	35,6	0,060	0,008	7,5
NiO	0,64	0,037	17,3	0,89	0,050	17,8	0,61	0,034	17,9	1,80	0,020	90,0
CuO	0,25	0,028	8,9	0,36	0,033	10,9	0,38	0,038	10,0	1,71	0,024	71,2
WO ₃	0,012	0,0004	30,0	0,015	0,0016	9,4	0,0095	0,0012	7,9	0,0033	0,0017	4,7
V ₂ O ₅	0,073	0,012	6,1	0,084	0,014	6,0	0,068	0,014	4,8	0,061	0,008	7,6
ZrO ₂	0,060	0,013	4,6	0,055	0,013	4,2	0,061	0,013	4,7	0,018	0,013	1,4
Fe ₂ O ₃	17,39	4,87	3,6	16,91	4,86	3,5	17,90	3,76	4,8	6,44	3,50	1,8
TiO ₂	1,30	0,28	4,6	1,06	0,43	2,5	0,85	0,32	2,6	0,23	0,42	0,5
P ₂ O ₅	0,60	0,39	1,5	0,55	0,37	1,5	0,46	0,27	1,7	0,27	0,20	1,4
MgO	1,96	1,87	1,0	2,20	1,86	1,2	1,87	1,89	1,0	2,85	2,08	1,4
BaO	0,15	0,16	0,9	0,13	0,16	0,8	0,15	0,30	0,5	0,20	0,29	0,7
SO ₃	0,46	0,74	0,6	0,51	0,55	0,9	0,38	0,94	0,4	0,17	1,29	0,1
Al ₂ O ₃	3,40	8,12	0,4	3,44	8,37	0,4	4,00	8,63	0,5	3,21	7,82	0,4
CaO	2,78	22,74	0,1	2,78	18,48	0,2	2,74	2,26	1,2	2,10	0,59	3,6
SiO ₂	14,20	25,02	0,6	9,32	29,37	0,3	14,38	50,98	0,3	12,85	54,54	0,2
Cr ₂ O ₃	0,0004	0,0056	0,07	<0,0002	0,0055	0,04	0,0003	0,0040	0,08	0,0004	0,0031	0,1
Mn: Fe	1,5	0,22	—	1,9	0,26	—	1,5	0,21	—	6,5	0,16	—

большом накоплении молибдена, марганца, никеля и меди в конкреции вмещающий осадок заметно обедняется этими элементами.

Такого рода зависимость для марганца уже отмечалась прежде. J. Murray A. F. Renard (1891) считают, что конкреции стягивают почти весь марганец из илов, так как во вмещающих конкреции осадках количество марганца значительно ниже, чем в осадках темно-шоколадного цвета, не содержащих конкреции. Этого же мнения придерживается H. Pettersson (1942). При изучении подвижных форм железа и марганца в осадках Индийского океана (Исаева, 1963) было отмечено, что в поверхностном слое осадка, в котором было найдено большое количество конкреций, концентрация четырехвалентного марганца была меньше, чем в подстилающем этот слой осадке.

В настоящем случае это явление обеднения осадка наблюдается только для марганца и связанных с ним молибдена, никеля и меди. Так например, в конкреции со станции 5200 сильно сконцентрирован вольфрам (коэффициент концентрации 30,0), но его абсолютное содержание на этой станции (0,012% WO_3) не является максимальным для исследованных проб, наоборот, наибольшему его содержанию — 0,015% WO_3 (ст. 5202) соответствует и максимальное количество его во вмещающем осадке. Правда, эта максимальная концентрация W в конкреции не является необычно высокой, как в случае Ni , Mo и Cu , она лишь слегка повышена, в то время как концентрации никеля и меди в конкреции со станции 5270 отличается на порядок от содержания этих элементов в остальных пробах, а концентрация молибдена — в два раза.

Известно, что в формировании железо-марганцевых конкреций принимают участие вмещающие конкреции осадки. В процессе своего роста конкреции находятся в постоянном контакте с осадком, и частицы осадка включаются в физическую структуру конкреций. Иногда можно проследить очень тонкие прослой осадка, заключенные между слоями конкреции. Наличие или отсутствие таких прослоев, а также толщина слоев окислов марганца и железа в конкрециях, по мнению Дж. Метро (Mero, 1965), является показателем изменения скорости образования конкреций и вмещающих осадков. Изменение коэффициентов корреляции некоторых элементов при пересчете на материал, из которого исключены карбонаты и основные компоненты глинистых минералов (см. табл. 5), условно можно считать показателями того, в какой мере накопление данного элемента в конкреции обязано непосредственно включенному в конкрецию осадку.

Решению проблемы количественного участия осадков в образовании конкреций могли бы, возможно, до некоторой степени помочь корреляционные уравнения. Например, S. El. Wakeel и J. Riley (1961) приводят для пелагических осадков следующую линейную зависимость между содержанием титана и общим содержанием железа: $TiO_2 = 0,1046 Fe_2O_3 - 0,02$. Из табл. 5 эта же зависимость для конкреций выражается уравнением: $TiO_2 = 0,057 Fe_2O_3 - 0,02$. Любое уравнение такого типа можно представить в общем виде, как $y = ax + b$. В данном случае свободные члены обоих уравнений b равны, а коэффициент a для конкреций вдвое больше, чем для илов. Если в оба уравнения подставить, допустим, 10% Fe_2O_3 , то значение для титана в осадке будет составлять 1,026%, а в конкрециях 0,55% TiO_2 , т. е. на каждую единицу железа при миграции осадок — конкреция будет приходиться почти вдвое меньше количество титана, точнее, 1,9: иными словами, железо мигрирует вдвое быстрее титана. Эти выкладки можно проверить другим путем. Средние значения для четырех проб конкреций (см. табл. 7) составляют: 14,66% Fe_2O_3 и 0,86% TiO_2 . Их отношение, т. е. коэффициент концентрации железа относительно титана, равно 17,0. Для четырех проб вмещающих илов средние значения составляют 3,75% Fe_2O_3 и 0,36 TiO_2 и коэффициент кон-

центрации железа относительно титана равен 10,4. Отношение коэффициента центрации в конкрециях к коэффициенту центрации в осадке равно $17,0 : 10,4 = 1,7$, т. е. число, довольно близкое к полученному из корреляционных уравнений значению 1,9. Отсутствие полного совпадения, возможно, обусловлено малым количеством проб вмещающих илов. По этой же причине не удалось вычислить коэффициенты корреляции и линейные корреляционные уравнения для осадков.

В заключение следует коротко остановиться на изменении концентраций химических элементов внутри конкреций. Виллис и Аренс (1962) анализировали четыре слоя одной конкреции Индийского океана и нашли, что количество марганца, магния, никеля и меди возрастает по направлению от ядра к наружному слою, содержание железа и кобальта убывает в том же направлении, а концентрации молибдена, ванадия и титана почти не меняются во всей толще конкреции.

Нами были исследованы в двух пробах конкреций (станции 5186 и 5272) ядро и наружный слой (см. табл. 1). Как видно из этой таблицы, в обеих конкрециях в наружном слое по сравнению с ядром возрастают количества марганца, никеля, меди, магния, железа и серы и убывают концентрации алюминия и кремния. Поведение остальных элементов неодинаково в двух конкрециях: содержание Mo, Ti, Co, W, P, Zr, Ca, V, Sr и Ba увеличивается в наружном слое конкреции со станции 5186 и остается неизменным или уменьшается в наружном слое конкреции со станции 5272.

Причину этого явления, по-видимому, следует искать в разнице концентраций марганца и железа в наружном слое и ядре конкреций. В конкреции со станции 5186 эта разница весьма значительна: 9,21% MnO и 6,08 Fe₂O₃. Количества марганца и железа в наружном слое и ядре конкреции со станции 5272 отличаются гораздо меньше, разница составляет 4,55 MnO и 1,38% Fe₂O₃. Поэтому элементы, связанные корреляционными отношениями с марганцем и железом, накапливаются в большей степени в наружном слое конкреции со станции 5186, а в наружном слое конкреции со станции 5272 их накопление несколько отстает от накопления железа и марганца. Исключения представляют никель и медь, которые больше концентрируются в наружном слое конкреции со станции 5272. Возможно, это связано с составом вмещающих осадков, но, к сожалению, пробы конкреций на станции 5186 были получены при помощи трала, т. е. без вмещающих осадков.

Для получения более полных данных дальнейшее изучение конкреций должно включать исследование химического состава вмещающих конкреции осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Распределение железо-марганцевых конкреций на дне Индийского океана.— Океанология, т. 2, вып. 6, 1962.
- Безруков П. Л. Исследования Индийского океана в 35 рейсе э/с «Витязь».— Океанология, т. 3, вып. 3, 1963.
- Исаева А. Б. Геохимические исследования осадков северной части Индийского океана.— Тр. Ин-та океанологии, т. 64, 1963.
- Леонтьев Н. Л. Статистическая обработка результатов наблюдений. Гослесбумиздат, 1952.
- Скорнякова Н. С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— Литология и полезн. ископаемые, № 5, 1964.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф., Фомина Л. С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Океанология, т. 2, вып. 2, 1962.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.— Литология и полезн. ископаемые, № 5, 1964.
- Страхов Н. М. Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцевородного процесса.— Литология и полезн. ископаемые, № 4, 1965.
- Arrhenius G., Mero J., Korkisch J. Origin of oceanic manganese minerals. Science, 144, N 3615, 1964.

- Clarke F. M. The date of geochemistry, 5th ed. U. S. Geol. Surv., Bull. N 770, 1924.
- Dietz R. S. Manganese deposits on the northeast Pacific Sea floor. Calif. J. Mines Geol. v. 51, N 3, 1955.
- El Wakeel S. K., Riley J. P. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments.—Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 25, N 2, 1961.
- Coldberg E. D. Marine geochemistry, 1. Chemical scavengers of the sea. J. Geol., v. 62, N 3, 1954.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S. Chemistry of Pacific pelagic sediments. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 13, N 2/3, 1958.
- Mero J. L. Minerals on the ocean floor.—Sci. Amer., 203, N 6, 1960₁.
- Mero J. L. Mineral resources on the ocean floor. Mining Congr. J., v. 46, N 10, 1960₂.
- Mero J. L. The mineral resources of the sea. Elsevier publishing Company. Amsterdam—London—New-York, 1965.
- Murray J., Renard A. Report on deep-sea deposits. In: C. Wyville Thompson (Ed). Report on the Scientific results of the voyage of H. M. S. «Challenger». Eyre and Spottiswoode, London, 5, 1891.
- Pettersson H. Manganese nodules and the chronology of the ocean floor. Göteborgs Kungl. Vetenskaps- och vitterhets-samhälles Handlingar.—Sjätte följdén. Ser. B., v. 2, N 8, 1942.
- Riley J. P., Sinhaseni Prapas. Chemical composition of three manganese nodules from the Pacific ocean. J. Marine Res., v. 17, 466—482, 1958.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.—Bull. Geol. Soc. America, v. 72, N 2, 1961.
- Willis J. P., Ahrens L. H. Some investigations on the composition of manganese nodules, with particular reference to certain trace elements. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 26, 751—764, 1962.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
8.VII.1966

УДК 553.31 : 551.734 (470.324)

**МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ДЕВОНСКИХ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД
НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ВОРОНЕЖСКОЙ
АНТЕКЛИЗЫ**

П. А. КАРПОВ, А. Л. ЛОСЕВ, А. В. ШИЛИН

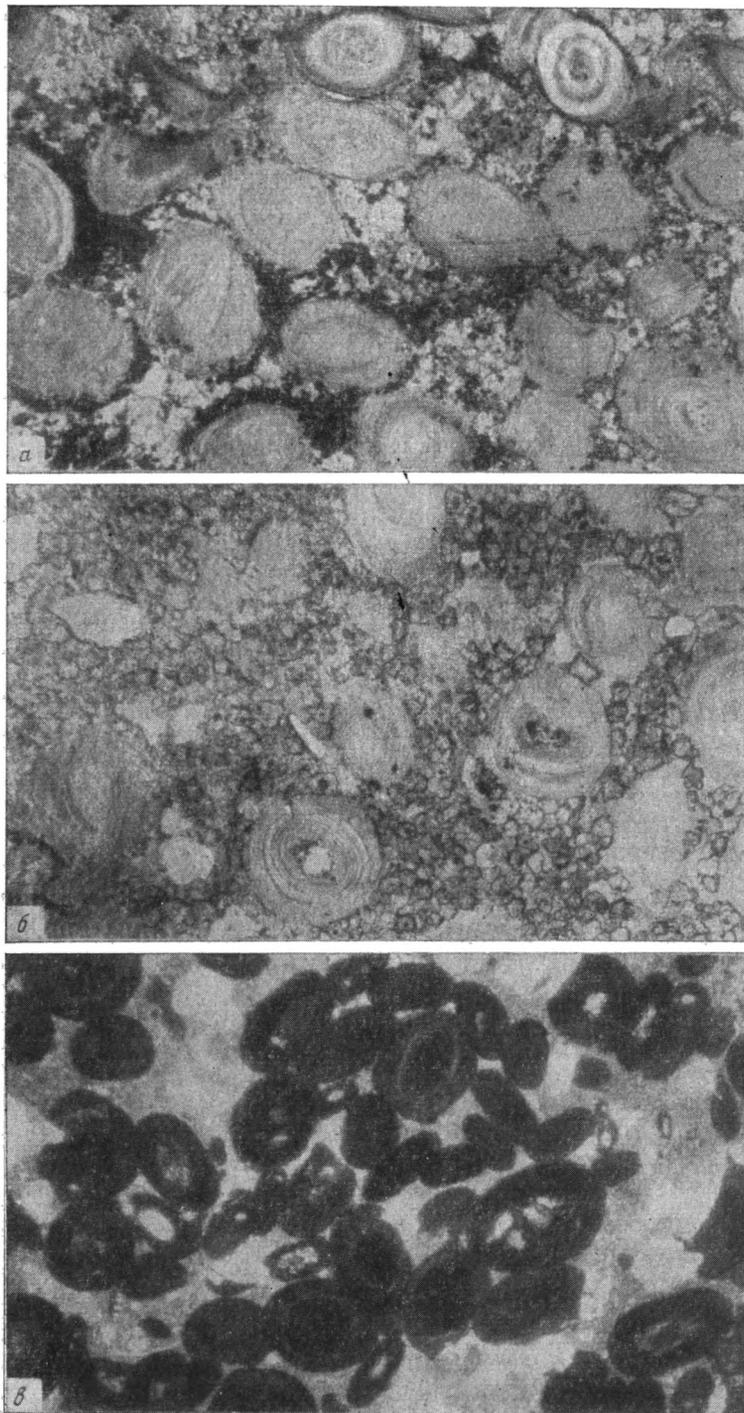
До недавнего времени сведения о железных рудах девона восточного склона Воронежской антеклизы можно было найти только в статьях Н. Х. Платонова (1953, 1958), который исследовал верхнедевонский керн Нижне-Антошинской, Петровской и Новохоперской скважин, пройденных Куйбышевским ГУ в 1948—1949 гг. Несмотря на обстоятельность этих работ, включающих данные о геологической истории района и вопросы генезиса и типов оолитовых железных руд, в настоящее время они должны быть существенно дополнены. Большое количество новых скважин уточнили площадное распространение и стратиграфическую приуроченность известных рудных горизонтов, выявили новые (в живетском ярусе), была изучена палеогеография (Карпов и др., 1963) и условия формирования рудных залежей.

Оолитовые руды рассматриваемого района представлены двумя основными минералогическими разновидностями: сидерит-шамозитовыми и гидрогётитовыми. Первые характерны для живетского яруса среднего девона. Наиболее мощные (до 6 м) пласты их встречены в нижневоробьевских слоях. Гидрогётитовые и сидерит-шамозитовые руды повсеместно связаны с базальными и внутриформационными поверхностями размыва. Гидрогётитовые руды распространены в верхнедевонских отложениях, причем наиболее мощные (до 4 м) и выдержанные по простиранию (десятки километров) рудные тела приурочены к евлановско-ливенскому и воронежскому горизонтам. Остальные рудные слои, выявленные ранее (Платонов, 1953), имеют гораздо меньшее значение, так как выклиниваются на коротких расстояниях.

МИНЕРАЛОГИЯ СИДЕРИТ-ШАМОЗИТОВЫХ И ГИДРОГЕТИТОВЫХ РУД

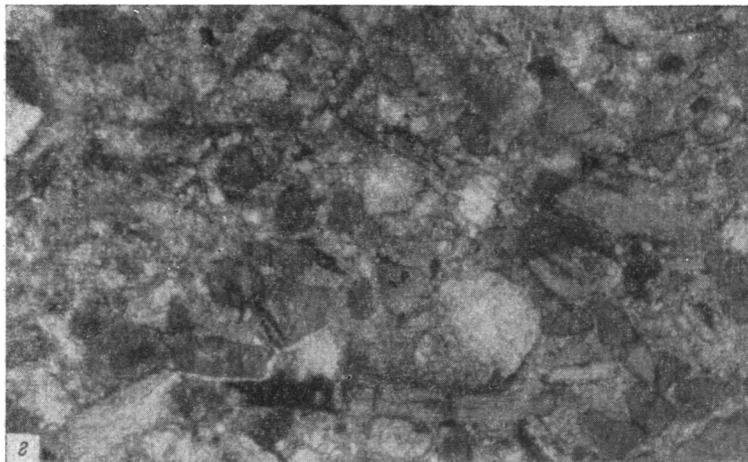
Сидерит-шамозитовые руды наиболее полно изучены нами на территории Клетско-Почтовской и Орловской разведочных площадей. Рудные пласты имеют здесь нижневоробьевский (ольховский) возраст, залегают среди почти черных в различной степени алевритистых аргиллитов каолинитового и каолинит-гидрослюдистого состава, чередующихся с мономинеральными кварцевыми мелкозернистыми, слабо глинистыми песчаниками и крупнозернистыми глинистыми алевролитами линзовидно-слоистой и илоедной текстуры. Часто алевролиты переполнены растительными остатками. По условиям залегания их можно отнести к выделенному Н. М. Страховым (1962) терригенному литологическому ряду.

Сидерит-шамозитовые руды представляют собой зеленовато-серую землистую песчаниковидную породу, состоящую из светлых зелено-серых оолитов и цементирующего вещества. Местами землистая масса постепенно переходит в мелкозернистый сидерит, в котором оолиты распределены в виде отдельных скоплений. Микроскопическое исследование



Фиг. 1. Минеральные типы железных руд

a — сидерит-шамозитовая руда с высоким (10%) содержанием пирита; *b* — с низким содержанием пирита; *a* и *b* — Клетско-Почтовская площадь, скв. № 3, гл. 1660—1664 м (нижневоробьевские слои); *в* — гидрогётитовая руда. Херпская площадь, скв. № 203, гл. 126—132 м (воронежский горизонт); *г* — карбонат-глауконитовый песчаник, Сенновская площадь, скв. № 697, гл. 763—772 м, (воронежский горизонт)



Фиг. 1, 2

показывает, что преобладающим железосодержащим минералом в рудах этого типа является шамозит, присутствующий в виде сплошной, почти изотропной желто-зеленой цементирующей массы и в виде эллипсоидальных или неправильной формы оолитов, концентрически слоистое строение которых большей частью выражено слабо или отсутствует совсем. Изредка ядрами некоторых оолитов являются зерна кварца (размером 0,2 мм), неравномерно, гнездами распределенные в породе, но большинство их вообще лишено видимых ядер. Очевидно, при образовании этих оолитов зародышами являлись пузырьки газа, мельчайшие глинистые частички или органические остатки. Соотношения не имеющих концентрического строения оолитов (бобовин или псевдооолитов) с основной шамозитовой массой, их форма, часто соответствующая форме пространства между кварцевыми зернами, позволяют предположить их коллоидальную природу, которая, впрочем, характерна и для концентрически слоистых оолитов. Об этом, в частности, свидетельствуют мелкие трещинки, рассекающие некоторые оолиты и возникшие, по всей вероятности, в результате старения и дегидратации геля, а также срастания некоторых оолитов.

Просмотр большого количества шлифов убедил нас в том, что оолиты и псевдооолиты образовались из единого коллоидального (гелеобразного) осадка, однако механизм их формирования был существенно различен. Если в формировании псевдооолитов главную роль играло поверхностное натяжение, то оолиты образовались под действием электростатических сил вокруг терригенных частиц, органических остатков и пузырьков газа, имеющих заряд, противоположный заряду коллоидального материала. При скрещенных николях многие оолиты дают черный крест, свидетельствующий о перекристаллизации слагающего их шамозита.

Второй по значению железосодержащий минерал рассматриваемого типа руд — сидерит — является минералом более поздней генерации, чем шамозит. Ромбоэдрические, большей частью с округленными гранями, реже удлинённые, кристаллики сидерита размером 0,06—0,08 мм местами почти полностью замещают шамозитовый цемент, так что наблюдаются лишь реликты шамозитового вещества в промежутках между оолитами, своеобразные шамозитовые мостики, связывающие некоторые оолиты, и лапчатые оторочки на их краях. Замещая основную шамозитовую массу, сидерит часто корродирует оолиты и выполняет все трещинки в них. Центральные части большинства идиоморфных кристалликов сидерита содержат точечные включения пирита. Пирит в виде агрегатов

мелких кубических кристаллов местами образует скопления, отдельные его зерна равномерно рассеяны в породе. Характерно, что с увеличением содержания пирита уменьшается степень идиоморфности зерен сидерита. Образец, в котором количество пирита достигает 10% (фиг. 1, а), содержит зерна сидерита неправильной формы, тогда как в образце, в котором пирита значительно меньше, они, как правило, идиоморфны (см. фиг. 1, б). Этот факт, по-видимому, объясняется тем, что большое количество органического вещества, благоприятствующее осаждению пирита, затрудняло раскристаллизацию новообразованного сидерита.

В некоторых образцах сидерит-шамозитовых пород встречаются буровато-зеленые оолиты сложного гидрогётит-шамозитового состава (чередование гидрогётитовых и шамозитовых концентров). Образование таких оолитов, очевидно, происходило при периодических колебаниях физико-химических условий среды осадкообразования.

Гидрогётитовые руды (см. фиг. 1, в) лучше всего изучены в среднем течении р. Хопра, в воронежском и евлановско-ливенском горизонтах. Вмещающими породами являются сильно ожелезненные красно-бурые песчанистые глины, содержащие остатки морской фауны, органогенно-обломочные глинистые известняки, разномерные известковистые кварцевые песчаники и алевролиты. По мере движения в сторону открытого моря количество глинистых и песчаных прослоев и глинистой примеси в известняках сокращается. Рудные пласты замещаются глауконитовыми породами (см. фиг. 1, г), и главное значение приобретают микрозернистые, мелкообломочные и биоморфные известняки, которые в Медведицко-Иловлинском прогибе сменяются черными битуминозными глинистыми известняками, мергелями и известковыми аргиллитами. Условия залегания гидрогётитовых руд соответствуют известковому литологическому ряду Н. М. Страхова.

По внешнему виду гидрогётитовая руда представляет собой серо-бурю породу, состоящую из мелких бобовых образований бурого цвета, сцементированных глинисто-карбонатным материалом. Микроскопическое изучение ее показывает, что она сложена красно-бурыми чаще округлыми или эллипсоидальными, иногда неправильными, деформированными оолитами размером 0,1—1,2 мм, цементирующей глинисто-карбонатной массой и кластическими зернами (кварц, реже слюда и полевой шпат: см. фиг. 1, в). Оолиты гидрогётита имеют ярко выраженное концентрическое строение; их содержание в большинстве прослоенных шлифов составляет не менее 70%. Ядрами многих оолитов служат ярко-зеленые и зеленовато-бурые хлориты или их псевдоморфозы по обломкам криноидей и другой фауны. Очень часто роль «зародышей» играют кварцевые зерна или обломки известковых раковин. Желтовато-коричневый гидрослюдисто-каолинитовый материал цемента неравномерно распределен в породе и обладает различной степенью ориентировки. Местами глинистые участки угасают одновременно, что обусловлено соаксиальной ориентировкой многочисленных пластинок слюды. Такие участки породы резко обеднены оолитами. Напротив, участки с беспорядочной микротекстурой переполнены ими. Карбонаты представлены многочисленными обломками известковых раковин и кальцитом, который в виде пластинок ромбоэдрического или неправильного округленного габитуса, размером 0,02—0,01 мм, равномерно рассеян в породе. В отдельных участках шлифов встречаются гнездообразные скопления средне- и мелкокристаллического кальцита, играющего здесь роль цемента оолитов. В некоторых скважинах присутствуют неотсортированные обломки кварца, составляющие 10% породы. Размеры их колеблются от 1 до 0,06 мм и меньше. Форма угловатая, иногда слегка окатанная.

Соотношение гидрогётитовых оолитов и кластического материала в породе позволяет заключить, что она образовалась в прибрежно-морских условиях, для которых были характерны преимущественно окислительная обстановка и периодическое взмучивание осадка.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Условия образования сидерит-шамозитовых руд нами рассматриваются на примере нижневоробьевских (ольховских) отложений. Основными типами осадков нижневоробьевского моря в рассматриваемом районе являлись хорошо отсортированные мелкозернистые мономинеральные кварцевые (99%) пески и крупнозернистые алевриты с различным содержанием глинистой примеси и текстурой от массивной до тонколинзовидно-слоистой, часто нарушенной ходами илоедов, а также глинистые илы, как правило, содержащие алевритовую примесь зерен кварца и листочков слюды. В большинстве случаев осадки содержат мелкий растительный детрит, а глинисто-алевритовые разности — желваки микрозернистого сидерита и сидерит-шамозитовых оолитовых руд мощностью до 5—10 см, а на Клетско-Почтовской структуре — до 4—6 м. К востоку от этой площади встречаются тонкие глинистые прослои известняков. Все это были типичные осадки регрессирующего эпиконтинентального шельфового моря, расположенного в зоне теплого гумидного климата (Карпов, 1961). Такие моря, по-видимому, были чрезвычайно характерны для палеозоя благодаря более высокому уровню Мирового океана (Шепард, 1964).

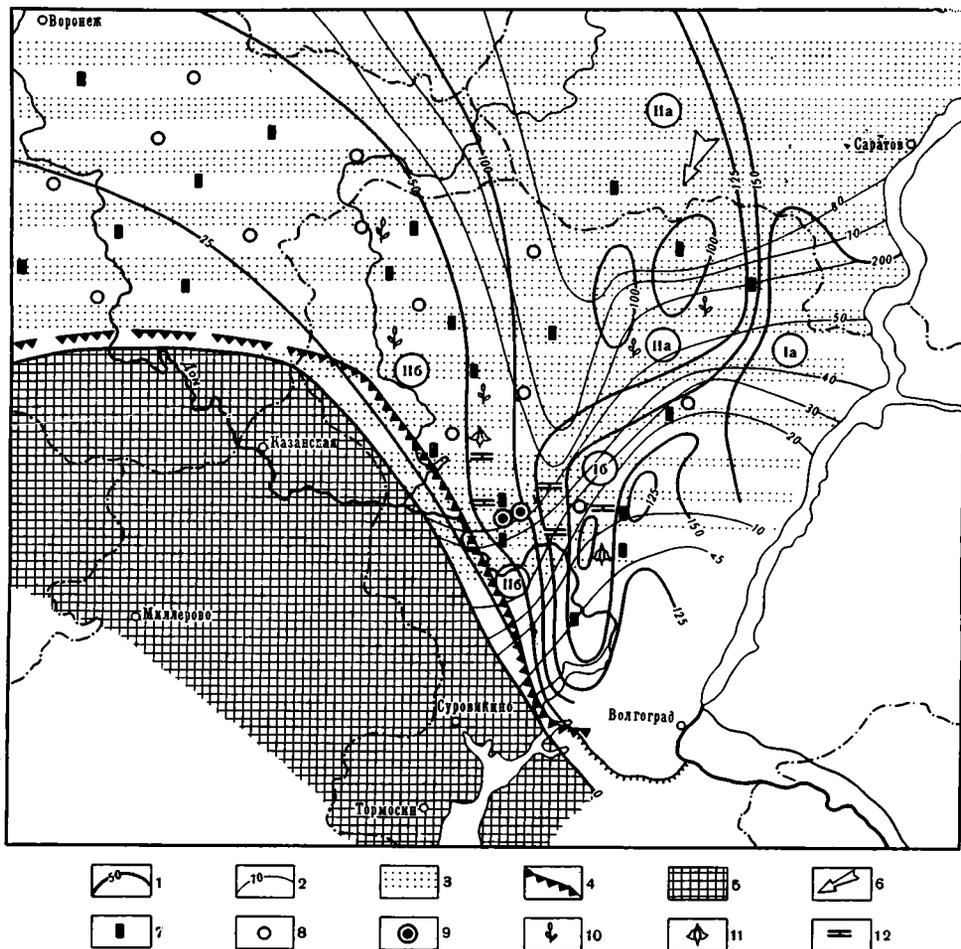
Особенности условий осадконакопления этого моря видны из следующих закономерностей в изменении мощности и литологического состава осадков. Мощность нижневоробьевских пород меняется от 10—15 м на приподнятых участках Воронежской антеклизы до 200 м на востоке территории (бассейн рек Медведицы, Иловли, Арчеды), вырисовывая (фиг. 2) зоны умеренного (до 150 м) и интенсивного (свыше 150 м) прогибания. Последняя получила наименование Доно-Медведицкой впадины.

Снижение процентного содержания песков происходит с севера на юг, особенно оно заметно в пределах Доно-Медведицкой впадины (от 80 на севере до 5% и менее на юге). В этом же направлении наблюдается и некоторое уменьшение среднего размера зерен песчано-алевритовых пород, а также повышение содержания в них глинистой примеси и появление тонких прослоев известняков с морской фауной брахиопод и остракод.

С запада на восток, со стороны зоны умеренного прогибания к зоне интенсивного прогибания, снижение процентного содержания песчаников наблюдается только на юге территории. Очевидно, масса песчаного материала на севере была настолько большой, что успевала полностью компенсировать прогибание, тогда как на юге ее не хватало для полной компенсации активно прогибающихся участков морского дна. Последние заполнялись более тонкими, глинистыми илами.

Отмеченные особенности литологического состава осадков и их изменения не оставляют сомнения в том, что глубины моря были крайне незначительными, а разница в глубинах между активно и умеренно прогибающимися участками морского дна на юге была большей, чем на севере. Что касается источников сноса обломочного материала и железа, то на этот счет можно высказать следующие соображения.

На южном склоне Воронежской антеклизы следы наиболее древней коры выветривания (Никитина, 1963) имеют достарооскольский возраст. Однако никаких признаков близости источника сноса вблизи зоны, где осадки отсутствуют, в районе станции Казанской, городов Миллерово и Суворикино (см. фиг. 2) не фиксируется. Многочисленными скважинами северо-восточнее этого района отмечается срезание живетских осадков верхнефранской трансгрессией (см. фиг. 2), и при этом не наблюдается никакого погрубения песчано-алевритового материала или повышения процентного содержания песчано-алевритовых пород в срезаемых осадках при движении к срезу. Следовательно, если южные районы КМА и являлись источниками сноса, то очень маломощными. Зона питания по-



Фиг. 2. Литолого-палеогеографическая карта жыветского времени

1 — линии равной мощности нижневорообьевских слоев; 2 — линии равной песчаности; 3 — мелкозернистые песчаники и алевриты, каждая строка соответствует 10% содержанию их в слоях; 4 — начальная линия срезаания жыветского яруса верхнефранско-фаменской трансгрессией; 5 — площадь без осадков вследствие предверхнефранско-фаменского размыва; 6 — направление сноса обломочного материала; 7 — нерудные концентрации сидерита; 8 — оолиты шамозита; 9 — рудные концентрации оолитовых сидерит-шамозитовых руд; 10 — растительные остатки; 11 — остатки брахиопод; 12 — тонкие прослои известняков.

I — Зона интенсивного прогибания (Доно-Медведицкая впадина): Ia — северная Доно-Медведицкая часть, Ib — южная Арчедино-Донецкая часть. II — зона умеренного прогибания: IIa — северная часть, IIб — южная часть

видимому, простиралась не дальше станицы Казанской, городов Миллерово и Суровикино. Вместе с тем одинаковый минеральный состав песчаников и алевритов (99% кварца в легкой фракции и преобладание циркона в тяжелой) позволяет предположить, что источник сноса был один, а закономерное уменьшение песчаности и гранулометрического состава осадков с севера на юг приводит к выводу, что он находился на севере, по-видимому, за пределами области, возможно в районе Токмовско-Ульяновской суши. Серьезным препятствием, не позволяющим апеллировать к южному поднятию как к возможному источнику железа является аридный климат, который существовал там на протяжении домосоловского времени (Карпов, 1961). В этих условиях на континенте латеритная кора выветривания не могла быть подготовлена в домосоловское время, и не удивительно, что под отложениями морсовского и мосоловского горизонтов КМА богатые железные руды отсутствуют

(Калинин, 1964). Токмовско-Ульяновский свод в течение доживетского времени, если судить по палеоклиматическим картам Н. М. Страхова (1962), располагался ближе к гумидному экваториальному климатическому поясу и поэтому подвергался более длительному химическому воздействию. Следует отметить крайне незначительную тектоническую активность, выраженную постепенным изменением мощности осадков, монтонинеральностью и хорошей отсортированностью песков и алевроитов, преимущественно каолининовым составом глин.

Не останавливаясь на химизме образования силикатных латеритных кор выветривания, подробно описанных рядом авторов (Гаррелс, 1960; Келлер, 1963; Куковский, 1963; Гинзбург, 1963), постараемся восстановить условия образования железных руд в пределах бассейна с того момента, как железо в виде истинных и коллоидно-органических растворов, обусловленных высоким содержанием органического вещества в континентальных водах, попадало с суши в прибрежную зону. При этом в первую очередь необходимо иметь в виду возможность далекой миграции железа, ибо рудные концентрации его расположены далеко как от южной (южные районы КМА), так и от северной (Токмовско-Ульяновский свод) суши. Попытаемся проследить наиболее вероятное, на наш взгляд, движение железа с севера на юг.

В северных районах рассматриваемой территории оно не давало рудных концентраций, так как этому препятствовало большое количество разбавляющего кварцевого материала и выровненная, полого наклоненная поверхность материкового шельфа, характеризующаяся активным гидродинамическим режимом. Воздействие организмов — биофильтратов обуславливало диссоциацию комплексных железоорганических соединений, а хорошая аэрация способствовала переводу всего приносимого с суши железа в окисную форму. Вместе с глинистыми (каолининовыми) частицами золи железа в суспензионном состоянии переносились в южную, относительно пелагическую часть шельфа, где морское дно отличалось контрастным рельефом.

Устойчивость железа и его транспортабельность, как известно, во многом определяются значениями рН и Eh среды седиментационного бассейна. Анализируя зависимость минералов железа от рН и Eh, Н. К. Хьюбер и Р. М. Гаррелс (1960) экспериментально установили, что условия, при которых в морской воде может удерживаться $5 \cdot 10^{-5}$ моль/л (0,0003%) железа, т. е. минимальное количество его, которое еще способно образовать рудное месторождение, характеризуются рН от 6 до 7 и Eh от 0,2 до 0,1. Ими же показано, что осаждение $Fe(OH)_3$ увеличивается с увеличением рН.

В хорошо аэрированных водах периферической части воробьевского моря Eh, по-видимому, было выше приведенных значений. В этом случае равновесие в системе морская вода — гидроокись железа могло существовать лишь при несколько повышенной кислотности (рН 5—6), что касается устойчивости каолинита, в изобилии приносимого в бассейн из элювия по мере развития регрессии, то Ф. В. Чухров (1955) приводит убедительные эмпирические данные, свидетельствующие о чрезвычайно медленной коагуляции его частиц под действием морской воды, содержащей следы гумата натрия. Это делает вполне реальной возможность переноса каолинита на большие расстояния в среде, богатой органическим веществом. Таким образом, во внутренних аккумулятивных участках шельфа накапливался сложный железисто-глинистый осадок, последующая диагенетическая переработка которого и дала сидерит-шамозитовые руды.

Изменение гелеобразного железисто-глинистого осадка после его отложения происходило при активном участии автохтонного органического вещества, среди которого решающее значение принадлежало, по-видимому, фитопланктону, но играли роль и растительные остатки, поступава-

шие с островов, расположенных в аккумулятивной части бассейна. В связи с мелководностью бассейна лишь небольшая часть отмершего фитопланктона и растительных остатков успевала подвергнуться бактериальному разложению до выпадения на дно, поэтому главная переработка органического вещества осуществлялась уже в осадке. К тому же, образовавшееся при бактериальном разложении фитопланктона растворенное органическое вещество — водный гумус в связи с высокой поверхностной активностью, очевидно, сорбировалось взвешенными глинистыми частицами и так или иначе оказывалось в илу. В результате биохимических преобразований донного органического вещества, на котором развивались разнообразные бактерии, связывающие в процессе жизнедеятельности кислород, понижался окислительно-восстановительный потенциал среды осадконакопления, что в свою очередь влекло за собой изменение микробиологической деятельности. Получали развитие анаэробные бактерии. Железо переходило в подвижную закисную форму, насыщая поровый раствор (дисперсионную среду). Стремясь к установлению равновесных соотношений с поровым раствором, Н-ионы из глинистых частиц (каолинита) диффундировали в раствор, обмениваясь на ионы двухвалентного железа.

По данным Ф. В. Чухрова (1955) и У. Д. Келлера (1963), подобная диффузия ионов в кристаллической решетке играет большую роль в природных процессах образования новых минералов. В рассматриваемом случае поверхность частиц каолинита позволяла ионам H^+ диффундировать в поровый раствор, а ионам Fe^{++} занимать освободившиеся места без существенных изменений структурного каркаса, а следовательно, и без больших энергетических затрат. Каолинит преобразовывался в шамозит. Реальность постулируемого процесса основана, прежде всего, на результатах выполненных нами рентгеноструктурных анализов, отобранных под бинокулярном оолитов шамозита, установивших $7,07-0,05 \text{ \AA}$ периодичность его кристаллической ячейки по оси С, что согласуется с полученными в последние годы данными о каолиновой (а не хлоритовой) структуре многих шамозитов (Бриндли, 1965), которые по своей тонкодисперсности и несовершенной кристалличности могут с полным правом рассматриваться как глинистые минералы. Химический анализ того же материала позволил рассчитать кристаллохимическую формулу шамозита $[Fe_{1,80}^{+2}Al_{0,86}Mg_{0,34}] \cdot (Si_{1,40}Al_{0,60}) \cdot O_5 \cdot (OH)_4$, которая, однако, может рассматриваться как приближительная: при расчете все окисное железо, несомненно, частично входившее в состав шамозита, было условно отнесено к гидротититу, а содержание двухвалентного железа, вероятно, несколько завышено из-за присутствия в оолитах сидерита.

Описанный процесс переработки каолинита в септошамозит значительно облегчался тем, что каолинит в условиях седиментации и раннего захоронения был неустойчив. Таким образом, образование шамозита представляло естественный процесс, приводящий к достижению химического равновесия каолинита с флюидами среды раннего диагенеза. Дальнейшее развитие диагенеза определялось полным окислением попавших в осадок органических тканей, в том числе и клетчатки фитопланктона ($C_6H_{10}O_5$) · n с образованием CO_2 и H_2O . Вызванное этим понижение Eh обуславливало развитие анаэробных сульфатредуцирующих бактерий, а возможно, и бактерий, разрушающих органические соединения с выделением молекулярной серы.

В результате в интерстиционном растворе повышалась концентрация H_2S и CO_2 . Сероводород реагировал с растворенным железом, приток которого в это время осуществлялся из верхних горизонтов осадка диффузионным путем, образуя пирит, который вследствие исключительно низкой растворимости сразу же выпадал в осадок. Удаление сульфидной серы, высокая концентрация карбонат-иона и миграция углерода органического вещества, приводящая к повышению щелочности порового рас-

твора, создавали условия, благоприятные для образования сидерита. В этой новой физико-химической обстановке, характеризовавшейся резко отрицательными значениями Eh и pH=7—8, шамозит замещался сидеритом, что совершенно четко фиксируется при микроскопических исследованиях.

Описанная последовательность выделения минералов в ассоциации шамозит — пирит — сидерит, выявленная на основании наблюдаемых в шлифах замещений, хорошо увязывается с характерными изменениями параметров среды диагенеза по мере его развития. Принятая нами трактовка происхождения шамозита позволяет не привлекать в систему первичного железорудного осадка больших количеств свободного кремнезема. Между тем именно необходимость участия SiO₂ делает маловероятным, по крайней мере в рассматриваемом случае, образование силикатов железа типа шамозита в результате прямых реакций растворенной кремнекислоты с редуцированным железом. Дело в том, что вынос кремнезема из коры выветривания был незначителен вследствие его низкой растворимости в кислых или слабощелочных континентальных водах; при недонасыщенности морской воды кремнеземом было невозможно его химическое осаждение. Коагуляция электролитами не могла здесь играть существенной роли, так как большая часть вносимого реками SiO₂ находилась в виде истинного раствора монокремневой кислоты — H₄SiO₄ (Краускопф, 1963; Окамото, 1963).

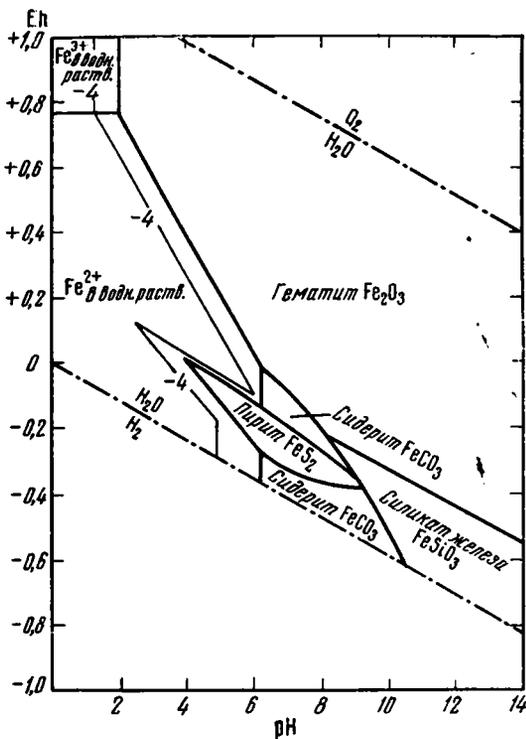
Нет никаких оснований говорить об адсорбции молекулярно диспергированного кремнезема в результате жизнедеятельности организмов, например диатомовых водорослей, которые в воробьевских отложениях не встречены. Еще труднее допустить возможность миграции с суши в осадок алюминия, наряду с кремнеземом и железом, входящего в состав шамозита.

Все вышеизложенное позволяет считать изменение ассоциированного с гидроокислами железа каолинита в богатой органическим веществом среде диагенеза единственно возможным путем появления шамозита в воробьевских и, по-видимому, во всех живецких отложениях. Высказанные положения принципиально не изменятся, если будет доказано влияние южной суши, ибо она расположена так же далеко от места образования руд, как и северная.

Об отсутствии привноса кремнезема в процессе формирования воробьевских руд свидетельствует и сопоставление схемы последовательности образования в них минералов железа с диаграммой равновесных соотношений таких же минералов (фиг. 3), приведенной Р. М. Гаррелсом (1962). Из этой диаграммы, построенной для условий избытка в системе SiO₂, видно, что поле устойчивости метасиликата железа, который можно считать отделенным аналогом шамозита, характеризуется более низкими значениями pH и более высокими значениями Eh, чем поля пирита и сидерита. Очевидно, в такой системе силикат железа образуется вследствие удаления серы и снижения концентрации растворенного CO₂, замещая сидерит. В воробьевских же рудах наблюдается обратная картина замещения.

Относительно происхождения гидрогетитовых руд можно судить с большей точностью, так как условия залегания и палеогеографическая обстановка, в которой они формировались достаточно хорошо изучены (Карпов, 1961, 1963). Выяснено, что накоплению верхнефранских пород на территории рудных полей предшествовал перерыв в осадконакоплении (Карпов и др., 1963). Доказательством перерыва служит трансгрессивное налегание верхнефранских отложений на подстилающие, начиная с петинских и кончая породами фундамента. Начальная линия несогласного залегания воронежского горизонта прослеживается в районе г. Воронежа, севернее г. Урюпинска, в районе большой излучины Дона, обрамляя с северо-востока юго-восточное продолжение Воронежского мас-

сива — Тормосинско-Миллеровскую сушу, служившую поставщиком обломочного материала и железа для прибрежных отложений верхне-франского моря (фиг. 4). Фациальный анализ позволил выделить, помимо названной суши, следующие палеогеографические элементы: зону прибрежных равнин, в пределах которой развиты песчано-глинистые осадки светло-серой и пестрой окраски; прибрежно-морскую зону; морскую мелководную зону умеренного прогибания (Терсинский шельф) и морскую относительно глубоководную зону устойчивого интенсивного некомпенсированного прогибания (Медведицко-Иловлинский прогиб).



Фиг. 3. Соотношения устойчивости между окислами, карбонатами, сульфидами и силикатами железа при 25° С и 1 атм общего давления в присутствии воды (по Р. Гаррелсу)

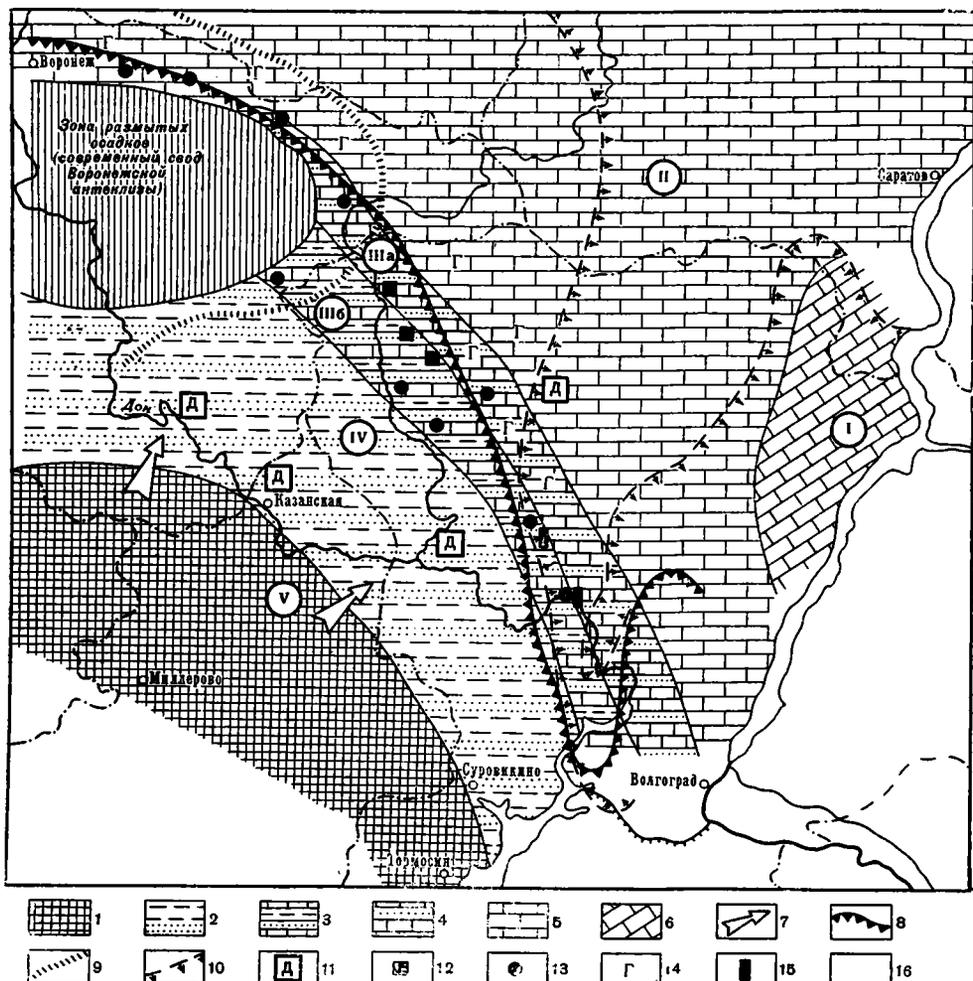
трянной подзоны преобладают органогенно-обломочные и микрочернистые известняки, а гидротитовые руды замещаются здесь карбонатно-глауконитовыми песчаниками (см. фиг. 1, 2).

Характерной особенностью пород обеих подзон является низкое содержание органического вещества. Поставщиком железа и обломочного материала для рудных и вмещающих горизонтов служила, по всей вероятности, кора выветривания, сформированная на породах Тормосинско-Миллеровской суши во время, предшествующее воронежской трансгрессии. О характере этой коры можно судить по материалам ее изучения в районе КМА, проведенного А. П. Никитиной (1963). По ее данным, кора выветривания гнейсов сообразно их минеральному составу представлена наиболее распространенным гидрослюдистым профилем, реже гидрослюдисто-каолинитовым и каолинито-охристым. Мощность коры выветривания на гнейсах меняется от нескольких метров на севере до 50—70 на юго-востоке. Кора выветривания на гранитах в случае их предварительной серицитизации имеет мощную гидрослюдистую зону (40 м) и слабо развитую каолиновую (10 м). Латеритные коры выветривания мощностью 3—15 м развиты, по данным А. П. Никитиной, на палеобазальтах траппового характера, распространенных у Нижнего Мамона. Свободный глинозем (7%) был встречен также в рудах Михайловского железорудного месторождения.

По Никитиной, сохранившаяся кора выветривания верхнедевонской

прибрежных равнин, в пределах которой развиты песчано-глинистые осадки светло-серой и пестрой окраски; прибрежно-морскую зону; морскую мелководную зону умеренного прогибания (Терсинский шельф) и морскую относительно глубоководную зону устойчивого интенсивного некомпенсированного прогибания (Медведицко-Иловлинский прогиб).

Месторождения гидротитовых руд приурочены к прибрежно-морской зоне, которая лучше всего изучена в среднем течении р. Хопра, где бурено 15 скважин. В этой зоне можно выделить внешнюю, примыкающую к берегу подзону и внутреннюю, обращенную к морю. Основными породами внешней подзоны, кроме гидротитовых руд, являются красно-бурые песчаные гидрослюдисто-каолинитовые глины, содержащие остатки морской фауны; органогенно-обломочные глинистые известняки; разнозернистые кварцевые и полевошпатовые песчаники и алевролиты. Среди пород вну-



Фиг. 4. Литолого-палеогеографическая карта верхнефранского времени

1 — отсутствие осадконакопления (зона денудации); 2 — песчано-каолиновые осадки; 3 — песчано-глинистые осадки с прослоями известняков; 4 — известняки с прослоями терригенных пород; 5 — мелководные известняки; 6 — относительно глубоководные известняки, мергели и аргиллиты Медведицко-Иловлинского прогиба; 7 — направление сноса; 8 — начальная линия несогласного залегания воронежского горизонта; 9 — начальная линия мезозойского среза; 10 — направление увеличения мощности; 11 — диабазы и палеобазальты предворонежского времени; 12 — рудные концентрации оолитов; 13 — непромышленные концентрации оолитов гидрогетита; 14 — глауконит; 15 — сидерит; 16 — пирит.

I — море, глубокая часть шельфа; II — море, мелкая часть шельфа; IIIa — прибрежно-морские отложения (внутренняя подзона); IIIб — прибрежно-морские отложения (внешняя подзона); IV — прибрежно-континентальные отложения; V — приподнятая суша

суши для главных типов пород, слагающих ее, представлена гидрослюдистым, гидрослюдисто-каолиновым, реже каолиновым и еще реже латеритным типом. Разумеется, состав остаточной коры выветривания не характеризует размытую ее часть. Однако можно утверждать, что вследствие более активного тектонического режима (Карпов, 1965) воронежского и предворонежского времени по сравнению с воробьевским кора выветривания не достигала такой высокой степени зрелости, как в воробьевское время. Отсутствие достаточного количества растительных остатков, светлый и пестрый цвет прибрежных осадков свидетельствуют об окислительных условиях среды осадконакопления, о периодически влажном, теплом климате. Поэтому можно предположить, что выносимое из коры выветривания железо транспортировалось реками в гидроокисной форме, причем железоорганические соединения играли подчиненную роль. Основная масса железа в виде гелевых сгустков оседала в речных

путях, и лишь часть его вместе с обломочным материалом достигала прибрежных участков седиментационного бассейна. Естественно, высокие концентрации железа могли возникать только при благоприятном рельефе прибрежной части шельфа, способствующем фиксации на его дне приносимого речного материала. Именно таким расчлененным рельефом, унаследованным от погруженной поверхности суши, скорее всего, характеризовалась прибрежно-морская зона воронежского моря.

В депрессионных участках дна в обстановке периодического взмучивания осадка под действием волн и происходило образование оолитовых гидрогетитовых руд. Этому способствовало то обстоятельство, что углубления дна служили одновременно ловушками для минеральных зерен, выносимых из коры выветривания, и для значительного количества цельного и раздробленного раковинного материала, приносимого во время сильных штормовых волнений из зоны карбонатных осадков (мелководная зона умеренного прогибания). Поскольку коллоиды водной окиси железа несли положительный заряд, они оседали в виде пленок на отрицательно заряженных минеральных и раковинных обломках, вызывая, в свою очередь, осаждение слоя отрицательных коллоидальных частиц, которыми в зоне, приближенной к источнику сноса, являлись хлопья кремнезема, а в зоне, удаленной от него, карбонатный материал.

Переслаивания в одном случае гидроокислов и кремнезема, в другом — гидроокислов и карбоната обуславливали концентрическое строение оолитов.

В связи с низкой миграционной способностью SiO_2 присутствие сравнительно больших его количеств в прибрежных участках воронежского моря можно объяснить отмеченным выше периодическим обновлением коры выветривания, связанным с активным тектоническим режимом водосборных площадей. Согласно Н. М. Страхову (1962, 1965), основное количество SiO_2 из коры выветривания выносится в начальную стадию ее формирования.

В свете изложенного вряд ли необходимо прибегать еще к одному возможному источнику кремнекислоты — покровам базальтов и диабазов, развитых на восточном склоне Воронежской антеклизы (см. фиг. 4), тем более, что возраст их определяется как предворонежский (Карпов, Чугунов, 1965). В повышенных участках Воронежской антеклизы (Нижний Мамон) на палеобазальтах к моменту накопления перекрывающих верхнефранских осадков успела образоваться латеритная кора выветривания (Никитина, 1963).

Механизм формирования железных оолитов, подобный описанному, приводится в работах Ф. В. Чухрова (1955), С. П. Попова (1949).

Под влиянием волн и периодически возникающих донных течений, способных перемещать и сортировать осадок, часть коллоидной железистой мути совместно с глинистыми частицами (в основном это были листочки гидрослюды, обладающие хорошей транспортабельностью) перемещались во внутреннюю часть прибрежно-морской зоны — внутреннюю подзону. Здесь в условиях повышенной щелочности придонных вод и значений окислительно-восстановительного потенциала, близких к нулю, происходило образование глауконита, возможно в результате следующей реакции, приводимой Дэпсом (1962): иллит + гематит (гидрогетит) → глауконит.

Как видно из изложенного выше, гидрогетитовые руды следует считать первичными, возникшими в седиментационную стадию литогенеза. Распространенная точка зрения на эти руды как на образовавшиеся за счет окисления шамозитовых (Платонов, 1958; Формозова, 1960) нашими данными не подтверждается. Вторичное происхождение их за счет сидерит-шамозитовых разновидностей (Платонов, 1958) противоречит нашим наблюдениям и следующим логическим рассуждениям. Если бы окисленная зона была вторичной, она не зависела бы от возраста пород.

а только от расстояния до древней или современной поверхности выветривания. На самом деле зона окисленного железа совпадает с нижней границей трансгрессивной прибрежно-морской серии.

Следует заметить, что гидротитовые руды и вмещающие их породы были перекрыты евлановско-ливленскими отложениями, а от мезозойской поверхности несогласия они отделены 100—600-метровой толщей фаменских и нижнекаменноугольных пород.

Таким образом, в разрезах девонских отложений восточного склона Воронежской антеклизы встречаются два различных типа железных оолитовых руд, отличающихся минеральным составом и условиями образования.

ЛИТЕРАТУРА

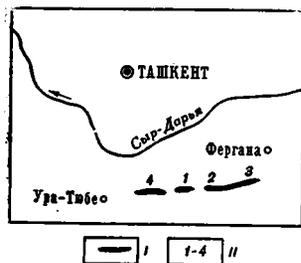
- Бриндли Г. В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы.— В кн.: «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов». Изд-во «Мир», 1965.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 6. Изд-во АН СССР, 1963.
- Гаррелс Р. М. Некоторые значения свободной энергии, найденные на основании геологических соотношений.— В кн.: «Термодинамика геохимических процессов». Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Кукровский Е. Г. Некоторые соображения о кристаллохимических особенностях выветривающихся минералов.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 6. Изд-во АН СССР, 1963.
- Калинин И. Д. Условия образования железных руд Михайловского железорудного района и практики геологоразведочных работ.— В кн.: «Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземных областей». Воронеж, 1964.
- Карпов П. А. К вопросу о палеоклиматах и выделении формаций девонского возраста на юго-востоке Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 140, № 3, 1961.
- Карпов П. А. К палеогеографии восточного склона Воронежского массива в девонский период в связи с закономерностями распределения рудных концентраций железа.— В кн.: «Тезисы докл. науч. геол. конфер. Ростовского ун-та». Ростов-на-Дону, 1963.
- Карпов П. А. История восточной части Воронежской антеклизы в девоне.— Изв. вузов. Геология и разведка, № 2, 1965.
- Карпов П. А., Шевченко В. И., Тебякин В. В. и др. Несогласное залегание верхнефранского подъяруса в западной части Волгоградской области.— Геология нефти и газа, № 12, 1963.
- Карпов П. А., Чугунов Н. А. Новые данные об эффузивной деятельности на восточном склоне Воронежского массива в девонское время. Докл. АН СССР, т. 165, № 4, 1965.
- Келлер У. Д. Основы химического выветривания. Геохимия литогенеза. Сб. статей. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования.— В кн.: «Геохимия литогенеза». Сб. статей. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Никитина А. П. К вопросу формирования и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 6. Изд-во АН СССР, 1963.
- Окамото Го и др. Свойства кремнезема в воде.— В кн.: «Геохимия литогенеза». Сб. статей. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Платонов Н. Х. Стратиграфия девонских железистых оолитов Хоперского района. Докл. АН СССР, т. 91, № 2, 1953.
- Платонов Н. Х. Геологическое строение Хоперского района. Изд. Моск. горн. ин-та, 1958.
- Попов С. П. О процессах оолитизации и хлоритизации в железных рудах осадочного происхождения.— Минер. сб. Львовского геол. об-ва, № 3, 1949.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова.— Литология и полезн. ископаемые, № 6, 1965.
- Хьюбер Н. К., Гаррелс Р. М. Связь образования осадочных минералов железа с рН и окислительным потенциалом.— В кн.: «Термодинамика геохимических процессов». Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шепард Ф. Земля под морем. Пер. с англ. Изд-во «Мир», 1964.
- Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд.— В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Depples E. C. Stages of diagenesis in sandstone developments.— Geol. soc. America Bull. V. 73, No 8, 1962.

УДК 551.734 : 553.492 (575)

О ДЕВОНСКИХ БОКСИТАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

А. У. АБДУЛЛАЕВ

В Средней Азии давно известно множество бокситопоявлений, приуроченных к основаниям среднего карбона, верхнего триаса, нижней юры и нижнего мела. Ввиду того что ни одно из них не имело промышленного значения, Средняя Азия на бокситы оценивалась как бесперспективная. Однако с развитием гидроэнергетики в республиках Средней Азии в последнее время проблема бокситов приобрела большую актуальность. В связи с этим возникает необходимость в выявлении новых



Фиг. 1. Схема распространения бокситоносных девонских карбонатных отложений в алайской структурно-фациальной подзоне

I — бокситоносные карбонатные отложения; II — районы бокситопоявлений: 1 — Акшагылский; 2 — Западно-Катранбашинский; 3 — Восточно-Катранбашинский; 4 — Канигут-Мадыгенский (Шадымирский)

бокситоносных площадей путем критического анализа ряда еще не изученных осадочных формаций Средней Азии с точки зрения возможной бокситоносности, исходя из современных представлений об образовании и закономерностях размещений бокситовых месторождений. В этом отношении среди полученных данных последнего времени весьма интересным является обнаружение девонского бокситонакопления в Алайской структурно-фациальной подзоне.

Впервые боксит был найден в основании карбонатной толщи верхнего девона — нижнего карбона подзоны (гора Акшагыл) в конце 1962 г. при геологической съемке сотрудниками Южно-Киргизской комплексной геологической экспедиции — Л. Н. Кугураковым, С. Бонгиным и Д. Мусуралиевым на горе Акшагыл.

В течение 1963—1964 гг. в этом районе геологами Н. Пехота, Б. Е. Дмитруком, А. У. Абдуллаевым и А. С. Сыгындыковым было выявлено еще несколько выходов бокситов.

Полевые исследования показали, что бокситовые тела приурочены к определенным стратиграфическим интервалам карбонатной толщи и что кроме верхнедевонских бокситов имеются также и среднедевонские. Такой вывод незамедлительно сказался на практике дальнейших поисков. Так, Б. Е. Дмитруком и нами в западном и восточном направлениях от горы Акшагыл, в районе Гарм-Канигут и в западной части хребта Катран-Баши, удаленных на несколько десятков километров от уже известных точек бокситопоявлений, выявлен еще ряд выходов боксита в известняках среднего девона. В связи с этим в указанных районах в течение 1964—1965 гг. проводились поиски, что привело к открытию значительного количества новых бокситовых тел.

Таким образом, в настоящее время в северных предгорьях Туркестано-Алайского хребта установлены однотипные бокситопоявления в четырех районах: Акшагылском, Канигут-Мадыгенском (Шадымирском),

Западно-Катранбашинском и Восточно-Катранбашинском, по которым намечается широтный пояс девонского бокситонакопления значительной протяженности (фиг. 1). Ниже рассмотрим особенности этих бокситопроявлений.

1. ГЕОСТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БОКСИТОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Согласно тектонической схеме, предложенной Н. М. Синицыным (1960), все бокситоносные площади располагаются в варисской зоне высоких предгорий Туркестано-Алая. На этих площадях развита однотипная карбонатная толща. Она характеризуется сочетанием двух формационных комплексов — эффузивно-терригенного комплекса нижнего силура и трансгрессивно налегающего карбонатного средне-верхнедевонского — нижнекарбонатового комплекса. Изучение разрезов Алайской подзоны показывает, что такое стратиграфическое соотношение указанных комплексов характерно только для определенной структурной подзоны — позднедевонского прогиба в южном обрамлении «впадины 40 параллели» (Поршняков и Миклухо-Маклай, 1954; Поршняков, 1960) или позднедевонской седиментационной мульды, в понимании Н. М. Синицына (1960). Отличительной особенностью указанной структуры, равно как и других соседних структур, является выдержанное широтное простираание силурийских и девонских комплексов (150—200 км), при ширине их выходов вкрест простираания всего 3—5 км.

2. СТРАТИГРАФИЯ БОКСИТОВМЕЩАЮЩЕЙ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ

Постоянство состава и строения бокситоносной толщи и занимаемая ею вполне определенная структурная позиция среди других тектонических единиц позволили геологам выделить бокситоносные карбонатные отложения в самостоятельный тип разреза. Так, в 1958 г. в хр. Катран-Баши А. И. Гончаровым выделялся катранбашинский тип разреза, а в 1960 г. этим же геологом и В. Г. Горяновым среднедевонская часть разреза карбонатной толщи выделялась под названием «охнинской свиты», эти карбонатные отложения, по данным А. И. Гончарова, В. С. Сафина, В. В. Бурцева, Л. Н. Кугуракова и др., имеют следующее строение (снизу): черные, темно-серые, серые и светло-серые доломиты нижнеохнинской подсвиты, доломитизированные известняки среднеохнинской свиты и амфипоровые известняки верхнеохнинской подсвиты. Охнинская свита датировалась живетским веком. Она с размывом перекрывается известняками фаменского яруса верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона.

В последние годы нами проводилось изучение указанных отложений в связи с их бокситоносностью, что позволило составить следующий (снизу) разрез (фиг. 2):

1. Нижнесилурийский эффузивно-терригенный комплекс (сюжетская свита, Г. С. Поршнякова) объединяет лландоверский и нижнюю часть венлокского ярусов — S_{1sg} . Окраска пород серая и зеленовато-серая. Наибольшее распространение имеют глинистые, углисто-глинистые сланцы, основные эффузивы и их туфы. Имеются также слои и линзы песчаников, кремнистых сланцев и известняков, содержащих нижнесилурийскую фауну.

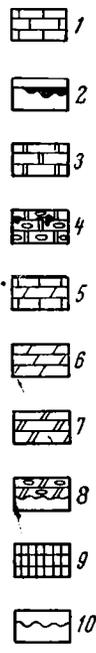
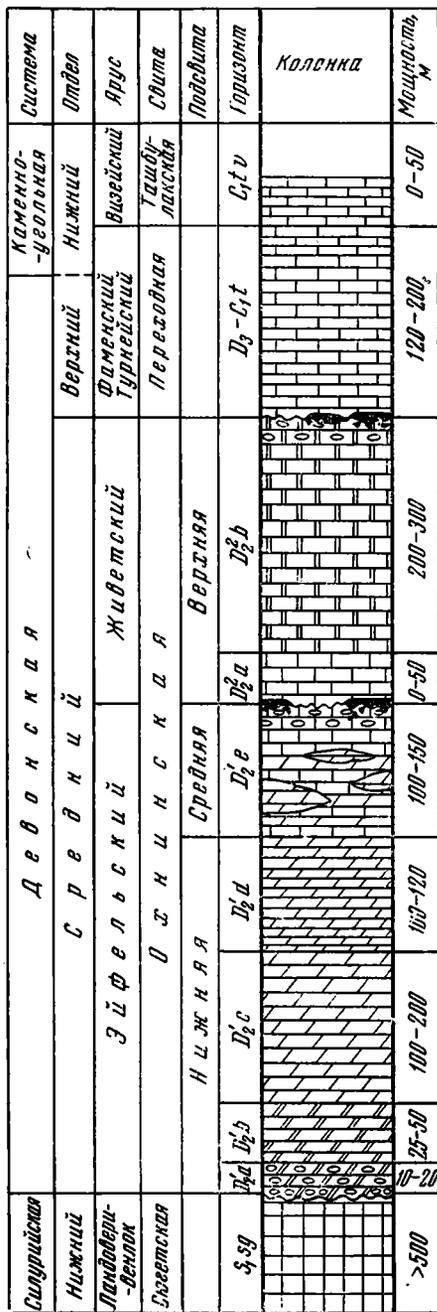
2. Выше с размывом и несогласием трансгрессивно залегает карбонатная серия пород. Она начинается базальной пачкой (D_2^1a), сложенной обломками пород подстилающей толщи. Обломки сцементированы черным доломитом, вверх по разрезу постепенно исчезают 10—20 м.

3. Горизонт черных и темно-серых, местами искристых доломитов (D_2^1b) 25—50 м.

4. Горизонт серых и светло-серых массивнослоистых сахаровидных доломитов (D_2^1c) 100—200 м.

5. Горизонт пелитоморфных розоватых доломитов (D_2^1d) 100—200 м.

6. Горизонт известняков с прослоями и линзами доломитов, доломитистых извест-



Фиг. 2. Стратиграфическая колонка бокситоносной карбонатной толщи

1 — известняки тонкослоистые, средне- и массивно-слоистые, комковатые, оолитовые, псевдооолитовые; 2 — бокситовые залежи; 3 — известняки амфиפורовые массивно-слоистые, светло-серые; 4 — известняки конгломератовидные и брекчированные с проникновениями боксита; 5 — известняки доломитовые; 6 — доломиты массивно-слоистые, мелкозернистые пелитоморфные; 7 — доломиты черные, темно-серые, местами искристые; 8 — базальная пачка — гальки терригенно-эффузивных пород с доломитовым цементом; 9 — эффузивно-терригенная толща; 10 — перерыв в осадконакоплении

вяков (D_2^1e). Кверху доломиты исчезают. Возраст этого горизонта определяется находкой *Stropheodonta uralensis* Vern., *Pentamerus baschkiricus* Tsch., характерной для эйфельского яруса.

В Акшагыльском районе в известняках этого горизонта Л. Н. Кугураковым собраны крупные остракоды хорошей сохранности: *Molleritia* sp., *M. ex gr. egorovi* Abich. По заключению В. М. Захаровой, они имеют среднедевонский возраст. Интересно отметить, что вышеуказанные формы встречаются в «визовских слоях» Урала (D_2^1).

Согласно последней стратиграфической схеме девона юга Средней Азии (Стратиграфия УзССР, 1965), О. И. Сергунькова выделяет в эйфельском ярусе два подъяруса: нижний — с зоной *Theodossia superba* Eichw., *Calceola sandoalina* Lam. и верхний — с зоной *Stropheodonta uralensis* Vern., *Conchidiella pseudobaschkirica* Tschern. В этой схеме горизонт D_2^2e (среднеохнинская свита) занимает положение верхнеэйфельского подъяруса.

В доломитовых горизонтах, кроме амфиפור, пока еще не найдена фауна, достоверно определяющая их принадлежность к верхнему или нижнему подъярусу. Однако постепенный переход доломитов через доломитовые известняки в чистые серые и светло-серые массивно-слоистые известняки с характерной верхнеэйфельской фауной, которые после перерыва перекрываются известняками живетского яруса с бокситами в основании, позволяет отнести доломиты к нижнему эйфелю. Аналогичные породы типа ниже- и среднеохнинской подсвиты (с фауной *Stropheodonta*

uralensis Vern., Conchidella pseudobaschkirica Tschern.) в хребтах Тамдытау, Букантау (южный) и др., находившихся в одной зоне, но в значительном удалении от бокситоносных площадей, О. И. Сергуньковой (1965) отнесены к эйфельскому ярусу.

Перерыв в осадконакоплении

7. Бокситы каменчатые, песчаниковые (бобовые). Залегают в форме линз, линзующегося пласта и гнезд. 0—10 м

8. Известняки слоистые серые (D_2^a) с *Amphipora ramosa* Phill., *Salpingothuramina aperturnata* (Pron.). По заключению В. М. Захаровой и Б. В. Пояркова эти формы характеризуют живетский ярус среднего девона. 0—50 м

Изменчивость в мощности, очевидно, объясняется залеганием известняков данного горизонта с бокситами в основании на разных уровнях размывтой поверхности известняков эйфельского яруса. 0—50 м

9. Известняки светло-серые и серые массивнослоистые (D_2^b). Состоят в основном из амфиор, благодаря чему они получили название «амфиоровые». В полевых условиях «амфиоровый» горизонт очень хорошо определяется по червеобразным амфиорам, почему еще в 1934 г. он был выделен В. Н. Вебером под названием «червячковых известняков». Возраст амфиоровых известняков всеми исследователями определяется однозначно как живетский. Они содержат в изобилии различные органические остатки. Наиболее характерные из них: *Amphipora ramosa* Phill., *A. sp.*, *Paramphipora*, *Parathuramina sp.*, *Stringocephalus burtini* DeFr., *Choscothyris sp.*, *Favosistella zhenana* Frech., *Archaeosphaeramina* Sul., *Bisphaera sp.* Различная мощность в разных местах распространения этих известняков объясняется значительным размывом верхней границы данного горизонта. 200—300 м

Перерыв в осадконакоплении.

10. Бокситы различных литологических типов в виде линз и пластообразнолинзующихся, а также гнездовых тел и зон конгломератовых известняков с бокситовым цементом, проникновениями и примазками боксита. 0—20 м

11. Известняки серые, слоистые, мелкозернистые, пелитоморфные, комковатые, оолитовые и псевдоолитовые, фациально переходящие друг в друга. В верхней части разреза (D_3-C_1). Надбокситовые известняки в нижней и средней частях толщи содержат верхнедевонскую фауну: *Stromatopora sp.*, *Platathuramina vasilevis*, *Thuramina sp.*, *Protorunaella jubr.*, *Bisphaera malevkensis* Bir., *Irregularina quprata* Pojark., *Thuramina suleimanovi* Lip.

В верхней части толщи надбокситовых известняков, наряду с верхнедевонской, содержится также фауна, смешанного характера и турнейского яруса нижнего карбона: *Tubertina sp.*, *Plectogyra sp.*, *Quasitubertina magna* Pojark. var., *Tourneyella discoidea* Dain, *Cribrosphaera sp.*, *Siproplectamina f. tchernyshinensis* Lop. Поэтому указанные сложения отнесены к переходной свите D_3-C_1 . 120—200 м

12. Известняки серые тонкослоистые с нижнекарбоневой фауной, преимущественно визейского яруса: *Plectogyra samarica*, *P. sp.*, *Endothyra ex gr. beata* Mal., *Glomospiracela sp.*, *Striatifera striata* F. (сбор Л. Н. Кугуракова). Эти известняки отнесены к гзшбулакской свите (C_{1v}) и датируются визейским веком. 0—50 м

3. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БОКСИТОВЫХ ГОРИЗОНТОВ

В описанном разрезе фиксируются два бокситовых горизонта — нижний живетского возраста и верхний верхнедевонского возраста.

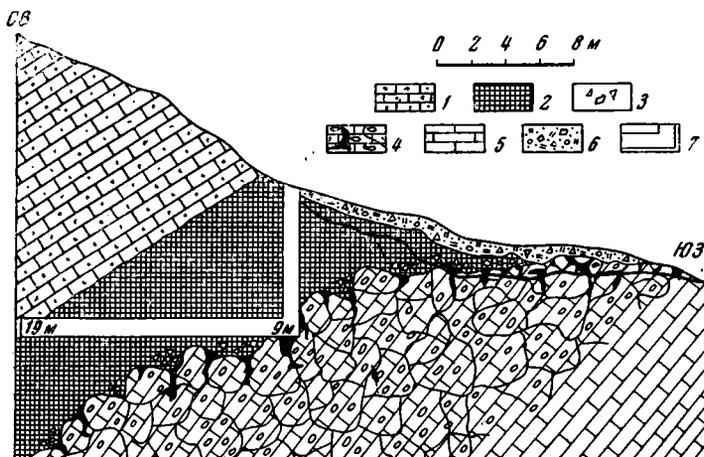
Нижний бокситовый горизонт залегает на размывтой поверхности известняков среднеохнинской подсвиты и согласно перекрывается известняками верхнеохнинской подсвиты. Бокситовые залежи имеют форму линзующегося пласта и линз протяженностью по простиранию от нескольких десятков до 200 м при мощности от нескольких десятков сантиметров до 10 м в раздувах. Расстояние между отдельными рудными телами варьирует от нескольких метров до нескольких сотен метров. Для подбокситовой пачки характерен конгломератовый облик известняков, их брекчированность и проникновение бокситов на значительную глубину (до 15 м) в виде заливов и заполнений причудливой формы. Причиной этого облика в основном является проникновение бокситового материала по карстовым трещинам. В безрудных интервалах вместо боксита наблюдаются железисто-глинистый и карбонатный цемент.

На Акшагыльской площади, где наиболее полно развиты отложения нижне- и среднеохнинской подсвиты, наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Доломиты слоистые, пелигоморфные, розовато-серые и розовато-светло-серые.
2. Доломитистые известняки. 70—100 м

3. Известняки массивно-слоистые светло-серые и серые 20—40 м
4. Известняки конгломератовидные и брекчированные с проникновениями боксита 4—10 м
5. Бокситовые тела 0,5—10 м
6. Известняки слабо-слоистые, серые.

В подстилающих бокситы известняках (D_2^1e) Л. Н. Кугураковым собрана следующая фауна остракод: *Molleritia* ex gr. *egorovi* Abich. и *Amphijoga* ex gr. *intexta*. В разрезах рудных выходов 55 и 41-45



Фиг. 3. Разрез через рудный выход 55 (Акшагыльский район)

1 — известняки слоистые серые (D_3^3a); 2 — каменный боксит; 3 — обломки подстилающих известняков в почве каменного боксита; 4 — известняки брекчированные с бокситовыми проникновениями (D_2^1e); 5 — известняки светло-серые массивно-слоистые (D_2^1e); 6 — наносы, 7 — разведочные горные выработки

(фиг. 3 и 4) в перекрывающих боксит слоистых серых известняках определены: *Amphijoga* sp., *A. ramosa* Phill., *Salpingothuramina aperturata* (Pron). По заключению Б. В. Пояркова и В. М. Захаровой, эта фауна характеризует живетский ярус среднего девона.

Как видно из фиг. 3, детальный разрез рудного выхода 55 имеет следующее строение (снизу):

1. Известняки массивно-слоистые серые и светло-серые.
2. Известняки брекчированные конгломератовидные светло-серые с гнездовыми заполнениями каменного боксита. 6—8 м
3. Боксит каменный коричнево-красный. 6—8 м
4. Известняки средне-слоистые серые с *Salpingothuramina aperturata* (Pron).

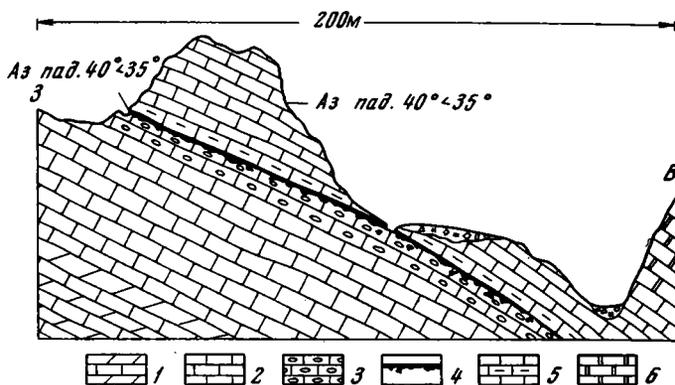
По данному рудному телу пройден шурф глубиной 9 м и из него рассечка длиной 19 м. На глубине 8,5 м подсечена почва рудного тела, а рассечка, пройдя 18 м, вышла в перекрывающие известняки.

Рудные выходы 4—45 вскрыты с поверхности рядом канав и благодаря удачной морфологии рельефа на дневную поверхность выходят как в западной, так и в центральной частях холма (см. фиг. 4). Этим устанавливается их пластообразная форма.

В Канигут-Мадыгенском (Шадымирском) районе в 2 км к востоку от пункта Канигут, на южном склоне горы Сары-Таг отчетливо наблюдается залегание горизонта амфиоровых известняков на бокситах (фиг. 5). Долину слагают диабазовые порфириды. Отделяясь от них тектоническим контактом, выше залегают серые известняки эйфельского яруса (Сергунькова, 1948) с красными железисто-глинистыми при-

мазками, местами сильно трещиноватые. Трещины заполнены глинисто-карбонатным материалом.

На неровной поверхности известняка залегает бокситовый горизонт. В углублениях среди красно-бурого боксита часты гальки известняков



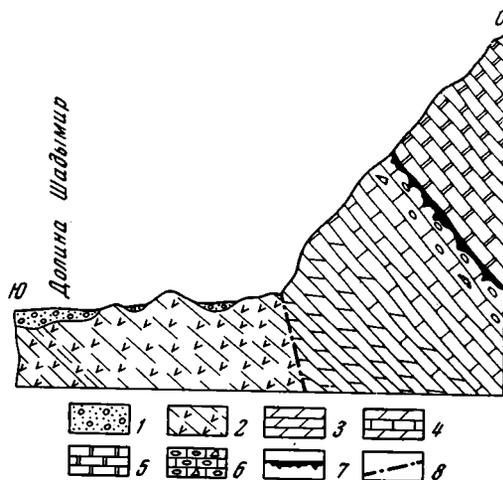
Фиг. 4. Разрез через рудное тело 41—45 (Акшагыльский район)

Известняки: 1 — доломитистые (D_2^1e); 2 — известняки массивно-слоистые серые (D_2^2e); 3 — конгломератовидные известняки (D_2^3e); 4 — бокситовый пласт; 5 — известняки серые слоистые (D_2^2a); 6 — известняки амфиболовые (D_2^2b)

5—20 см в поперечнике. Местами боксит в форме заливов протекает в нижележащие известняки... 0,2—1 м.

На бокситах по ровному контакту залегают известняки слоистые, серые и светло-серые, переполненные амфиборами (D_2^2b). Возраст их живетский.

Значительное количество бокситовых залежей в виде цепочек-линз выявлено также к юго-западу от пункта Канигут, в восточной части гор Тоэтабуз. Эти залежи протягиваются по простиранию известняков. Здесь наблюдается такое же стратиграфическое положение бокситового горизонта, как и на южном склоне горы Сары-Таг. Бокситы залегают на неровной поверхности конгломератовидных и брекчированных известняков (D_2^3e), в которых имеются полости причудливой формы различных размеров, заполненные каменистым бокситом буровато-красного цвета. Само рудное тело как бы нивелирует неровности известняков и сверху по неровному контакту переходит в серовато-зеленую разность. Выше идут известняки, переполненные амфиборами (D_2^3b). Таким образом, бокситопрооявления в различных районах, отдаленных друг от друга на несколько десятков километров, располагаются на одном и том же страти-



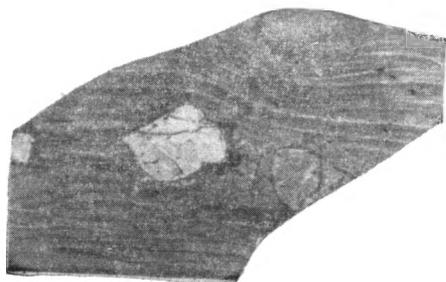
Фиг. 5. Схематический разрез через южный склон горы Сары-Таг

1 — наносы; 2 — эффузивная толща; 3 — доломиты; 4 — доломитистые известняки (D_2^1e); 5 — известняки амфиболовые (D_2^2b); 6 — конгломератовидные известняки (D_2^3e); 7 — бокситовая залежь; 8 — разлом

графическому переходу переходит в серовато-зеленую разность. Выше идут известняки, переполненные амфиборами (D_2^3b). Таким образом, бокситопрооявления в различных районах, отдаленных друг от друга на несколько десятков километров, располагаются на одном и том же страти-

графическом уровне. Отсюда вытекает, что до отложения известняков живецкого яруса существовал региональный перерыв.

Верхний бокситовый горизонт залегает в виде линз и гнезд на закарстованной поверхности известняков амфипорового горизонта. Мощность бокситовых линз варьирует от нескольких десятков сантиметров до 20 м при протяженности более 100 м. Так, на Акшагальской площади благодаря проникновению боксита



Фиг. 6. Боксит тонкослойный алевролитовый с обломками и гальками подстилающих известняков, $\frac{2}{3}$ нат. величины

по карстовым трещинам на значительную глубину образовалась пачка валунно-галечной конглобрекции, мощность которой достигает в основании ряда рудных тел 25 м. Эта пачка в верхней части перекрывается сплошным бокситом. По мере выклинивания боксита она также постепенно выклинивается до полного исчезновения бокситовых гнезд и примазков.

Стратиграфическое положение верхнего бокситового горизонта определяется его залеганием на размытой поверхности горизонта ($D_2^2 b$) и согласным залеганием на боксите серых слоистых известняков верхнего девона. На фиг. 6 показан полированный кусок образца известняка, переполненный амфипорами, имеющий вид «плавающего» валуна в основании бокситовой залежи. Интересно отметить, что в относительно крупных телах, в слоистых алевролитовых бокситах, которые занимают верхнюю часть рудного тела, встречаются мелкие известняковые гальки, которые сингенетично ассимилированы бокситом и, находясь на одном уровне, зажаты между двумя слоями.

4. ФОРМА И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

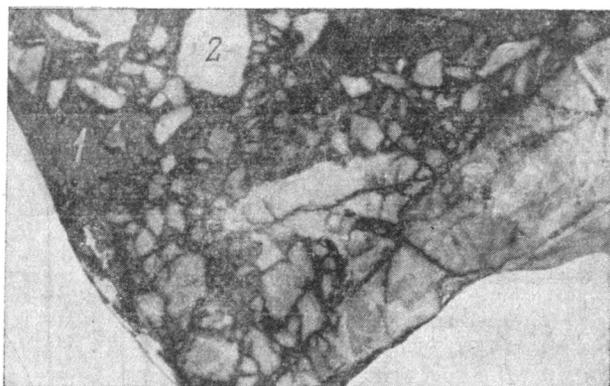
Можно выделить три морфологические группы бокситов: 1) линзы; 2) пластообразно-линзующиеся тела, 3) гнездовые тела причудливой формы. Первые две группы наиболее распространены

В разрезе рудные тела имеют следующее строение. В основании залегает зона брекчированных конгломератовидных известняков с бокситовым цементом (фиг. 7), проникновениями, примазками и отдельными мелкими гнездами боксита. Нижняя часть этой зоны путем постепенного затухания бокситовых примазок переходит книзу в массивно-слоистые известняки, а вверх в боксит. Мощность подрудной зоны равна 1—8 м. Протяженность ее обычно больше протяженности бокситовых линз. Часто известняковые конгломераты с бокситовым цементом не сопровождаются бокситовыми линзами или гнездами. Бокситовые линзы всегда имеют в основании подрудную зону. Бокситовые тела по своему строению неоднородны. Обычно в основании залегают бокситы преимущественно красные, а в верхней части — серые. Наибольшим разнообразием литологических типов отличается верхний бокситовый горизонт. В нем на красных каменистых бокситах залегают алевролитовые и афанитовые слоистые бокситы различных окрасок. В ряде рудных тел преобладают мелкоконгломератовые или гравелитовые бокситы, по-видимому, перетолженные.

Нижний бокситовый горизонт более однороден. В нем красные бокситы залегают в основании горизонта, серовато-зеленые или темно-серые с зеленоватым оттенком — тяготеют к верхней его части.

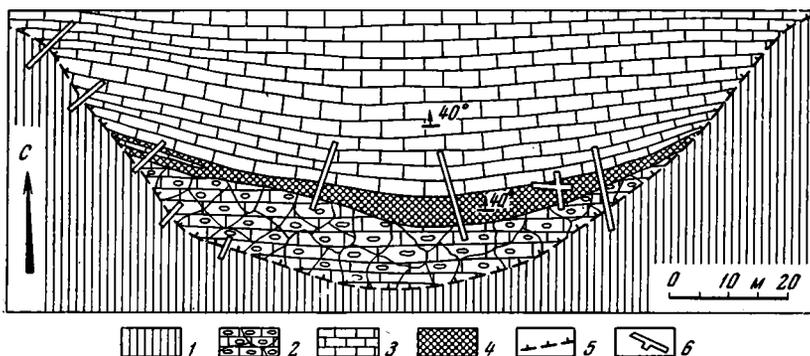
Среди темно-серых бокситов встречаются личовидные пропластки серого известняка (фиг. 8, левый край).

Таким образом, в строении бокситовых горизонтов различаются снизу: 1) подрудная зона известняков с проникновениями боксита; 2) бок-



Фиг. 7. Боксит-брекчия. Обломки подстилающих известняков (2) в каменистом боксите (1), $1/2$ нат. величины

сит-брекчия; 3) красные бокситы; 4) серовато-зеленые и темно-серые бокситы. Согласно описаниям типового разреза геосинклинальных бокситов (Бушинский, 1958 г.), такого рода строение является «классическим» для палеозойских геосинклинальных бокситов вообще. Аналогич-



Фиг. 8. Часть бокситового пласта 14-18 (Западно-Катранбашинский район, восточный участок)

- 1 — сланцевя толли силуря; 2 — брекчированные конгломератозидные известняки ($D_3^1 e$);
 3 — известняки массивно-слоистые серые ($D_2^2 b$); 4 — пласт каменного бобового боксита, темно-серый; 5 — абразив-нидиг среднеер (нидиг) в разлета; 6 — горные выработки

ное строение рудных тел описано в обширной литературе по девонским бокситам Урала и Салаира (Пейве, 1947; Бушинский, 1958; Нагорский, 1958; Атаев и Гуткин, 1960; Гладковский и др., 1964; Горбачев, 1965, и др.), а также наблюдалось и нами в районе Североуральска.

5. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ БОКСИТОВ И ИХ ХИМИКО-МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Можно выделить следующие литологические типы бокситов: мелко-конгломератовые, гравелитовые, песчаниковые, афанитовые и тонко-слоистые. Все бокситы каменистые. Им сопутствуют бокситовые поро-

ды: слоистые глинистые пестроцветные; сланцевидные серые (аллит) и боксит-брекчия. Наибольшее распространение имеют песчаниковые бокситы красного и серого цвета, а также серые тонкослоистые и боксит-брекчия.

Содержание основных компонентов в бокситах существенно меняется в зависимости от литологических типов (см. таблицу).

Химический состав образцов некоторых типов каменных бокситов*

Номер образца	Литологический тип боксита	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
		Б-70	Песчанниковый красно-бурый	7,56	50,21	19,17	1,43
Б-534	Песчанниковый, плитчатый буровато-красный	6,88	58,19	20,68	0,08	1,75	8,31
Б-01	Песчанниковый коричнево-красный	6,18	54,68	15,43	—	2,0	8,86
Б-07	Песчанниковый слоистый буровато-красный	4,42	63,00	19,00	—	2,70	14,3
Б-796	Песчанниковый, ? коричнево-красный	10,06	60,60	9,35	0,79	2,00	6,00
Б-343	Мелкогравелитовый серовато-зеленый	12,06	56,13	8,33	1,80	1,75	4,7
Б-348	Гравелито-мелкоконгломератовый серовато-зеленый	12,44	56,04	7,28	7,83	2,00	4,5
Б-845	Песчанниковый темно-серый	12,72	48,25	8,49	12,79	1,50	3,8
Б-63	Слоистый алевролитовый пестроцветный	17,43	46,27	13,07	0,86	1,87	2,65

* Анализы выполнены в физико-химической лаборатории Института геологии АН КиргССР Т. А. Шевченко и Ч. Абылгазев.

Выделяются следующие минералогические группы бокситов (Абдуллаев, 1966): гематит-диаспоровая (преимущественно красные), шамозит-диаспоровая (преимущественно серые, темно-серые и серовато-зеленые) и каолинит-диаспоровая (афанитовые и отчасти алевролитовые).

В генетическом отношении девонские бокситы Средней Азии являются, по нашему мнению, карстовыми латеритно-осадочными образованиями (в понимании Г. И. Бушинского, 1964), они формировались в суходольных карстовых понижениях известнякового ложа (в основном красные бокситы) и в мелководном заливе во время ингрессий моря, затопившего карстовые понижения (в основном темно-серые и зеленовато-серые бокситы). По тектонической принадлежности они относятся к геосинклинальному типу.

6. ДАЛЬНЕЙШЕЕ НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВ

Девонские отложения северного Туркестано-Алая характеризуются изменчивостью состава и мощностей. Это видно на многих разрезах, которые отражают обособленное тектоническое развитие отдельных участков геосинклинали в девонский период. Г. С. Поршняков (1960) и другие исследователи, положив в основу группировки разрезов девона время формирования наибольших мощностей разреза, свели их к двум группам — Южно-Фергачской (разрезы раннедевонских прогибов) и Алайской (разрезы позднедевонских прогибов). Главной особенностью первой группы разрезов является широкое развитие мощных отложений нижней половины девона и отсутствие или местами незначительное распространение верхней половины девона, а второй группы — широкое распространение мощных толщ живетского яруса и верхнего девона, отсутствие отложений нижней половины девона и несогласное наложение девонских отложений на размытую эффузивно-сланцево-песчанистую толщу силура. Тип разреза девонской бокситовмещающей толщи относится к алайской группе. В этом отношении алайская группа разрезов сходна с североуральским типом бокситоносных разрезов девона.

Поэтому для проведения дальнейших поисков бокситов прежде всего должны быть выявлены площади развития разрезов алайской группы.

Можно предполагать, что и восточная часть Туркестано-Алая или Кокшаальская структурно-фациальная подзона представляет определенный интерес в отношении возможного наличия бокситов. Так, в хребтах Улан и Борколдой широко развиты отложения, характеризующиеся сочетанием основных эффузивов среднего девона с мощными карбонатными отложениями живетского яруса и верхнего девона. По устному сообщению В. Г. Королева, в указанной подзоне имеется ряд площадей, перспективных для поисков бокситов.

ВЫВОДЫ

1. Подтверждается девонский возраст карбонатной бокситоносной толщи Северного Туркестано-Алая. Установлено два бокситовых горизонта — предживетский и послелижетский.

Помимо наличия фауны в бокситоносной толще в пользу ее девонского возраста говорят среднедевонское угленепроявление (Лелешус, 1964), находящееся к западу от Шадымирского района, а также находки наземных растений этого же возраста. Как известно, взаимосвязь бокситообразования и угленакпления прежде всего определяется близостью климатических условий.

2. Если сопоставить хорошо известные и детально изученные девонские бокситы Урала с описанными бокситами Средней Азии, то мы увидим, что по условиям залегания, строению рудных тел, литологическим типам и химико-минеральному составу они имеют много общих черт. Напомним, что, по утверждениям стратиграфов (и тектонистов), имела широкая связь Тянь-Шаньской геосинклинали с Уральским геосинклинальным бассейном (Сергунькова, 1965). Сходство девонских бокситов Средней Азии и Урала заключается не только в совпадении эпохи бокситообразования, но и в их генетической общности. Западнее Североуральской бокситоносной карбонатной полосы расположена зона вулканогенных пород, а в Средней Азии аналогичную позицию занимает эффузивно-терригенная толща силура, которая окаймляет девонскую бокситоносную карбонатную полосу с юга.

3. Источником глинозема для образования бокситов, вероятно, была латеритная кора выветривания, развитая на эффузивно-терригенных породах.

4. Полоса девонских бокситоносных карбонатных отложений, вероятно, имела значительную протяженность, и поэтому в дальнейшем могут быть найдены бокситы как к востоку от хребта Катран-Баши, так и непосредственно к западу от Шадымирского района и еще западнее в Кызыл-Кумской зоне, являющейся промежуточной областью между Южным Уралом и западным окончанием Туркестанского хребта. В пользу такого предположения свидетельствуют обнаруженные недавно бокситы в горах Актау в Тамдынском горном массиве (Набиев и др., 1965). Бокситы здесь приурочены к основанию темно-серых тонкоплитчатых известняков и подстилаются светло-серыми массивно-слоистыми известняками с горизонтами мраморов, которые в свою очередь покоятся на доломитах. Бокситовые линзы мощностью до 15 м и протяженностью до 120 м образуют стратиграфически выдержанную цепочку на протяжении 10 км, чередуясь с безрудными участками протяженностью от 100 до 900 м. Бокситы каменистые, массивные, темно-серые, с зеленоватым и синеватым оттенком. Бокситоносная толща отнесена М. Л. Ривкиным в 1956 г. к верхнему девону и нижнему карбону, а К. К. Пятков при картировании в 1962 г. относил ее к венлокскому ярусу. Однако, судя по несогласному залеганию карбонатных пород на эффузивно-терригенной толще силура, а также по сходству условий ло-

кализации бокситов, возраст бокситовмещающей карбонатной толщи скорее всего девонский, и поэтому есть основание считать ее одним из сохранившихся фрагментов средне-верхнедевонского бокситового пояса Северного Туркестано-Алая.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев А. У. Минералогический состав бокситов Акшагыла в Южной Ферганае.— В кн.: «Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», Фрунзе, 1966.
- Атаев А. Я., Гуткин Е. С. К вопросу о бокситоносности девонских отложений на Северном Урале.— Сов. геология, № 10, 1960.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений.— В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов.— В кн.: «Латериты». Изд-во «Недра», 1964.
- Гладковский А. К., Ушатинский И. Н., Гуткин Е. С., Камзарова Е. К. Геосинклинальные девонские бокситовые фации на Урале и их металлогения.— Тр. Ин-та геологии УФ АН СССР, вып. 64, 1964.
- Горбачев Б. Ф. Некоторые особенности карстовых бокситов Нижнесергинского района на Урале.— Литология и полезн. ископаемые, № 1, 1965.
- Королев В. Г. Геологическое строение и геологическая история Киргизии.— В кн.: «Природа Киргизии». Фрунзе, 1962.
- Лелешус В. Л. Угленосность девонских отложений Туркестанского хребта (Южный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, т. 156, № 6, 1964.
- Набиев К. А., Мансуров Р. И., Ташпулатов И. Т., Лутфуллаев С. Л. О находке бокситовых пород в горах Актау.— Узб. геол. журнал, (Центр. Кызылкумы), № 3, 1965.
- Нагорский М. П. Генезис девонских бокситов Салаирского края.— В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Изд. Моск. об-ва испытателей природы, 1947.
- Поршняков Г. С., Миклухо-Маклай А. Д. К стратиграфии и фациальной характеристике девонских отложений Южной Ферганы.— Вестн. ЛГУ, № 1, 1954.
- Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта.— Тр. упр. геологии и охраны недр. КиргССР. сб. № 1, 1960.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы, Львов. Изд-во Львовского ун-та, 1959 (Вопросы геологии Юж. Тянь-Шаня. т. 1)
- Сергунькова О. И. Девонские отложения Узбекистана.— В кн.: «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1, Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.

Институт геологии АН Киргизской ССР
г. Фрунзе

Дата поступления
1.XII.1965

УДК 553.57 : 552.57 : 552.14 (571.5)

О КРЕМНЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ В ПЛАСТАХ УГЛЯ КАНСКО-АЧИНСКОГО БАССЕЙНА

И. Б. ВОЛКОВА

При изучении угольных пластов Канско-Ачинского бассейна (1961—1965 гг.) автором были обнаружены в них конкреционные линзы, сложенные углисто-кварцевым материалом. Последние описывались до сих пор как прослой «горючих сланцев» или «высокозольных углей» (Кокунов, 1964).

В задачу настоящей статьи входит микроскопическая и химическая характеристика кремневых конкреций, описание их морфологии и распространения в пластах угля, сравнение с аналогичными конкрециями из других угленосных бассейнов и рассмотрение условий их образования. В процессе работы было изучено около 50 образцов конкреций, собранных по керну скважин, а также в открытом углеразрезе Бородинского месторождения. Микроскопические исследования¹ проводились в тонких шлифах в проходящем свете. Химический состав конкреций определялся в Центральной лаборатории Волго-Донского ГУ.

1. ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ КОНКРЕЦИОННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Мощность конкреционных образований по керну разведочных скважин колеблется от 0,05 до 0,40 м. Наблюдения в Ирша-Бородинском углеразрезе показывают, что они могут образовывать довольно мощный и устойчивый горизонт, состоящий из отдельных линз, размеры которых изменяются от крупных: 0,3×4; 0,2×2 м — до относительно небольших: 0,1×0,35 м — и совсем мелких: 0,02×0,10; 0,05×0,20 м. Конкреционный горизонт состоит из одного или двух-трех слоев конкреций, в зависимости от чего мощность его изменяется от нескольких сантиметров до 2—5 м. Переход от конкреций к вмещающему типу угля довольно постепенный, но все-таки заметен простым глазом. Вблизи конкреций нередко отмечается присутствие линзовидных прослоев углей, обогащенных фюзеном. Местами горизонт прерывается, но через несколько десятков метров вновь появляется в пласте на том же уровне. Описываемый горизонт имеет протяжение до 3 км.

Микроскопическое изучение показывает, что минеральная часть рассматриваемых конкреционных образований сложена почти исключительно кварцем, характеризующимся типичными для него оптическими константами (фиг. 1). Из других неорганических компонентов следует отметить оолиты сидерита; изредка в качестве вторичных пленок по трещинам наблюдаются пирит и кальцит.

¹ Автор считает приятным долгом выразить благодарность А. В. Македонову, В. Т. Белоусовой и Н. В. Логвиненко за научные консультации по рассматриваемому вопросу.

Соотношение между органической и минеральной массой в разных конкрециях, а также в разных участках одной и той же конкреции неодинаковое. В периферической зоне обычно преобладает углистый материал, тогда как в центральной части отмечается более интенсивная минерализация и уголь практически переходит в органогенно-минеральное образование. По соотношению между органическими и минеральными компонентами, а также характеру кристаллизации кремнезема можно выделить несколько разновидностей углисто-кремнистых образований:

1. Уголь, относительно слабо минерализованный кремнеземом. Под микроскопом хорошо видны микроструктура угля и отдельные слагающие его микрокомпоненты. Характерна тонкая микротрещиноватость. Кварц наблюдается в виде зерен различной величины, более или менее равномерно рассеянных по всему шлифу. Макроскопически уголь матовый и имеет своеобразное зернистое сложение, напоминающая по виду углистый алевролит; содержит линзы витрена и иногда фюзена.

2. Уголь, интенсивно минерализованный кремнеземом. Под микроскопом отмечается преобладание кварца над органическим материалом. Кварц образует отдельные зерна, лицевидные скопления неправильно-округлых зерен и крупные удлиненные кристаллы по трещинам, пересекающим породу в различных направлениях. Нередко наблюдается заполнение растительных тканей кристаллическизернистым кварцем. Макроскопически такая порода крепкая, плотная и характеризуется черным или темно-серым цветом. На поверхности раскола можно видеть различно ориентированные прожилки белого минерала, который, как показало микроскопическое изучение, оказался чистым кварцем. Ширина прожилок колеблется в пределах 0,2—0,5 мм, редко достигает 1 мм.

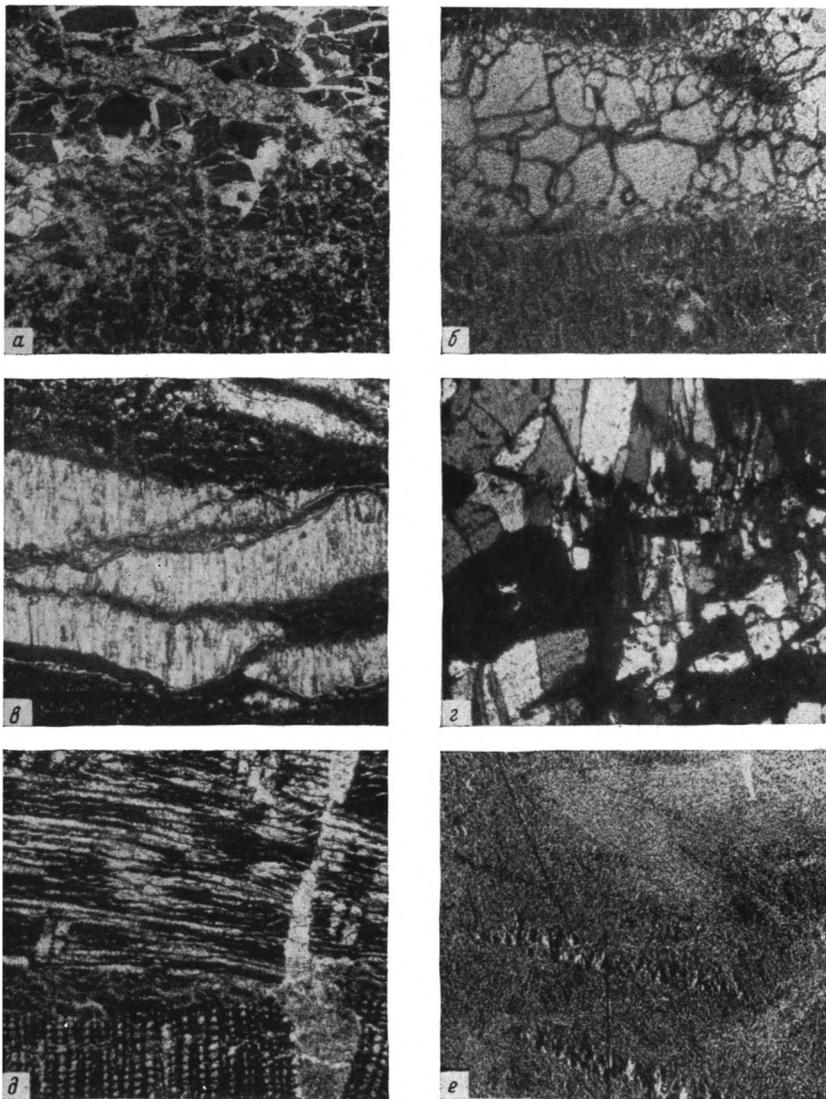
3. Уголь очень интенсивно минерализованный кремнеземом, переходящий полностью в кремнистую породу. Под микроскопом углистое вещество наблюдается в виде отдельных рассеянных в ней кусочков. По характеру минерализации кремнекислотой здесь намечаются две микроструктурные разности.

В первой (3-а) присутствует в основном кристаллическизернистый кварц, нередко образующий щеточки (корочки) вокруг отдельных растительных фрагментов и крупные удлиненные кристаллы по многочисленным трещинкам. Остатки растений расположены беспорядочно, изогнуты и ориентированы в разных направлениях. Несмотря на очень интенсивную минерализацию, трещины в линзах витринита, образующиеся в результате сокращения объема органического вещества под влиянием углекислоты, не заполнены кварцем.

Вторая разность (3-б) представлена криптокристаллической массой, в которой наблюдаются участки с кристаллическизернистым кварцем. Под микроскопом среди буровато-желтой массы видны мелкие различно ориентированные обрывки тканей. Встречаются смоляные тела, микроспоры, водоросли, окаймленные тонкой корочкой кварца. Иногда отмечаются ткани типа листовой паренхимы с характерной комковатой структурой. Каждый комочек окружен очень тонкой корочкой кварца, и создается впечатление, что кремнекислота замещает вещество стенок растительных клеток. Кроме того, наблюдается и заполнение кварцем клеточных полостей листовых паренхимных и коровых тканей, а также иногда и фюзенизированной древесины.

По внешнему виду обе разности очень плотные, крепкие и имеют обычно темно-серый цвет. Чаще всего они встречаются вблизи контакта угля с вмещающими породами или непосредственно в почве и кровле угольного пласта.

Органическая часть изученных конкреций довольно однотипна и по петрографическому составу не отличается от угля вмещающего слоя. Это в большинстве случаев телогелиты, состоящие из структурных гелифицированных тканей с незначительным количеством кутикулы, спор,



Фиг. 1. Микроструктура кремневых конкреционных образований из пластов угля Канско-Ачинского бассейна (в тонких шлифах, $\times 100$)

a — строение внутренней части конкреции — преобладает кварц (зерна и прожилки, заполненные кристаллическим кварцем). Ирша-Бородинский разрез, образец 2178, николь один; *b* — скопление крупных зерен кварца в конкреции. Долгомостовский участок, образец 3266, николь один; *в* — щеточки кварца, расположенные между обрывками кутикулы и атритовым минерализованным углем. Абанское месторождение, пласт Мощный (на контакте с кровлей), образец 2007, николь один; *г* — крупные удлиненные кристаллы кварца по трещинам в конкреции. Абанское месторождение, пласт Мощный, образец 2009, николи +; *д* — фюзенизированная древесина: полости растительных клеток и трещинки заполнены кристаллическим кварцем. Березовское месторождение, образец 3348, николь один; *e* — криптокристаллическое строение кремнистых образований из прослойки в пласте Бородинском, образец 2061, николь один

Таблица 1

Химическая характеристика кремневых конкреционных образований из пластов угля, пород почвы и кровли Канско-Ачинского бассейна

№ образца	№ скважины	Глубина залегания (почвы), м	Мощность конкреции, м	Состав, %								Микроструктурная разновидность	Положение в разрезе пласта угля
				А ^a	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	S ^c _{общ}		
Абанское месторождение													
1985	372	84,2	0,4	65,2	95,70	0,54	1,40	1,93	0,13	0,12	0,20	2	Нижняя часть пласта
1988	372	95,5	0,4	77,8	97,37	0,22	0,70	1,05	0,38	0,08	0,12	3-а	Тонкий пропласток угля
1992	372	102,8	0,2	82,6	96,88	0,10	1,20	1,05	0,38	0,23	0,20	3-б	Кровля пласта
1995	372	106,3	0,05	75,9	96,69	0,17	0,60	1,58	0,19	0,44	0,30	3-а	Верхняя часть пласта
2007	488	44,6	0,1	80,0	92,39	0,29	4,39	1,22	0,12	0,05	0,12	3-а	Контакт угля с кровлей
2016	488	68,5	0,1	79,8	97,46	0,10	0,70	1,22	0,38	0,19	0,09	3-б	Нижняя часть пласта
2018	417	28,8	0,1	71,8	97,22	0,07	0,90	1,40	0,31	0,06	—	2	Верхняя часть пласта
2030	417	48,3	0,15	77,4	96,40	0,10	0,86	1,05	0,27	0,41	0,07	3-а	Вблизи почвы пласта
2037	417	69,3	0,4	73,7	92,82	0,07	1,70	1,58	0,38	1,44	0,9	2	Нижняя часть пласта
Бородинское месторождение													
2069	Углеразрез	Пк 15	0,15—0,25	64,5	97,50	0,07	0,60	1,40	0,38	0,15	0,11	1	Верхняя часть пласта
2174	»	Рк 29	0,20—0,25	69,4	96,64	0,22	0,65	1,22	0,50	Сл.	0,22	2	» » »
2178	»	»	0,02—0,10	70,5	97,44	0,22	0,50	1,22	0,25	0,11	0,05	2	» » »
3482	196	55,7	0,2	43,4	94,58	0,10	1,05	2,46	0,76	0,05	0,09	1	» » »
3536	507	37,6	0,3	65,0	96,78	0,10	0,60	1,32	0,57	0,33	0,14	2	Нижняя часть пласта
3851	1080	53,9	0,3	58,6	96,14	0,27	0,90	1,93	0,38	0,19	0,13	2	Верхняя часть пласта
Березовское месторождение													
2612	159	197,0	0,1	64,4	97,15	0,10	1,00	1,40	0,12	0,09	0,04	1	Верхняя часть пласта

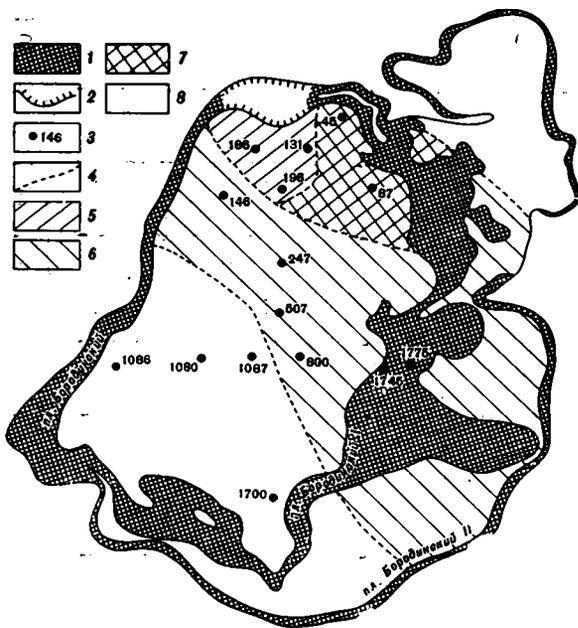
зерен смолы и фузинита. Реже окремнению подвержены угли с повышенным содержанием фузинита, семифузинита и липоидинита. В отдельных случаях (пласт Бородинский) было отмечено окремнение сапропелево-гумусовых углей с хорошо сохранившимися водорослями.

Химические анализы конкреций, приведенные в табл. 1, показывают, что минеральная часть в них, судя по содержанию золы, составляет 43—64% в первой разновидности, достигая в наиболее минерализованных второй и третьей разновидностях 70—80% (А^а). В золе резко преобладает кремнезем (93—97%), а остальные соединения имеют подчиненное значение. Среди последних иногда наблюдается повышенный процент Fe₂O₃, что объясняется присутствием в углисто-кремнистой породе включений сидерита. Содержание других соединений обусловлено составом минеральных примесей, непосредственно связанных с веществом угля.

Повышенное количество общей серы в отдельных образцах зависит от присутствия вторичных примазок пирита. Так, в образце 2037, где отмечен максимальный процент общей серы — 0,9%, пиритная сера составляет 0,7%.

2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КРЕМНЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ В ПЛАСТАХ УГЛЯ

Наиболее детально изучены рассматриваемые конкреции в пластах бородинской свиты на Бородинском месторождении. Кроме углераза, здесь был просмотрен керн по 15 скважинам, вскрывающим верхнюю часть угленосной толщи (фиг. 2).



Фиг. 2. Схематическая карта распространения конкреционных горизонтов в пласте Бородинском

1 — выход пласта под наносы; 2 — траншея Ирша-Бородинского углераза; 3 — разведочная скважина и ее номер; 4 — границы распространения в пласте конкреционных горизонтов; участки развития конкреционного горизонта: 5 — верхнего, 6 — нижнего, 7 — нижнего и верхнего; 8 — площадь, где конкреционные линзы в пласте не установлены

По разрезу кремневые конкреции установлены (сверху вниз) в пластах Рыбинском, Бородинском-I и в отщепляющем к нему пласте Бородинском-II. В основном пласте угля Бородинского месторождения описываемые образования встречаются преимущественно в северо-восточной половине и в центральной части площади его развития (см. фиг. 2). В вышележащем Рыбинском пласте конкреции наблюдаются в основном в центральных и западных участках месторождения.

В карьере пласта Бородинского хорошо прослеживается довольно мощный конкреционный горизонт, расположенный в 1—4 м от кровли (фиг. 3). Мощность его непостоянна; она увеличивается с востока на запад, достигая максимум 5,5 м.

Между отдельными линзами, слагающими этот горизонт, иногда проходят наклонные прожилки, заполненные песчано-глинистым материалом

и содержащие кремнистые включения неправильной формы. Установленный в карьере конкреционный горизонт отмечен в ряде скважин южнее углеразреза. При этом в скважинах 45 и 37 конкреционные прослои установлены не только вверху пласта Бородинского, но и в нижней его части, на расстоянии 1,5—2 м от почвы пласта. Южнее линии скважин 196-87 конкреционные линзы наблюдаются уже только в нижних частях пласта Мощного (в 1,5—11 м от почвы), а в зоне его расщепления — в пласте Бородинском-II.

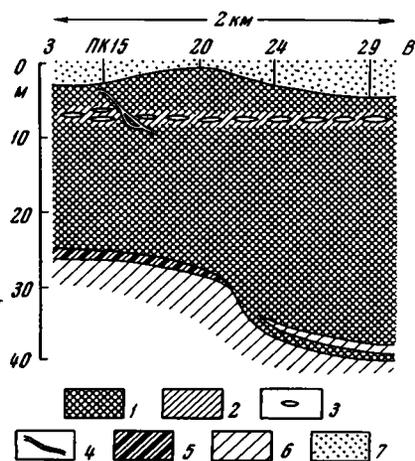
Большое развитие кремневые конкреции имеют в Абанском месторождении и на расположенном к востоку от него Долгомостовском участке.

На Абанском месторождении изучено шесть скважин, из которых четыре (372, 420, 488, 528) располагаются на широтном профиле, проходящем через центральную часть месторождения на протяжении 40 км. В этих скважинах кремневые включения были обнаружены в основном в пластах Мощном и Нижнем, средняя юра. В первом конкреции располагаются в верхней части — либо на контакте с кровлей, либо в 0,8—1 м от нее. Мощность верхнего прослоя изменяется от 0,1 до 0,3 м. Второй конкреционный горизонт мощностью 0,1—0,2 м установлен в двух скважинах в нижней части пласта Мощного, на расстоянии 1—2 м от почвы. В одной скважине на этом уровне была отмечена менее интенсивная, но заметная минерализация угля аутигенным кварцем.

В пласте Нижнем, мощностью до 4—6 м, окремненные прослои установлены по четырем скважинам. Конкреционные линзы приурочены к нижней или верхней частям пласта. Один прослой обнаружен в тонком пропластке угля, залегающем в скв. 372 между пластами Мощным и Нижним. Во вмещающих конкреционные прослои углей наблюдаются новообразования кварца и каолинита, в самих конкреционных линзах — включения пирита и кальцита.

На участке Долгий Мост, где развиты главным образом нижнеюрские пласты угля (перемыславская свита), было изучено семь скважин, расположенных на широтном профиле. В них установлены кремневые конкреции мощностью 0,2—0,3 м. В относительно тонких угольных пластах эти конкреции могут располагаться не только вблизи вмещающих пород, но и в средней части разреза пласта. Макро- и микроскопически углисто-кремнистые включения не имеют заметных отличий от описанных выше разновидностей. Можно лишь отметить более частое нахождение в них оолитов сидерита.

В западной (Чулымо-Енисейской) части бассейна, где были изучены пласты угля ряда месторождений, кремневые включения обнаружены лишь в единичных скважинах. Так, на Березовском месторождении была найдена кремнистая конкреционная линза мощностью 0,1 м в верхней части пласта Березовского. Аналогичные конкреционные включения обнаружены и в отдельных нижележащих пластах угля среднеюрской толщи. Западные кремневые конкреции установлены лишь в одной сква-



Фиг. 3. Схема расположения конкреционного горизонта в разрезе пласта Бородинского по карьеру

1 — уголь; 2 — уголь, частично минерализованный кварцем; 3 — углисто-кварцевые линзы; 4 — наклонный прожилок песчаноглинистого состава с кремнекислыми включениями неправильной формы; 5 — арриллит углистый; 6 — арриллит; 7 — песчаник

жине (2492) в почве пласта Итатского на Барандатском месторождении. Мощность прослоя достигает 0,3 м.

Таким образом, основные распространяемые конкреционные образования имеют в пластах угля восточной (Канской) части бассейна.

3. СРАВНЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ КРЕМНЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ С АНАЛОГИЧНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ ИЗ ДРУГИХ УГЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ ГЕНЕЗИС

Кремневые конкреции еще мало изучены в угленосных отложениях СССР. Они известны в отдельных пластах угля Донбасса (Зарицкий, 1959), в пласте Главном Черемховского месторождения (Жемчужников, Гинзбург, 1941) и в некоторых других районах. Конкреции из угольных пластов Канско-Ачинского бассейна обнаруживают большое сходство с так называемой «плитой» из черемховского угольного пласта. Оно проявляется в целом ряде общих признаков — морфологии, составе и микроструктуре кремнистых образований, характере вмещающего угля представленного, как и в Канско-Ачинском бассейне, клареновым типом. Ю. А. Жемчужников и А. И. Гинзбург приходят к выводу, что «плита» является типичным пластообразным конкреционным образованием.

Многочисленные примеры нахождения так называемых кварцевых слоев (Quarz-lagen) и окремнелых растительных остатков в пластах угля приводятся и в зарубежной литературе (Hoehne, 1954; Teichmüller, Schonefeld, 1955; Ernst, Forkel, Genlen, 1958; Hem, Schwab, 1958; и др.) Исследованиями указанных авторов установлено, что кремневые включения в углях представляют собой аутигенные новообразования кварца, халцедона, реже опала или кристобалита. Формирование их шло на ранних стадиях угленакопления путем выпадения кремнезема из истинных или коллоидных растворов одновременно или почти одновременно с накоплением растительной массы.

М. Тайхмюллер и В. Шонефельд, изучавшие окремнелый карбоновый торф, установили различия состава и сохранности растительных остатков в кремнистых и доломитовых конкрециях. В доломитовых конкрециях преобладали остатки папоротников и лепидофитов хорошей сохранности. Кремнистые конкреции содержат остатки каламитов, растительная структура которых частично разрушена за счет роста кристаллов кварца (Teichmüller, Schonefeld, 1955). По мнению указанных авторов, кремнезем должен был образовывать молекулярные растворы, так как иначе он не мог бы пропитать клетки растительных тканей, М. Тайхмюллер и В. Шонефельд отмечают связь «кварц-лагена» с образованием тонштейнов в карбоновых месторождениях Германии. По их мнению, нахождение в пластах кремнистых конкреций, как и тонштейнов, указывает на более теплый климат.

Кремневые конкреционные линзы из угольных пластов Канско-Ачинского бассейна имеют многие общие черты с так называемыми «кварц-лагенами», что позволяет использовать выводы предыдущих исследователей, наряду с изученным фактическим материалом, для выяснения их генезиса.

Формирование рассматриваемых углесто-кремнистых конкреционных линз связано с кристаллизацией кремнекислоты на ранних стадиях угленакопления. При этом намечаются два этапа минерализации кремнекислотой. В более ранний этап происходила минерализация растительных остатков, пропитывание их и заполнение кремнеземом клеточных полостей, а также образование криптокристаллических разновидностей. В более поздний этап формировались относительно крупные удлиненные кристаллы кварца, приуроченные к трещинам, и щеточки кварца вокруг растительных фрагментов.

Выпадение кремнезема в форме конкреционных линз закончилось в основном до образования трещин сокращения в витрине, которые, по общему мнению, связаны с поздним диагенезом (метаморфизмом угля). Таким образом, кремневые конкреции являются в целом раннедиагенетическими образованиями. Но в пределах раннего диагенеза они приурочены к более поздней фазе его по сравнению с сидеритовыми конкрециями, формирование которых происходит в начальные этапы раннего диагенеза.

Распространение кремневых конкреционных линз главным образом в восточной части Канско-Ачинского бассейна можно объяснить неодинаковым геохимическим режимом древних торфяников. Так как среди минеральных примесей канско-ачинских углей преобладают диагенетические включения, то для суждения о геохимической обстановке углеобразования можно использовать данные по изучению состава золы.

Таблица 2

Средний состав золы углей Бородинского и Березовского пластов

Пласт	Состав золы, %						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	CaO:Fe ₂ O ₃
Бородинский-I	44,7	9,9	9,7	23,0	4,8	6,0	2,4
Бородинский-II	54,0	11,7	6,6	15,0	3,6	6,3	2,2
Березовский	19,0	7,2	7,2	44,4	5,3	8,1	6,7

Примечание: Анализы выполнены в Центральной лаборатории Красноярского ГУ.

В табл. 2 приводится средний состав золы углей пластов Бородинского I—II, содержащих почти на всей площади кремнекислые конкреции, и пласта Березовского, в котором подобные включения обнаружены лишь в единичных случаях. Кроме общего состава золы, в таблице показано отношение CaO к Fe₂O₃.

Как видно из табл. 2, зола углей Березовского пласта характеризуется существенно меньшим содержанием кремнезема и высоким содержанием CaO. Последнее свидетельствует о большей щелочности среды древнего торфообразования на Березовском месторождении.

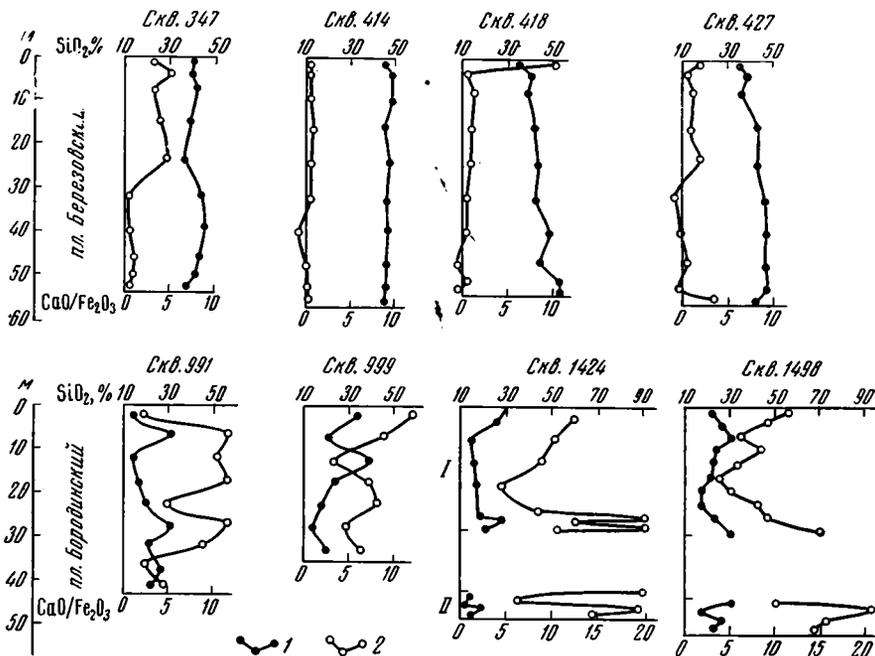
Коэффициент CaO : Fe₂O₃ рассматривается некоторыми исследователями как показатель степени кислотности среды торфонакопления (Nipger, 1957). Определение CaO : Fe₂O₃ в составе золы различных видов торфа (Титов, 1956) показывает, что верховые кислые торфа имеют значительно меньшие величины данного коэффициента по сравнению с низинными торфами.

Бородинские угли отличаются величиной CaO : Fe₂O₃ в среднем 2,2—2,4, тогда как в березовских углях оно значительно выше — 6,7. В угольных пластах Абанского месторождения, где также широко развиты кремнекислые конкреции, отмечаются близкие к бородинским углям пониженные значения CaO : Fe₂O₃. Геохимическая обстановка торфонакопления на Бородинском и Абанском месторождениях отличалась, с одной стороны, сравнительно повышенной кислотностью среды, а с другой — определенной неустойчивостью во времени, что находит свое отражение в резком колебании состава золы углей по разрезу мощных пластов.

Для примера на фиг. 4 показаны кривые изменения содержания кремнезема и отношения CaO : Fe₂O₃ в золе углей пластов Бородинского и Березовского. Эти пласты обнаруживают существенные различия не только в абсолютных значениях данных параметров, но и в характере их выдержанности по разрезу от почвы к кровле. В Бородинском пласте отмечается скачкообразное обогащение кремнеземом в верхней или нижней части пласта, связанное с присутствием кремнекислых конкреций. Что касается CaO : Fe₂O₃, то из приведенных кривых видно, что в

Бородинском пласте даже отдельные наиболее высокие значения этого отношения не превышают преобладающие величины $\text{CaO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ в пласте Березовском.

Как известно, растворимость кремнезема зависит в основном от величин pH и температуры среды, а именно: с понижением pH и температуры растворимость кремнезема уменьшается (Окамото и др., 1963; Краускопф, 1963). Неустойчивость геохимической обстановки торфонакопления на Бородинском и Абанском месторождениях способствовала миграции и концентрации кремнезема в отдельные периоды формирования пластов.



Фиг. 4. Изменение содержания кремнезема и отношения в разрезе пластов Березовского и Бородинского-I—II

1 — содержание SiO_2 ; 2 — отношение $\text{CaO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$

Трудность установления генезиса рассматриваемых конкреционных линз заключается не только в недостаточной ясности условий концентрации и осаждения кремнезема в угольных пластах, но и в вопросе об источнике кремниевой кислоты. Вероятно, кремнезем поступал в виде истинных растворов вместе с другими продуктами выветривания из областей сноса. Образованию и концентрации кремнезема при этом способствовали условия длительного формирования коры выветривания в обстановке спокойного тектонического режима платформенных областей. Может быть, в восточной группе месторождений такие условия отличались большей длительностью, чем в западной части бассейна.

Изучение конкреционных образований в угольных пластах имеет не только теоретическое значение, но и представляет определенный практический интерес. Знание морфологии и состава конкреционных линз, отличающихся по физико-механическим свойствам от вмещающих осадков, выяснение закономерностей их распространения может оказать помощь при решении ряда эксплуатационных задач, особенно при открытой разработке мощных пластов угля. Не исключена также возможность применения исследованных образований для корреляции угленосных отложений, для детальной стратификации и синонимии угольных пластов.

ЛИТЕРАТУРА

- Окамото Го и др. Свойства кремнезема в воде.— В кн.: «Геохимия литогенеза». Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Петрографическое изучение углисто-кремнистой породы из Черемховского угольного пласта (так называемой «плиты»).— Зап. Всерос. Минер. об-ва, ч. 70, № 2, 1941.
- Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьковского ун-та, 1959.
- Кокунов В. Л. Петрографическая характеристика Бородинского пласта Ирша-Бородинского месторождения Канского бурогоугольного бассейна.— Изв. Томского политехн. ин-та, т. 127, вып. 1, 1964.
- Краускопф К. П. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования.— В кн.: «Геохимия литогенеза». Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Титов Н. Г. К вопросу об условиях образования в природе гумусовых углей различных качеств.— Тр. лаб. геологии угля АН СССР, вып. 6, 1956.
- Hoehne K. Zur Genese von Quarzlagen und ähnlichen Bildungen in Kohlenflözen des Ruhrkarbons.— Chem. Erde, 17, 63—72, 1954.
- Hunger R. Die Fazies der Braunkohle als bodenkundliches Problem. Bergakademie, s. 13—17, 1957.
- Teichmüller M., Schonfeld W. Ein verkieselter Karbontorf im Namür C von Kupferdreh.— Geol. Jahrb. Bd. 71, s. 91—112, 1955.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
13.XII.1965

УДК 550.42 : 551.762(571.1)

ГЕОХИМИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

А. Э. КОНТОРОВИЧ

Как справедливо отметил Н. М. Страхов (1959), в геохимии осадочных пород, несмотря на ее юность как научной дисциплины, отчетливо различаются два направления. Задача первого состоит в изучении вероятностно-статистических закономерностей распределения химических элементов в стратификации. Это направление Н. М. Страхов назвал статистико-геохимическим. Второе, фациально-геохимическое, имеет своей целью раскрытие механизма геохимического процесса и истолкование его закономерностей в условиях различного климата, различной степени расчлененности рельефа и различного фациального облика бассейнов седиментации.

В настоящей работе мы попытались рассмотреть с позиций обоих этих направлений основные черты геохимии верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты.

1. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Как известно, конец среднеюрской и начало верхнеюрской эпох ознаменовались обширнейшей трансгрессией моря в пределы Западно-Сибирской плиты (Гурари и др., 1963). Вероятнее всего, оно трансгрессировало двумя рукавами: из района Усть-Енисейской впадины вдоль Худосейского прогиба и из Усть-Обской впадины вдоль Уренгойского, Яромовского и Колтогорского прогибов (Конторович, Прозорович, 1963)¹.

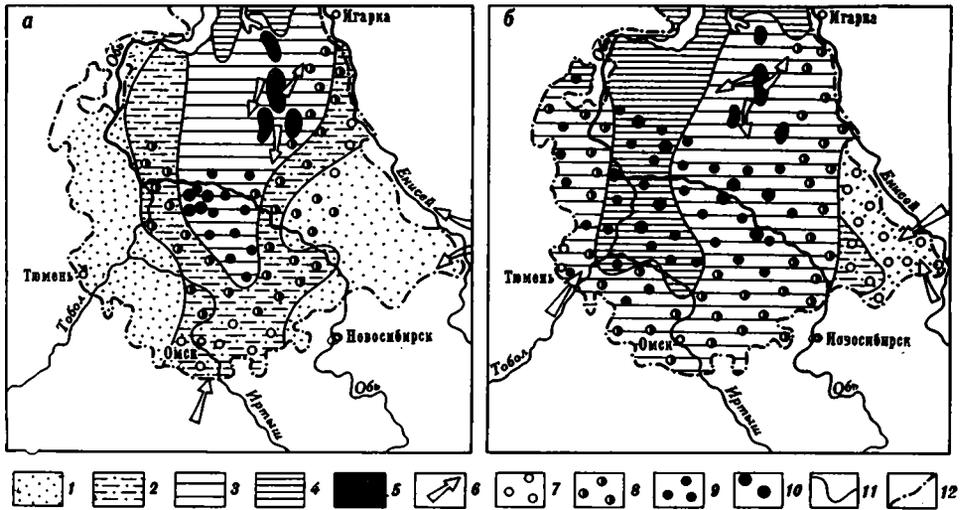
В келловее зона морской седиментации значительно расширилась (фиг. 1, а). В течение этого века морской бассейн распространился на запад, на всю Ханты-Мансийскую и Надымскую впадины, и на восток — в пределы Нюрольской впадины.

В нижне-среднекелловейских отложениях выделяются две пачки. Нижняя сложена черными и буровато-черными, часто битуминозными аргиллитами с тонкими прослойками алевро-песчаного материала. Часто встречаются гнезда пирита. Верхняя пачка преимущественно песчаная. Песчаники серые и темно-серые, хорошо отсортированные, с прослойками черных аргиллитов и алевролитов. Ф. Г. Гурари (1962) и В. Я. Шерихора (1961) эти пачки предложили выделить в самостоятельную локозовскую (васюганскую, по В. Я. Шерихора) свиту.

В восточном и западном направлениях (см. фиг. 1, а) отложения локозовской свиты замещаются песчано-алеврито-глинистыми угленосными континентальными образованиями верхов тюменской свиты.

¹ Здесь и ниже мы пользуемся названиями, принятыми на тектонической схеме мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты под редакцией Н. Н. Ростовцева (1961). Сопоставление свит производится в соответствии со схемой стратиграфии мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности, принятой в 1961 г. (Гурари, Казаринов, Миронов и др., 1963).

Отложения локосовской и тюменской свит в центральных районах плиты перекрываются марьяновской свитой (J_3C_3 — ох — см — в1 — $C_{T_1V_1}$). В ее основании выделяется маломощная барабинская пачка черных, темно-зеленых, зеленовато-серых и серых глауконитовых и кварц-глауконитовых песчаников. В западных районах аналогом барабинской пачки является вогулкинская толща.



Фиг. 1. Схематические геохимико-фациальные карты Западно-Сибирской плиты. *а* — нижне- и среднекелловейский века; *б* — нижний волжский век

1 — отложение аккумулятивных равнин; 2 — отложение аккумулятивных равнин, периодически заливавшихся морем; 3 — отложения морские, мелководные; 4 — отложения морские, относительно глубоководные; 5 — внутренние источники сноса; 6 — основные направления сноса терригенного материала. Геохимические фацции: 7 — окислительные; 8 — нейтральные; 9 — восстановительные; 10 — резко восстановительные; 11 — границы фациальных зон; 12 — современная граница распространения отложений

Барабинская пачка перекрывается толщей черных аргиллитов, местами алевритистых, плотных, большей частью неслоистых, содержащих фауну аммонитов, белемнитов, пелиципод и рыб. В их составе выделяется баженовская пачка битуминозных, часто известковистых и кремнистых аргиллитов коричнево-бурой окраски.

В западных районах аналогом низов марьяновской свиты является абалакская свита (J_3C_3 — ох — см), а битуминозная верхняя часть разреза марьяновской свиты большинством исследователей сопоставляется с тутлеймской свитой (J_3V_1 — $C_{T_1V_1}$), сложенной черными плитчатыми битуминозными аргиллитами. В Туруханском районе отложения верхнего отдела юрской системы сложены песчано-алеврито-глинистыми породами. Темно-серые, черные плотные аргиллиты приурочены здесь к нижней части разреза.

Накопление марьяновской, абалакской и тутлеймской свит отвечает этапу максимального распространения морской трансгрессии (см. фиг. 1, б). В это время лишь на крайнем юго-востоке, в зоне, непосредственно примыкающей к обрамлению, сохранился континентальный режим седиментации. В центральных частях низменности и особенно в пределах Ханты-Мансийской и Надымской впадин верхнеюрский морской бассейн был относительно глубоководным.

При изучении геохимии верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты мы использовали широкий комплекс химических, битуминологических, пламеннофотометрических и количественных спектральных методов анализа. Всего использовано 519 химических, 968 битуминологических, 256 пламеннофотометрических и 1649 спектральных анализов.

2. СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Содержания химических элементов в верхнеюрских отложениях Западно-Сибирской плиты приведены в табл. 1. Здесь же для сравнения приводится состав юрских пород Русской платформы по данным А. П. Виноградова и А. Б. Ронина (1956).

Сравнение данных, приведенных в табл. 1, показывает большое сходство состава юрских пород Русской платформы и Западно-Сибирской плиты. В преимущественно глинистых на большей части территории низменности отложениях марьяновской, тутлеймской и абалакской свит отчетливо прослеживается возрастание концентраций железа и всех элементов его группы, за исключением марганца, от песчаников к алевролитам и аргиллитам (см. табл. 1). У марганца минимальные содержания (0,0081%) отмечены в алевролитах. В песчаниках на его долю приходится 0,041% веса породы и в аргиллитах — 0,036%. В распределении малых элементов по петрографическому ряду пород для отдельных площадей, на которых встречены прослои песчано-алевритовых пород, также выявляется тенденция к локализации максимальных процентных содержаний в аргиллитах (Конторович и др., 1961, 1963_{1,2}). Лишь у марганца, а также щелочноземельных элементов — стронция и бария — в некоторых случаях отмечаются повышенные содержания в песчаниках и алевролитах. Показательно, что аналогично марганцу изменяется по петрографическому ряду пород и содержание кальция (см. табл. 1). Так, если средние для толщи содержания кальция и марганца в песчаниках принять за единицу, то относительные количества этих элементов в алевролитах и аргиллитах выразятся следующими величинами: для Са — 1—0,19—0,88; для Мп 1—0,36—0,89. Такой параллелизм в поведении этих элементов объясняется, по-видимому, изоморфным вхождением марганца в решетку кальцита. Можно думать, что стронций и барий ведут себя подобно марганцу. В связи с этим уместно отметить, что породы марьяновской свиты по сравнению с подстилающими и перекрывающими обогатены кальцием.

В песчаниках на долю кальция приходится 1,57% веса породы, в аргиллитах его количество несколько меньше и равно 1,39%. Таких количеств кальция не содержат другие отложения юры и нижнего мела Западно-Сибирской плиты. Представлен кальций в основном карбонатным материалом.

Таблица 1

Химический состав пород верхней юры Западно-Сибирской плиты и всей юрской системы Русской платформы в % к породе

Элемент	Западно-Сибирская плита			Русская платформа	
	песчаники	алевролиты	аргиллиты	песчаники	аргиллиты
Li		0,0047(47)	0,0052(45)	—	—
Сорг	1,31(73)*	3,48(158)	4,79(910)	—	—
Na	1,85(16)	2,06(14)	1,29(36)	0,81	1,04
Mg	0,81(37)	1,10(53)	1,02(66)	0,92	2,60
Al	5,30(9)	7,39(14)	7,47(38)	4,60	8,80
Si	33,27(37)	26,85(29)	26,44(63)	29,7	25,70
S	0,73(23)	0,76(24)	2,34(167)	—	—
K	2,08(46)	2,08(16)	1,97(35)	1,50	2,60
Ca	1,57(34)	0,59(42)	1,39(86)	5,00	3,40
Ti	0,24(68)	0,38(49)	0,39(187)	0,28	0,46
V	0,0043(52)	0,012(40)	0,012(110)	—	—
Cr	0,0041(53)	0,0068(49)	0,0077(123)	—	—
Mп	0,041(50)	0,0081(32)	0,036(129)	—	—
Fe	3,45(40)	5,30(15)	4,47(167)	4,10	4,40
Co	0,00086(43)	0,0016(5)	0,0016(129)	—	0,0011
Ni	0,0036(67)	0,0053(23)	0,0087(123)	—	0,0023

* В скобках указано число анализов.

Карбонатные породы, как отмечает Т. И. Гурова (1962), встречаются в районах Уватской, Тобольской, Омской, Татарской, Колпашевской и других скважин. Они образуют прослой мощностью 0,2—0,5 м. В разрезах Барабинской, Вяткинской, Челноковской и других скважин имеются прослой органогенных известняков. Кроме того, кальцит часто является цементом пород. Так, в разрезе Ново-Васюганской опорной скважины базальный кальцитовый цемент в отдельных образцах песчаников и алевролитов составляет 25—50% породы. По всему разрезу отмечается значительная, но неравномерная известковистость аргиллитов. Иногда в них появляются линзочки и нитевидные прослой кристаллического известняка. Аналогичная картина наблюдается и в других разрезах (Тымская, Сургутская, Туруханская и другие скважины).

В целом в породах верхней юры в отличие от подстилающих отложений, отчетливо выявляется упорядоченность в распределении элементов по петрографическому ряду пород с максимумом содержаний малых элементов в глинистых фракциях.

То же единообразие видно и в распределении содержаний элементов на площади. Максимальные количества всех без исключения элементов группы железа локализуются в центральных частях низменности, в пределах Ханты-Мансийской впадины, а у ряда элементов, кроме того, Юганской и северной половины Омской впадины (фиг. 2). Зоны пониженных концентраций элементов группы железа расположены по периферии бассейна седиментации. В западных и южных районах низменности они занимают незначительную площадь, не удаляясь от современной границы отложений более чем на 150—200 км. В восточных районах глинистые породы, обедненные Fe, Cr, Ti, Ni и другими элементами, имеют большое распространение. Они вытягиваются языками до районов Александровского и Средне-Васюганского валов. В районе широтного Приобья содержания некоторых элементов (Ti, Ni, Mn) в породах также значительно понижаются. На фоне общей тенденции к максимальному накоплению элементов в пелагических, наиболее удаленных от береговой зоны частях верхнеюрского моря они все же отчетливо дифференцируются по градиенту возрастания концентраций. По Н. М. Страхову, дифференциация элементов на площади бассейна седиментации является при прочих равных условиях функцией их геохимической подвижности. Чем более геохимически подвижен, мигрантно-способен элемент в данных физико-географических условиях, тем в большей степени область его максимальной аккумуляции удалена от областей размыва. Если количественной мерой градиента концентрации элементов считать отношения их содержаний в центре бассейна седиментации и у границы современного распространения отложений, то элементы располагаются в следующий ряд возрастающей геохимической подвижности: Ni→Ti→Fe→Cr→V→Mn. У никеля величина отношения концентраций порядка 1,5—2, а у ванадия и марганца 10—20. Сходные ряды геохимической подвижности для этих элементов приводились и ранее на основании изучения геохимии древних осадочных толщ и форм миграции элементов в реках Н. М. Страховым (1954, 1962), С. М. Катченковым (1959) и нами (Конторович и др., 1961, 1963_{1, 2}).

Остановимся подробнее на некоторых особенностях накопления железа. Как известно, по вопросу о соотношении рудного и кларкового накопления железа и марганца в бассейнах седиментации имеются две противоположные точки зрения.

Н. М. Страхов (1954, 1962) на ряде осадочных толщ и материалах по современному осадконакоплению показал, что в фациальном профиле от берегов к центральным частям водоемов происходит постепенный рост содержаний железа и марганца. На фоне такого типового кларкового распределения этих элементов их рудные накопления, приуроченные к прибрежным песчано-алевритовым отложениям древних морей, оказы-

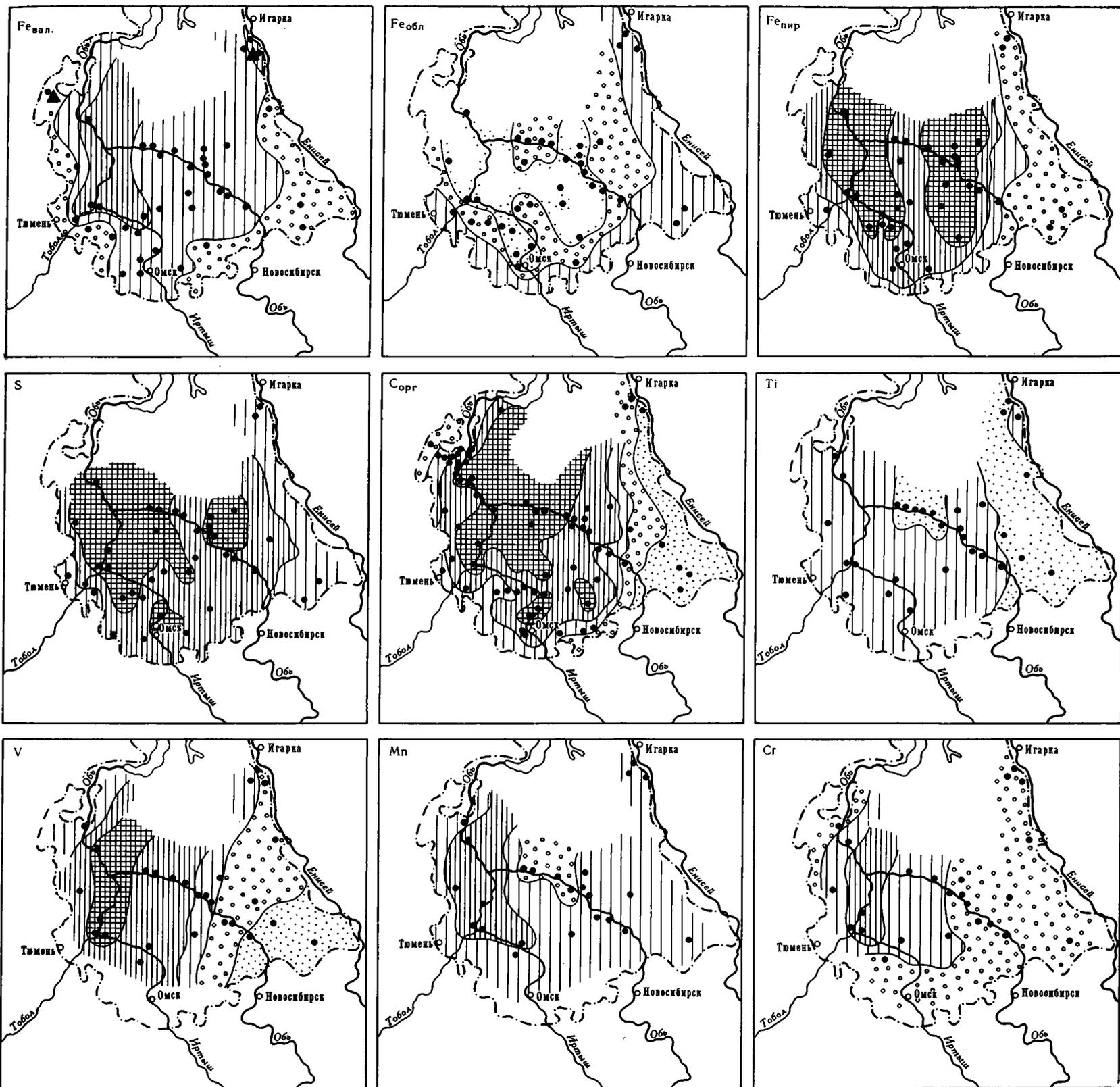
ваются сдвинутыми в область пониженных кларковых величин. «Рудные фации в группе Fe. Mn, P,— пишет Н. М. Страхов (1954),— развиваются на прибрежном конце фациального профиля их кларков, на фоне пониженных величин кларков» (стр. 665).

Иного мнения придерживаются А. Б. Ронов и А. И. Ермишкина (1959). Анализируя особенности распределения марганца в осадочных породах Русской платформы, они приходят к выводу, что «максимальные содержания марганца приурочены к отложениям прибрежно-морских фаций. Количество марганца в породах постепенно убывает из прибрежной зоны в направлении материка к отложениям континентальных и лагунных фаций и более резко — в сторону открытого моря, к осадкам пелагических фаций. Такова же в общем схема распределения осадочных месторождений марганца» (стр. 223). Аналогично марганцу, по данным этих исследователей, распределяется на площади бассейнов седиментации и железо.

Анализ железнакопления в Западно-Сибирской низменности в верхнеюрскую эпоху дает материал для решения этого вопроса. Мы уже отмечали, что области максимального накопления железа, марганца и других элементов в отложениях марьяновской свиты и ее аналогов смещены далеко от береговой зоны в сторону пелагических глинистых фаций. Тем не менее на ряде прибрежных участков среди обогащенных железом песчано-алевритовых отложений в это время формировались оолитовые железные руды (см. фиг. 2). На северо-востоке низменности пласт оолитовой лептохлоритовой руды вскрыт колонковыми скважинами в основании верхнеюрских отложений на Фарковском валу. Г. Э. Прозорович (1963) отмечает интересные особенности в изменении литологии рудного пласта по мере замещения мелководно-морских отложений прибрежно-морскими. По его данным, наиболее мористые разрезы представлены песчаниками и глауконитами. На восток песчаники сменяются песками, а глаукониты переходят в пласт оолитово-лептохлоритовой руды. Еще далее к берегу лептохлоритовые руды сменяются терригенными сапролитами с оолитами лептохлорита, а на правом берегу Енисея в основании верхнеюрских отложений встречен прослой терригенного сапролита без оолитов лептохлорита. На северо-западе в Приуральской части плиты с прибрежно-морскими отложениями федоровской свиты связана Няксимвольская группа оолитовых лептохлорит-сидеритовых железных руд. Вмещающие рудные тела породы здесь также обогащены железом, они представлены кварц-глауконитовыми песчаниками и алевролитами. Песчаники — кварцевые, с незначительным содержанием полевых шпатов и слюд. По находкам фауны возраст федоровской свиты датируется как нижний и верхний волжский ярус верхней юры и низы валанжина.

Приведенные материалы подтверждают точку зрения Н. М. Страхова. Основная масса кларкового железа аккумулировалась в верхнеюрском море, в наиболее удаленных от берега относительно глубоководных частях бассейна. В то же время на территории бассейна в прибрежной зоне при наличии благоприятных условий формировались железные руды. Понятно, что при этом на участках, где шел процесс рудонакопления, вмещающие рудные тела породы также оказались обогащенными железом (см. фиг. 2).

Не менее интересной и безусловной самой яркой и важной особенностью геохимии марьяновской свиты и ее аналогов является очень высокое содержание в них органического углерода. Это сближает ее с такими крупнейшими накоплениями органического вещества, как доманик на Русской платформе и синская свита северного склона Алданского массива на Сибирской платформе. Средние содержания органического углерода в отложениях верхней юры Западно-Сибирской плиты равны 1,31% в песчаниках, 3,48 — в алевролитах и 4,79 в аргиллитах. Осадочные по-



Фиг. 2. Схематические карты распределения железа, серы, органического углерода и малых элементов в аргиллитах и глинах верхней юры Западно-Сибирской плиты

Содержание (%). Для железа валового: 2—3—4; 3—4—5; 4—5—6; для железа обломочного: 1—<20; 2—20—30; 3—30—40; для железа приртного: 2—5—10; 3—10—20; 4—20—40; 5—40—60; для серы: 3—0,1—1,0; 4—1—2; 5—>2; для Сорг: 1—0,5—1,0; 2—1,0—1,5; 3—1,5—3,0; 4—3,0—7,0; 5—7,0—10,0; для титана: 1—0,1—0,3; 2—0,3—0,5; для ванадия: 1—0,003—0,005; 2—0,005—0,01; 3—0,01—0,03; 4—0,03—0,05; 5—0,05—0,10; для марганца: 2—0,003—0,010; 3—0,01—0,03; 4—0,03—0,10; для хрома: 2—0,005—0,010; 3—0,01—0,03; 4—0,03—0,05; 6—месторождения железных руд; 7—современная граница распространения отложений; 8—опорные скважины

роды других верхнеюрских седиментационных бассейнов СССР значительно беднее органическим веществом. Так, в Виллюйской синеклизе содержание его равно, по результатам наших исследований, 0,34 в песчаниках, 0,86 в алевролитах и 0,60% в аргиллитах. На Русской платформе (Ронов, 1958) концентрация органического углерода в породах юры близка к кларкам. Она равна 0,59 в песчаниках и 0,91% в аргиллитах. Нельзя, однако, не отметить, что при более низких в целом содержаниях органического углерода в юрских породах Русской платформы отложения нижнего волжского века на значительной территории, прилегающей с запада к Уралу, сильно обогащены органическим веществом (Страхов, 1962). В отдельных пластах мощностью до 2 м, разделенных серыми и черными глинами, концентрация органического вещества достигает 11—55%. Как и в Западно-Сибирском море, в прибрежной зоне этого бассейна накапливались песчано-алевритовые осадки, обогащенные глауконитом и фосфоритами. Карбонатные, соленосные, гипсо-ангидритовые и пестроцветные песчано-алевритовые верхнеюрские отложения Предкавказья и Средней Азии содержат органический углерод в ничтожных количествах — от следов до 0,1—0,3%, редко достигая концентрации 0,5% (Неручев, 1962).

Концентрация органического углерода в породах верхней юры Западно-Сибирской низменности особенно велика в аргиллитах тутлеймской свиты и баженовской пачки марьяновской свиты — 7,07 и 8,92% соот-

Таблица 2

Содержание органического углерода в верхнеюрских отложениях Западно-Сибирской низменности

Свита	Пачка	На породу, %		
		песчаники	алевролиты	аргиллиты
Локосовская		1,19	1,72	4,39
	Марьяновская	1,17	4,84	5,76
	Барабинская	1,17	2,80	6,51
	Нижне-марьяновская	—	0,52	5,72
	Баженовская	—	8,89	8,92
	Верхне-марьяновская	—	1,82	3,32
Абалакская		1,48	1,05	3,98
Тутлейская		—	—	7,07

ветственно (табл. 2). Для сравнения укажем, что аргиллиты доманиковой свиты содержат 6,09% органического углерода. Различные породы этой свиты содержат следующие количества $C_{орг}$ (%): глины 4,50; глины известковистые 8,57; мергели глинистые 8,44; мергели известковистые 5,32 (Гуляева, и др., 1961). Таким образом, по обогащенности органическим веществом отложения баженовской пачки и тутлеймской свиты не уступают отложениям доманиковой свиты.

В распределении органического вещества на площади отчетливо видна приуроченность его максимальных концентраций к пелагическим, наиболее глубоководным частям бассейна седиментации. На фоне этой общей закономерности отмечается также, что отложения, накапливавшиеся в пределах устойчиво погружавшихся в течение юры впадин, таких как Ханты-Мансийская, Надымская, Юганская, Омская и прогибов, в первую очередь Колтогорского, содержат органический углерод в более высоких концентрациях, чем отложения, накапливавшиеся в пределах разделявших их положительных структур. Природа органического вещества в отложениях верхнеюрского моря Западно-Сибирской плиты в основном автохтонная. Это подтверждается результатами изучения концентратов органического вещества. Содержание водорода в них в пересчете на горючую массу (H^r) равно 7—8%, что характерно для разно-

стей органического вещества, относимых к классу сапропелитов. Углепетрографические исследования концентратов органического вещества из отложений марьяновской, абалажской и тутлеймокой свит, выполненные Г. М. Парпаровой для большого числа разрезов из разных районов низменности (Саргатская, Большереченская, Омская, Викуловская, Колпашевская, Назинская, Ларьянская, Нижне-Вартовская, Шеркалинская, Игримская разведочные и опорные скважины), подтверждают этот вывод. По ее данным, в составе рассеянного органического вещества верхнеюрского морского бассейна преобладает сапроколлоидная основная масса преимущественно планктонного генезиса, представленная желтовато-коричневым шагреневато-зернистым бесструктурным веществом и разрозненными мелкими обрывками водорослей, по цвету люминесценции напоминающими желтовато-зеленую водоросль *Pila*. В некоторых разрезах (Омская, Большереченская опорные скважины) скопления водорослей составляют до 30% всей массы органического вещества.

Таким образом, накопление органического вещества в осадках верхнеюрского моря обязано своим происхождением жизнедеятельности фитопланктона и в меньшей степени фитобентоса.

В составе битуминозных компонентов присутствует весь комплекс соединений, свойственных нефти: сорбированные породами углеводородные газы, углеводороды бензиновых, керосиновых и масляных фракций нефтей, асфальтены и смолы. Концентрация битумоидов (сумма хлороформенного и спиртобензольного экстрактов) в этих отложениях равна 0,60, в аргиллитах, 0,18 в алевролитах и 0,13% в песчаниках. В аргиллитах концентрация углеводородов с температурой кипения выше 250—270° С составляет 0,13% породы. По нашим подсчетам, общее количество рассеянных углеводородов, отвечающих жидким фракциям нефтей, в отложениях марьяновской, абалажской и тутлеймокой свит составляет $2 \cdot 10^{12}$ т. Объем сорбированных в этих отложениях углеводородных газов равен $2,9 \cdot 10^{13}$ м³.

Чрезвычайно высокая обогащенность верхнеюрских отложений органическим веществом, безусловно, сказалась, на особенностях, накопленных в осадках некоторых химических элементов, в частности ванадия, никеля, марганца, железа и серы. Так, интересной особенностью наиболее битуминозных образцов аргиллитов баженовской пачки и тутлеймокой свиты в центральных районах низменности (Сургутская, Уватская, Леушинская, Мало-Атлымская опорные скважины и др.) является повышенное содержание в них ванадия и никеля. Уже отмечалось (Сверчков, 1959; Конторович, Прозорович, 1963₂) возможная связь повышенных концентраций этих элементов с битуминозностью органического вещества. Проведенное нами исследование методом количественного спектрального анализа (Берман, 1964) зол спиртобензольных экстрактов из пород подтверждает этот вывод (табл. 3). Золы битумоидов содержат (%): до 61 железа, 1,3 марганца, до 1,3 никеля и до 0,75 ванадия. Кларки концентраций этих элементов по сравнению с аргиллитами марьяновской свиты равны соответственно 6,60; 7,97; 53,30 и 132,0.

В золе хлороформенного экстракта из аргиллитов баженовской пачки, отобранного на Мегионской площади, содержится тот же спектр элементов, однако роль ванадия значительно выше. Его концентрация составляет 39,6% против 3,32 никеля на золу. Отношение ванадия к никелю равно 12,0. Значительная часть ванадия, никеля и железа входит в состав битумоидов в виде порфириновых комплексов, что подтверждается результатами исследования спектров хлороформенных экстрактов из пород в видимой области спектра. Интересно отметить, что в битумоидах из отложений тюменской свиты, равно как и из свит мелового возраста, порфирины либо не фиксируются совсем, либо присутствуют в незначительных количествах.

Обогащенность отложений локосовской и марьяновской свит и их

Химический состав зол спиртобензольных битумоидов марьяновской и тутлеймской свит (среднее содержание спиртобензольных экстрактов 0,11% на породу)

Разведочная площадь	Зольность, %	На золу, %							
		Al	Fe	Si	Ti	Mg	Mn	Ni	V
Бочкаревская	2,3	3,08	14,27	13,30	0,11	1,74	0,27	1,20	0,63
Большереченская	1,8	0,19	4,82	4,41	0,02	0,59	0,11	0,20	0,22
Нововасюганская	5,8	1,01	40,80	4,96	0,14	11,36	1,28	0,74	0,37
Омская 1р	1,6	1,47	60,90	5,03	0,09	3,02	0,64	1,12	0,93
Омская 1р	2,3	4,85	54,40	4,91	0,05	2,92	0,59	1,23	0,11
Н. Вартовская	2,6	—	5,31	—	—	0,58	0,03	—	0,17
Колпашевская	3,7	0,70	25,40	4,56	0,06	1,10	0,35	0,53	0,72
Саргатская	3,1	0,22	52,00	4,70	0,05	2,60	0,37	1,14	0,73
Саргатская	3,4	—	49,50	4,42	0,04	1,52	0,25	1,26	0,54
Тутлеймская	3,4	0,95	9,23	4,02	0,10	0,33	0,04	0,38	0,51
Среднее	3,0	1,56	31,66	5,59	0,07	2,58	0,39	0,87	0,49
Кларк концентрации по отношению к вмещающим аргиллитам		0,19	6,6	0,20	0,15	2,34	7,97	132,0	53,3

аналогов органическим веществом оказала существенное влияние на баланс аутигенно-минералогических форм железа. Среди аутигенных форм железа наибольшую роль играет пиритное (см. фиг. 2). На его долю часто приходится 60—65% от $Fe_{вал}$. По данным минералогических анализов, пиритное железо составляет 80—100% тяжелой фракции. Максимальные количества пиритного железа приурочены к Ханты-Мансийской и Нюрольской впадинам, Средне-Васюганскому и Александровскому валам — на востоке. Они разделены полосой с несколько более низким содержанием (20—40% $Fe_{вал}$). Меньше всего пиритного железа (10% $Fe_{вал}$) в восточный районах низменности.

Двухвалентное реакционноспособное железо, растворимое в соляной кислоте, представлено в основном сидеритом и лептохлоритом. Окисное аутигенное железо в ощутимых количествах встречается очень редко. Оно входит в состав глауконита. Глауконит является сравнительно широко распространенным минералом в марьяновской свите и ее аналогах. В Александровском, Березовском и некоторых других разрезах встречены прослой, состоящие на 70—80% из глауконита. Отдельные образования глауконита отмечаются по всему разрезу марьяновской, абалакской и тутлеймской свит.

Роль обломочного железа в балансе его минералогических форм незначительна. На большей части разведочных площадей на его долю приходится, как правило, меньше одной трети общего количества железа в породах. Минимальные количества обломочного железа (<25% $Fe_{вал}$) локализуются в пределах Ханты-Мансийской, Омской, Нюрольской и южной половины Юганской впадин (см. фиг. 2). В периферических районах низменности количество обломочного железа увеличивается. Наибольшие концентрации обломочного железа (более 40% $Fe_{вал}$) установлены на Рязкинской площади. В восточных районах территория, занятая глинистыми породами, обогащенными обломочным железом, значительно больше, чем на западе. Языки повышенных содержаний обломочного железа (30—40% $Fe_{вал}$), направленные с юга на север, обрамляют с запада и востока Омскую впадину. Кроме того, обломочным железом обогащены породы северного борта Юганской впадины. Судя по данным минералогических исследований (Гурова, Казаринов, 1962) основная масса железа, относимая по результатам химических анализов к «обломочному», входит в решетку глинистых минералов. Кроме того, обломочное железо поступало в бассейн седиментации в

составе таких кластических минералов, как эпидот, магнетит, биотит, обломки эффузивов и т. п. Минералы группы эпидота в повышенных количествах наблюдаются в породах разрезов Белогорской, Туруханской, Елогуйской, Ларьякской, Камышловской и других скважин. Так, в Белогорской опорной скважине эпидот составляет 45% тяжелой фракции. Обломки эффузивов встречаются также преимущественно в восточных районах.

Сера является еще одним элементом, на накопление которого в осадках органическое вещество оказывает существенное влияние. Концентрация серы составляет 0,73% в песчаниках, 0,76% в алевролитах и 2,34% в аргиллитах. Эти содержания являются максимальными для всего разреза мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской плиты. В основном она входит в состав пирита. Поэтому распределение серы на площади в общих чертах повторяет карту пиритного железа (см. фиг. 2). Битуминологическими анализами в отложениях марьяновской свиты повсеместно установлено присутствие элементарной серы. В остаточном органическом веществе сера составляет 5, в хлороформенных битумоидах 1,08%. Если принять среднее содержание органического вещества в породах свиты равным 6,97%, а битумоидов 0,56%, то органическая сера составляет 16,6% валовой серы. Понятно, конечно, что для значительного накопления серы в осадках одной обогащенности их органическим веществом еще недостаточно, необходим соответствующий состав наддонных и иловых вод: соленый или солоновато-водный с содержанием сульфат-иона. Без этого невозможно развитие процесса пиритообразования. Вероятно, внедрение серы в состав органического вещества и битумоидов, так же как и пиритообразование, происходит в диагенезе. Интересно в этой связи отметить, что битумоиды из континентальных отложений тюменской и покурской свит содержат серу в следовых количествах.

Завершая характеристику геохимии верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты, естественно обратиться к анализу причин, обусловивших основные их особенности.

3. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Три обстоятельства представляются нам наиболее существенными для понимания важнейших черт литологии и геохимии с верхнеюрских отложений.

1. Накопление отложений происходило в условиях слабой тектонической активности при слабой расчлененности рельефа областей размыва.

2. Климат Западной Сибири в позднеюрскую эпоху был теплым и влажным. Лишь в южных районах отмечалась некоторая его аридизация.

3. Бассейн седиментации представлял собой сравнительно неглубокое эпиконтинентальное плоское море.

Первые два обстоятельства обусловили, как уже отмечал В. П. Каза-ринов (1958), сравнительно высокое развитие процессов химического выветривания на водосборных площадях. Судя по распределению на площади обломочного железа и малых элементов, основную массу терригенного материала в бассейне седиментации поставляли Енисейский край и Алтае-Саянская горная страна. Увеличение содержания обломочного железа и уменьшение содержания ряда элементов в отложениях Сургутского и Нижне-Вартовского сводов указывает, что в центральные районы низменности терригенный материал поставлялся, кроме того, с севера. Источником его, вероятнее всего, был Пуровский хребет. В целом количество терригенного материала, поступавшего в бассейн седиментации в верхней юре, по сравнению со среднеюрской эпохой резко сократилось. Это наглядно видно на примере обломочного железа.

Распределение малых элементов и железа на площади контролируется, как было показано Н. М. Страховым для других бассейнов (1962), законами механической дифференциации. Тот факт, что в существенно глинистых отложениях марьяновской свиты и ее аналогов не наблюдается дифференциации в схеме распределения элементов на площади, является доказательством миграции этих элементов совместно с наиболее тонкими частицами из гранулометрического спектра поступающего в бассейн седиментации глинистого материала и в растворах. Эта тенденция выражена тем отчетливее, чем более геохимически подвижен элемент. В северных районах, в которых формирование южной аридной зоны привело лишь к потеплению климата и не сказалось на его гумидности, химическое выветривание было особенно интенсивным и привело, по мнению ряда исследователей, к образованию кор выветривания.

На северо-востоке низменности в морской бассейн небольшими спокойными реками, дренировавшими слабо расчлененные траппы Сибирской платформы, вносилось большое количество железа. Это привело к формированию в прибрежной зоне моря оолитовых железных руд. Таким же, по всей вероятности, был генезис железных руд в Северном Приуралье. Таким образом, интенсивное химическое выветривание в областях размыва в эпоху накопления верхнеюрских осадков подтверждается резким сдвигом максимальных концентраций всех элементов в наиболее глубоководную, пелагическую, часть верхнеюрского моря, упорядоченностью в распределении элементов по петрографическому ряду пород и гранулометрическим фракциям терригенного материала, высокой степенью выветрелости песчаного материала (отношение кремния к алюминию 6,3), повышенными содержаниями железа в породах, низкой ролью обломочных форм в его составе и, наконец, образованием в благоприятных фациальных условиях железных руд.

Медленное накопление терригенного материала, обусловленное слабой расчлененностью рельефа на водосборных площадях, в немалой степени способствовало обогащению пород марьяновской свиты и ее аналогов органическим веществом. Однако только этим обстоятельством объяснять высокие концентрации органического углерода в породах марьяновской свиты, как это делает Л. А. Назаркин (1955), нельзя. В меньшей степени накоплению органического вещества способствовала фациальная обстановка, благоприятствовавшая высокой биологической продуктивности марьяновского моря. Последнее подтверждается приведенными в табл. 4 расчетами скорости накопления органического вещества в отложениях Западно-Сибирской плиты на различных этапах ее юрско-нижнемеловой геологической истории.

Повышенные содержания органического вещества в осадке способствовали созданию восстановительной обстановки в диагенезе. Разумеется, в верхнеюрском морском бассейне емкость восстановительных процессов, равно как и окислительно-восстановительный потенциал в диагенезе осадков, не были одинаковыми повсеместно.

В прибрежной части моря выделяются отложения, которые можно отнести к геохимической фации, переходной от нейтральной к восстановительной. Далее от берега выделяются восстановительная фация и в пределах центральной части Ханты-Мансийской впадины и в зоне Александровского и Средне-Васюганского поднятий резко восстановительная и геохимические фации.

Заслуживает специального рассмотрения распределение серы и особенно пиритного железа в породах. Как видно из фиг. 2, в центре низменности выделяются две зоны максимальной редукции реакционноспособного железа, разделенные между собой полосой пониженных содержаний пиритного железа. Сходным образом распределена на площади бассейна седиментации сера. Причинами такого распределения могли бы быть либо аналогичное распределение на площади органического вещества,

Скорость накопления органического углерода в юрское и нижнемеловое время

Возраст	J ₁₋₂ -J _{3cl}	J ₃	Cr _{1v}	Cr _{1h-b}	Cr _{1-ap-al} Cr _{2cm}	
Средняя мощность, м	400	150	300	360	530	
Содержание песчаников, %	50	10	15	25	50	
Содержание песчаники	0,73	1,31	0,71	0,47	1,24	
С _{орг} , %	глины	2,75	4,79	0,82	0,77	1,25
		средневзвешенное	1,94	4,44	0,80	0,70
Длительность, млн. лет	18	14	7	15	21	
Скорость накопления осадков, м/млн. лет	20,0	10,6	42,8	24,0	25,2	
Накопление С _{орг} за 1 млн. лет, т/м ²	1,01	1,20	0,91	0,43	0,74	
Накопление С _{орг} первичного* за 1 млн. лет, т/м ²	1,40	1,56	1,45	0,73	1,48	

*С учетом С_{орг}, использованного на редукцию окисного железа и сульфатной серы

обуславливающего интенсивность восстановительных процессов в диагенезе, либо вызванная какими-то причинами усиленная аэрация осадков в зоне пониженных содержаний Fe_{пир} и серы. Анализ фактического материала показывает, что объяснить особенности распределения пиритного железа и серы соответствующим накоплением органического вещества нельзя. Остается второе предположение. В этой связи интересно отметить, что зона пониженных содержаний серы и пиритного железа или, иначе говоря, зона несколько улучшенной аэрации осадков имеет субмеридиальное простирание и почти полностью совпадает с территорией, по которой трансгрессировало море в байос-келловее из Усть-Обской впадины. Байос-келловейская трансгрессия моря на Западно-Сибирскую плиту, надо полагать, развивалась вследствие более интенсивного опускания блоков фундамента, примыкающих с запада к Омскому глубинному разлому. В верхнеюрскую эпоху эта зона, по-видимому, сохранила более высокую, чем примыкающие районы, тектоническую мобильность. Однако, если в предыдущий период она выражалась в более энергичном прогибании примыкающих блоков фундамента, то в верхней юре характер тектонических движений был, вероятно, более сложным (частная смена знака движения на фоне общего прогибания). Это и обеспечило, в конечном счете, более высокую вентилируемость вод и лучшую аэрацию отлагающихся осадков. Аналогичная обстановка сохранилась и в ниже-средневалаяжинское время при накоплении преимущественно глинистой толщи куломзинской свиты. Но в силу большей тектонической мобильности этого времени она отразилась не только на таких чувствительных к обстановке индикаторах осадконакопления, как содержание в породах серы и пиритного железа, но и на литологии осадков. Именно в этой зоне в нижнем и среднем валанжине отмечается погружение терригенного материала и на сводах локальных структур формируются песчаные осадки ачимовской лачки. Все это подтверждает правильность предположений И. В. Дербикова и др. (1960) о важной роли Омского глубинного разлома в геологической истории осадочного чехла Западно-Сибирской плиты вообще и о его влиянии на фации в частности.

Проведенный выше анализ состава рассеянного органического вещества и распределения различных аутигенно-минералогических форм железа дает материал для выяснения фациального облика бассейна седиментации и физико-химических условий в осадке в диагенезе. Однако эти материалы ничего не могут дать для характеристики газового и окислительно-восстановительного режима вод верхнеюрского моря.

Ответ на вопрос, был ли нормальным газовый режим вод бассейнов седиментации прошлого, может дать лишь анализ состава фауны. Работы палеонтологов (НТГУ, ТГУ, СНИИГГИМС и др.) убедительно показывают, что верхнеюрское море изобиловало фауной аммонитов, белемитов, пелелипод, фораминифер и остракод. Во многих шлифах марьяновских аргиллитов обнаружены неопределимые остатки радиолярий и кокколитофорид. Часты находки остатков морских ежей, члеников криноидей и зубов рыб. Все это доказывает, что отложения марьяновской свиты образовались в нормально аэрируемом морском бассейне.

4. СРАВНЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ДРУГИХ БАССЕЙНОВ

Представляет интерес сравнить основные черты палеогеографии и геохимии отложений марьяновской свиты с условиями формирования и особенностями состава горизонтов горючих сланцев в других геологических регионах. Лучше всего среди подобных отложений изучены нижнефранские породы Второго Баку. В их состав входят три литологически разнородных горизонта: песчано-алевритовый пашийский, глинисто-мергелевый поддоманиковый и битуминозно-карбонатный доманиковый. Они отвечают разным этапам раннефранской трансгрессии моря. Более всего обогащены органическим веществом отложения доманика.

Исследованиями Н. М. Страхова (1959, 1962), Л. А. Гуляевой (1961) и др. убедительно показаны следующие особенности раннефранских отложений.

1. Раннефранское, в частности доманиковое, море было чрезвычайно богато органической жизнью. «Все фаунистические особенности доманиковых отложений,— пишет Н. М. Страхов (1959),— доказывают, что генерировавший их бассейн представляет собой море с нормальным газовым режимом и без сероводородного заражения нижних горизонтов воды» (стр. 215). Обогащенность органическим веществом доманиковых отложений, особенно пелагических участков моря, объясняется повышенной биологической продуктивностью и низкой скоростью накопления осадков доманикового моря. Рассеянное органическое вещество имеет планктонный генезис и относится к классу сапропелитов.

2. Несмотря на нормальную аэрацию вод раннефранского моря, в осадке благодаря обилию органического вещества возникла резко восстановительная обстановка. В отложениях доманика окисное реакционно-способное железо отсутствует, а на долю пиритного железа приходится до 60—80% $Fe_{\text{пал}}$.

3. Раннефранские отложения образовались в условиях, когда «химическое выветривание» на водосборных площадях отличалось чрезвычайно сильным развитием, приводившим к разрушению почти целиком всех цветных силикатных и алюмосиликатных минералов и к высвобождению заключенных в них разнообразных химических элементов» (Страхов и др., 1959). Химическому выветриванию способствовали теплый влажный климат и медленные эпейрогенические движения на Русской платформе в раннефранское время. Последнее обусловило «малую напряженность денудационных процессов на водосборных площадях, малые массы осадочного материала, поступавшего с континента в раннефранский бассейн, незначительную скорость седиментации». Интенсивное химическое выветривание на водосборных площадях в раннефранское время подтверждается высокой степенью выветрелости алевро-псаммитового материала (97,5% кварца), упорядоченностью в распределении малых элементов по петрографическому ряду пород. В начале трансгрессии моря, в пашийское время, в зоне, тяготеющей к области денудации коренных пород — Самарскому поднятию, Уфимскому плато и Тиману — формировались многочисленные горизонты убогих железных руд. Породы пашийской толщи содержат в повышенных количествах рассеян-

ное железо, представленное в основном реакционноспособными формами. «При олигомиктовости самих обломочных пород это свидетельствует, конечно, о том, что железо и подавалось в пашийский бассейн вне связи с кластическими минералами, частью в виде растворов, частью в виде гидротетитовых взвесей, вызываемых из коры выветривания континентов». В формировавшихся несколько позже отложениях доманика железо содержится в несколько меньших количествах, чем в пашийской толще, но для этих пород свойственно окремнение. В породах доманика, обогащенных свободным кремнеземом, по данным Л. А. Гуляевой (1961), отношение Si : Al достигает 20, нигде не опускаясь ниже 6. В кремнях это отношение равно 112—160.

Все сказанное убедительно показывает удивительное сходство палеогеографических и тектонических условий накопления верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты и раннефранских отложений Русской платформы. Число подобных примеров можно умножить. Все они, как уже отмечал Н. М. Страхов (1962), показывают, что образование осадков, обогащенных органическим веществом и дающих начало в процессе литификации пород горючим сланцам, имеет место при вполне определенных палеогеографических условиях — слабо расчлененном рельефе в областях размыва, максимуме трансгрессии моря и пышном развитии в нем органической жизни, в частности планктона.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. — Геохимия, № 6, 1956.
- Гуляева Л. А., Завьялов В. А., Поделько Е. Я. Геохимия доманиковых отложений Волго-Уральской области. Изд-во АН СССР, 1961.
- Гурари Ф. Г. О выделении новой локозовской свиты в юрских отложениях Среднего Приобья. Докл. АН СССР, т. 143, № 1, 1962.
- Гурари Ф. Г., Казаринов В. П., Миронов Ю. К. и др. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Дербинов И. В. и др. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования. Сб. статей. Тр. СНИИГИМС, вып. 11. Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Конторович А. Э., Бабина Н. М., Минина Л. Д. Некоторые черты геохимии мезозойских отложений Туруханского и Напасского районов Западно-Сибирской низменности. Геология и геофизика, № 6, 1961.
- Конторович А. Э., Резапов А. Н., Садиков М. А. Некоторые черты геохимии мезозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 20, 1963.
- Конторович А. Э., Прозорович Г. Э. Новые данные по литологии и геохимии мезозоя Западно-Сибирской низменности в связи с палеогеографией. Геология и геофизика, № 3, 1963.
- Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти, Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах в связи с их нефтеносностью. Геохимия, № 5, 1958.
- Ронов А. Б., Ермишкина Л. И. Распределение марганца в осадочных породах. Геохимия, № 3, 1959.
- Сверчков Г. П. Нефтегазоносность западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 140, 1959.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Опыт фашиально-геохим. исследования. Изд-во АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Шерихова В. Я. О выделении васюганской свиты в составе юрских отложений. Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., № 2, 1961.

УДК 551.312.22 : 553.97 : 550.4

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ УРАНА В НИЗИННЫХ СТАРИЧНЫХ ТОРФЯНИКАХ

*А. К. ЛИСИЦИН, А. И. КРУГЛОВ, В. М. ПАНТЕЛЕЕВ,
В. Д. СИДЕЛЬНИКОВА*

При обсуждении вопроса о формировании урановых аккумуляций в торфах обычно рассматривается возможность его прижизненного накопления в растениях и сорбция компонентами торфа. Роль восстановительных процессов для фиксации урана в торфяной залежи в литературе почти не обсуждалась. Только в работе П. Ф. Андреева и А. П. Чумаченко (1964) изложены результаты экспериментальных исследований восстановления урана компонентами торфа. По данным этих исследований, извлечение урана происходит без существенного изменения окислительно-восстановительного потенциала раствора, что трактуется ими как восстановление на поверхности твердой фазы внутри ураноорганических комплексов с участием спиртовых, карбонильных и карбоксильных групп.

А. В. Коченов и др. (1965) объясняют фиксацию урана в торфяниках совокупными действиями сорбции и восстановления. Последнее, по мнению этих авторов, обуславливает наиболее прочную связь урана с органическим веществом.

Сейчас уже прижизненное накопление урана в растениях-торфообразователях можно не принимать во внимание, поскольку многими работами доказано, что уран не накапливается биогенным путем.

Наибольшую роль при аккумуляции урана в торфах обычно отводят сорбции. Наиболее известны в этом отношении работы, выполненные под руководством С. М. Манской и др. (1956), Е. В. Рожковой и др. (1959) и А. Салаи (1959).

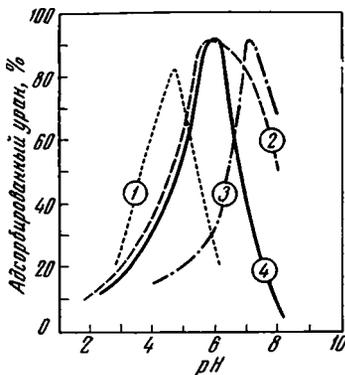
Согласно исследованиям А. Салаи, фиксация урана торфом происходит путем катионного обмена с гуминовыми кислотами. Именно этот процесс определяет первоначальное обогащение ураном растительных остатков и биолитов в пропорции, соответствующей фактору обогащения 1:10 000. Автор обращает внимание на то, что гуминовые кислоты должны находиться в среде с недостатком кислорода при pH от 3 до 6.

По мнению Е. В. Рожковой и др., грунтовые воды, питающие торфяные болота и несущие растворенный уран, отлагают его на гумусовом веществе и растительном материале, обладающих по отношению к урану большей сорбционной емкостью в условиях слабокислой среды торфяника (pH=5,5—6,0). Преобразование урана в окисную минеральную форму, по их данным, происходит в процессе превращения торфов в бурые угли в восстановительных условиях. В дальнейшем образованию окисных соединений урана способствует уменьшение истинной поверхности угля при переходе его из бурого в каменный.

С. М. Манская и др. в фиксации урана в торфяниках предпочтение отдают фульвокислотам.

Из результатов экспериментов видно, что максимум сорбции урана компонентами торфов происходит в слабнокислой области (фиг. 1 и 2).

Фульвокислоты, способные сорбировать сернокислый уранил в нейтральной среде (максимум при $\text{pH}=7$), из карбонатных растворов полнее извлекают уран в слабнокислой среде (максимум при $\text{pH}=6$). Как видно из фиг. 1 и 2, при повышении pH кислых растворов сорбция урана сначала растет, достигая максимума при различных для каждого сорбента значениях pH , а затем резко снижается. Это явление Е. В. Рожкова и др. (1959) объясняют знаками и величинами электрокинетических потенциалов сорбентов. Максимумы адсорбции совпадают с максимумами величин электрокинетических потенциалов. Падение сорбционных кривых авторы связывают с уменьшением величины дзет-потенциалов, а также с накоплением в растворе отрицательно заряженных уранилкарбонатных комплексов, не сорбирующихся на частицах, имеющих одинаковый с ними отрицательный знак заряда. Понижение pH с 7 до 6 для максимальной сорбции урана фульвокислотами из карбонатных растворов, по сравнению с сернокислыми, в экспериментах С. М. Манской и др. (1956) также согласуется с устойчивостью уранилкарбонатных комплексов, разрушающихся при $\text{pH}\sim 6$ (Мак-Клейн и др., 1956). Следовательно, компоненты торфов, как и большинство природных сорбентов, обладают способностью сорбировать положительно заряженные ионы урана и не сорби-



Фиг. 1. Зависимость адсорбции урана компонентами торфа от изменения pH растворов (совмещенные графики по данным С. М. Манской и др., 1956) Из растворов сернокислого уранила — UO_2SO_4 : 1 — на щелочных вытяжках (гуматами и фульватами); 2 — на гуминовых кислотах; 3 — на фульвокислотах. Из растворов углекислой соли уранила — $\text{Na}_2[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2]$; 4 — на фульвокислотах

руют уран, находящийся в растворе в виде отрицательно заряженных уранилкарбонатных комплексов. Отсюда следует очень важное заключение, что относительная роль сорбции при накоплении урана в торфянике должна зависеть прежде всего от форм нахождения урана в водах торфяника.

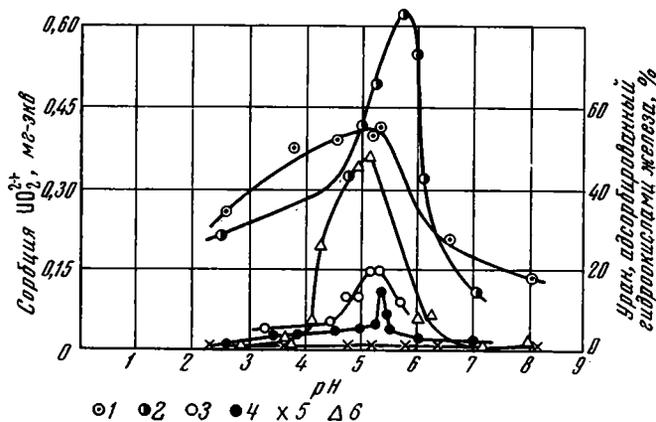


Рис. 2. Зависимость адсорбции урана от изменения pH растворов

1 — бурый уголь; 2 — бурый уголь, окисленный, освобожденный от гуминовой кислоты; 3 — гуминовая кислота; 4 — бурый уголь, окисленный; 5 — коксовый уголь; 6 — гидроокислы железа; 1 — 5 — по Е. В. Рожковской и др. (1959), 6 — по И. Е. Старику и др. (1958)

руют уран, находящийся в растворе в виде отрицательно заряженных уранилкарбонатных комплексов. Отсюда следует очень важное заключение, что относительная роль сорбции при накоплении урана в торфянике должна зависеть прежде всего от форм нахождения урана в водах торфяника.

Указанные выше исследования выполнялись в лабораторных условиях. При геологическом изучении ураноносных торфяников внимание обращалось главным образом на их связь с оруденением в коренных породах и возможность формирования рудоносных торфов из фоновых вод (Моисеенко, 1959; Armands, Landergren, 1960). Источником урана в торфах обоснованно считают подземные воды. Однако сведения о гидрогеохимических условиях в ураноносных торфах настолько фрагментарны, что не могут быть использованы для обоснованной характеристики условий образования урановых аккумуляций.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТОРФЯНИКА

При выборе объекта исследований мы исходили из того, что обогащение торфов ураном должно происходить при интенсивном минеральном питании торфяников. Верховые болота, зольные элементы которых поступают главным образом из атмосферы, не представляли для нас интереса (Тюремнов, Пичугин, 1953). Интенсивность обогащения низинных торфов ураном должна возрастать с увеличением его содержания в питающих грунтовых водах. Так как рост фоновых концентраций урана подчинен гидрохимической зональности вод и возрастает в соответствии с аридизацией климата (Германов и др., 1959), был выбран южный низинный ураноносный торфяник.

Изученные залежи сложены тростниково-осоковым торфом разной степени разложения, чередующимся с прослоями черных заторфованных глин и суглинков и с отдельными маломощными прослоями светло-серых глин (глей). Между чисто минеральными прослоями и собственно торфами (высокозольными, с минимальной зольностью 16%) имеется непрерывная гамма отложений разной степени заторфованности. Указанные особенности строения залежей сближают их с озерно-болотными отложениями, но типичных сапропелей не обнаружено.

Обращают на себя внимание пониженные содержания фосфора (не более 0,11%) и резко повышенная сернистость (не менее 1,5%, часто более 4%) в залежах. Содержания же урана в них изменяются от 10^{-4} до $10^{-1}\%$; в глинистых прослоях содержание урана составляет $10^{-4}\%$, повышаясь в заторфованных разностях до $10^{-3}\%$. В воздушно-сухой массе растущего тростника содержание урана меньше $2 \cdot 10^{-6}\%$. Характерно практически полное отсутствие радия в ураноносных пробах торфов. Спектральным анализом в ураноносных торфах обнаружены следующие элементы (%): Cr, Mo, As, Cu, Zn, Ti, Zr, V в количестве 10^{-1} — 10^{-2} ; Sc, Pb, Sn, Nb, Ga, Co, Ni — 10^{-3} , Be — 10^{-4} .

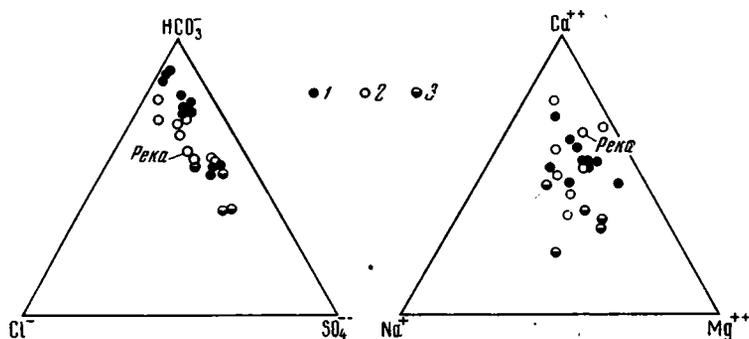
Основное значение в обводнении и минеральном питании изученного торфяника имеют воды русловых (пристержневых) фаций аллювиального комплекса. Характерно, что пески, желтые от гидроокислов железа, залегают местами непосредственно под торфом без видимых следов приконтактного осветления или посерения.

У края исследованной залежи и у соседних аналогичных торфяных залежей на сторонах, обращенных вверх по грунтовому потоку, имеются грифоны источников, пробивающиеся сквозь торф. Следовательно, торфяники имеют меньшую водопроницаемость по сравнению с вмещающими породами, создают местный подпор, и по характеру гидрогеологических условий их можно отнести к залежам напорно-грунтового питания.

Воды торфяных залежей и вмещающих пород пресные, с общей минерализацией 0,3—0,7 г/л. По химическому составу они в основном гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые, со значительным содержанием магния и натрия (фиг. 3).

Состояния кислотно-щелочного и окислительно-восстановительного равновесий в водах на изученном участке значительно изменяются (фиг. 4). Воды, питающие торфяник, характеризуются высокими положи-

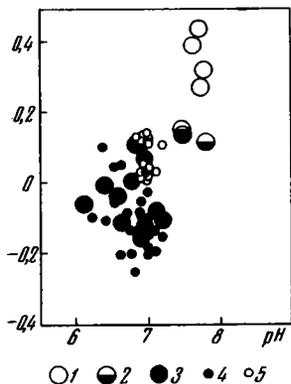
тельными значениями Eh в пределах +260 — +440 мв и слабощелочной средой (рН 7,6—7,8). В них присутствует растворенный свободный кислород в концентрациях, измеряемых единицами миллиграммов на литр.



Фиг. 3. Характер минерализации подземных вод
1 — воды торфяника; 2 — воды аллювиальных отложений, вмещающих торфяник; 3 — воды вышерасположенной террасы (из аллювиально-делювиальных отложений)

В пределах торфяника значения Eh колеблются от +200 до —300 мв с преобладанием отрицательных величин. Значения рН в толще рудоносного торфяника колеблются от 7,2 до 6,1 с преобладанием величин, несколько меньших 7. Наиболее низкие значения Eh установлены в отложениях торфяника в стенках дренажных траншей и шурфов (табл. 1).

Самые низкие значения Eh (до —297 мв при рН 6,7) установлены в сильно разложившихся заиленных торфах. Наиболее кислые воды с рН, приближающимся к 6 при Eh несколько ниже нуля, характерны для верхнего слоя слабо разложившегося торфа (близ торфогенного слоя).



Фиг. 4. Состояние кислотно-щелочного и окислительно-восстановительного равновесий в поровых растворах и в герметично отобранных пробках воды

Пробы воды из: 1 — аллювиальных отложений, питающих торфяник; 2 — аллювиально-делювиальных отложений вышерасположенной террасы; 3 — торфяника. Поровые растворы: 4 — в торфах и заторфованных глинах; 5 — в серых глинах (глей)

В водах с низкими отрицательными значениями Eh обнаружен сероводород в концентрации до 10 мг/л. В наиболее кислых водах (рН 6,08) установлены повышенные содержания углекислого газа (CO_2 св. = 41 мг/л при $\Sigma\text{H}_2\text{S} = 4$ мг/л).

Интересно, что минеральные прослои (глей), находящиеся внутри торфяника, отличаются повышенными значениями Eh, не опускающимися ниже 0, при среднем значении около +80 мв.

Колебания значений Eh и рН в толще рудоносного торфяника отражают различия в физико-химических условиях на разных участках и в какой-то мере напряженность протекающих в ней эпигенетических процессов.

Содержания урана в водах района измеряются микрограммами и десятками микрограммов, достигая иногда сотен микрограммов на

литр. При негерметичном опробовании наиболее высокие содержания урана обнаруживаются в водах торфяника на рудоносных участках. Изученная площадь в целом имеет повышенные содержания урана и выделяется как радиогидрогеологическая аномалия.

Содержания молибдена в водах торфяника также повышенные и колеблются от 8 до 10 мкг/л. Распределение содержания молибдена в

водах более равномерное, чем урана. Зависимость между содержаниями этих элементов в водах отсутствует.

Радий в водах практически отсутствует. Содержание его меньше $1 \cdot 10^{-12}$ г/л. Количество фтора — обычные для такого типа вод и колеблются от 0,3 до 2,4 мг/л. Железо в водах находится в концентрациях, меньших 1 мг/л, что обусловлено, очевидно, близнеутральной средой, а

Таблица 1

Значения Eh и pH в рудоносном торфянике
(замеры в естественном залегании отложений)

Отложения	Eh, мв			pH			t, °C	Зольность, %	Места замеров
	количество замеров	пределы колебаний	среднее значение	количество замеров	пределы колебаний	среднее значение			
Торф тростниково-осоковый	5	-83—(-132)	-116	6	6,9—7,1	6,95	20	40	Траншея
Глины и суглинки заторфованные черные и пятнистые (черно-серые)	4	-125—(-150)	-144	3	6,9—7,1	7,05	17	25	»
	6	-50—(-250)	-135	6	6,8—6,9	6,87	17	68	»
	6	-140—(-200)	-180	6	6,6—6,9	6,8	20	83	»
	18	-20—(-168)	-120	3	6,9—7,1	7,0	18	—	»
	17	+82—(-203)	-82	11	3,25—7,2	6,8	20	—	»
	17	-5—(-200)	-77	—	—	—	23	—	»
	9	+70—(+25)	+54	1	6,5	6,5	17	—	»
	24	-17—(-297)	-153	7	6,6—6,8	6,7	22	75	Шурф
	17	+135—(+85)	+119	1	6,35	6,35	22	83	»
	47	+200—(-170)	+61	1	6,7	6,7	20	64	»
Глины (глей) светло-серые	12	+129—(+7)	+80	11	5,8—7,2	6,85	20	—	Траншея

в водах с низкими значениями Eh — содержащимся в них сероводородом. Следы миграции железа видны лишь на контактах светло-серых глин с заторфованными породами, где наблюдаемые слабые высачивания воды подчеркиваются бурыми пятнами выпавших гидроокислов железа.

Спектральными анализами в сухих остатках проб воды обнаружены следующие элементы (%): Cr, Sr, Ba в количестве 10^{-1} — 10^{-2} ; Mn, Pb, Sn, V, Zr — 10^{-2} — 10^{-3} %. В части проб обнаружены Cu, Ni, Ga (10^{-3} %).

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ УРАНА В ЗАЛЕЖАХ

Современные отложения характеризуются физико-химическим равновесием, быстро изменяющимся при нарушении естественных условий. К методу опробования вод при этом должны предъявляться особые требования по сохранению природных равновесий. Таким условием прежде всего является герметичность отбора проб. Необходимость ее очевидна для определения неустойчивых компонентов состава вод, таких, как газы, разновалентное железо, а также Eh и pH. Как выяснилось, она обязательна также и при определении содержания урана в водах, когда в пробы возможно попадание рудной взвеси. Последняя при аэрации воды способна окисляться и дополнительно растворяться. Из рудоносных торфов отбор проб без взвеси обычно трудно осуществим. Поэтому анализ воды целесообразен лишь после полного оседания взвешенных частиц в герметично отобранной пробе. Для таких проб можно рекомендовать метод упаковки, как и для замеров Eh в полевой лаборатории (Лисицин, 1963).

Результаты определений форм нахождения урана в водах торфяника

Таблица 2

№ проб	Гидрогеологическое описание кне Угловия	Физические особенности проб воды	Гидрохимическая среда				Содержание урана в воде, $\frac{\text{мкг/л}}{\% \text{ от исходного}}$											
			формула химического состава	Ен, мв	рН	t, °C	исходное содержание	содержание в конце диализа (слабая аэрация)	содержание после фильтрования (предельная аэрация)	коллоидная форма (задерживается целлофаном)	соединения с органическими веществами (экстригированные органическими растворителями)	комплексные ионы с неорганическими адендами и органическими кислотами	UO_2OH^+	$\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})_2^{2-}$	$\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$	Ен равновесия с UO_2 (тв.) без учета гуматов	Гуматы уранила, рассчитанные по равновесию с UO_2 (тв.), $\frac{\text{мкг/л}}{\% \text{ от исходного}}$	
21	Источник в дренажной траншее. Вода из светло-желтых песков, подстилающих торфяник	Прозрачная без взвеси	$\text{M}_{0,018} \text{HCO}_3^- \text{Cl}^-$ $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}$	+440	7,72	14	$\frac{10}{100}$	$\frac{10}{100}$	$\frac{10}{100}$	0	0	0	$\frac{10}{100}$	$\frac{0,6}{6}$	$\frac{8,7}{87}$	$\frac{0,7}{7}$	-125	
32	Источник на окраине торфяника. Вода из светло-желтых мелкозернистых песков	То же	$\text{M}_{0,010} \text{HCO}_3^- \text{SO}_4^{2-} \text{Cl}^-$ $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+} \text{Na}^+$	+380	7,66	14	$\frac{13}{100}$	$\frac{13}{100}$	$\frac{13}{100}$	0	0	0	$\frac{13}{100}$	$\frac{1,2}{9}$	$\frac{11}{85}$	$\frac{0,8}{6}$	-125	
18	Скважина глубиной 3 м. Глубина до воды 1 м. Волокнистые заторфованные сульфиды и серый мелкозернистый песок	Прозрачная, на дне и стенках бутылки серый осадок	$\text{M}_{0,017} \text{HCO}_3^- \text{SO}_4^{2-}$ $\text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+} \text{Na}^+$	-110	7,25	20	$\frac{146}{100}$	$\frac{152}{104}$	$\frac{230}{226}$	$\frac{10}{7}$ (всложная звесть)	41 28	105 72	$\frac{5}{3}$ (1,3) (0,9)	$\frac{96}{65}$ (26) (18)	$\frac{6}{4}$ (1,7) (1,1)	-99	$\frac{76}{52}$	

25	Шурф глубиной 1,4 м. Глубина до воды 0,5 м. Водоносен, черные заторфованные суглинки	Прозрачная, на дне осадок взвеси	$M_{0,55}^{0,015} \frac{\text{HCO}_{73}^3 \text{SO}_{19}^4}{\text{Ca}_{53} \text{Mg}_{30} \text{Na}_{17}}$	+5	6,75	19	$\frac{132}{100}$	$\frac{132}{100}$	$\frac{132}{100}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{46}{35}$	$\frac{86}{65}$	$\frac{18}{14}$	$\frac{67}{50}$	$\frac{1}{1}$	-57	
22	Шурф глубиной 1,3 м. Глубина до воды 0,6 м. Водоносен, черный тростниково-осоковый торф	Прозрачная, на дне серый осадок	$M_{0,6}^{0,016} \frac{\text{HCO}_{89}^3}{\text{Ca}_{51} \text{Na}_{29} \text{Mg}_{21}}$	-82	7,10	20	$\frac{800}{100}$	$\frac{800}{100}$	$\frac{925}{115}$	$\frac{30}{4}$	$\frac{314}{39}$	$\frac{486}{61}$	$\frac{32}{4}$ (8) (1,0)	$\frac{446}{56}$ (99) (12,4)	$\frac{8}{1}$ (2) (0,1)	-61	$\frac{377}{47,2}$
31	Шурф глубиной 1,5 м. Глубина до воды 0,8 м. Водоносен, бурый и черный тростниково-осоковый торф	Опалесцирует, на дне серый осадок	$M_{0,35}^{0,010} \frac{\text{HCO}_{75}^3 \text{SO}_{17}^4}{\text{Ca}_{51} \text{Mg}_{36} \text{Na}_{18}}$	-10	6,42	20	$\frac{43}{100}$	$\frac{43}{100}$	$\frac{94}{219}$	$\frac{9}{22}$	$\frac{23}{53}$	$\frac{20}{47}$	$\frac{8}{20}$	$\frac{12}{27}$	$\frac{0}{0}$	-45	
30	Скважина глубиной 1,5 м. Глубина до воды 0,3 м. Водоносна, черный тростниково-осоковый торф	То же	$M_{0,47}^{0,012} \frac{\text{HCO}_{77}^3 \text{SO}_{16}^4}{\text{Ca}_{59} \text{Mg}_{28} \text{Na}_{18}}$	-33	6,57	20	$\frac{32}{100}$	$\frac{42}{131}$	$\frac{130}{46}$	$\frac{13}{40}$	$\frac{13}{40}$	$\frac{19}{60}$	$\frac{7}{23}$	$\frac{12}{37}$	$\frac{0}{0}$	-66	
17	Скважина глубиной 1,5 м. Глубина до воды 0,5 м. Пройдена по тростниково-осоковому торфу	То же	$M_{0,4}^{0,012} \frac{\text{HCO}_{89}^3}{\text{Ca}_{55} \text{Mg}_{34} \text{Na}_{11}}$	-122	6,71	20	$\frac{42}{100}$	$\frac{54}{129}$	$\frac{134}{319}$	$\frac{18}{43}$	$\frac{18}{43}$	$\frac{24}{57}$	$\frac{5}{12}$ (0) (0)	$\frac{17}{39}$ (0,2) (0,46)	$\frac{2}{5}$ (0) (0)	-82	$\frac{\sim 24}{\sim 57}$

Состав воднорастворенного органического вещества

№ проб	Гидрогеохимическая среда				Высота люминесцирующего столба, мм	Цвета люминесценции экстрактов			От люминесцирующего столба, %		
	формула химического состава	Eh, мв	pH	t, °C		хлороформ в нейтральной среде	хлороформ при pH=3	изобутиловый спирт при pH=3	нейтральные смолы	кислые смолы	гумус
12	$M_{1,2}^{0,03} \frac{SO_4^4 HCO_3^3 Cl_{11}}{Mg_{46} Na_{33} Ca_{20}}$	+135	7,5	13	20	Белый	Белый	Темно-коричневый	35	50	15
13	$M_{1,48}^{0,04} \frac{SO_4^4 HCO_3^3 Cl_{15}}{Na_{41} Mg_{38} Ca_{22}}$	+145	7,5	13	16	Белый	Белый с коричневой оторочкой	Коричневый и светло-коричневый	38	31	31
18	$M_{0,84}^{0,017} \frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{51} Mg_{31} Na_{17}}$	-110	7,2	20	12	Желто-красный	Белый и оранжевый	Желтый и коричневый	25	33	42
14	$M_{0,7}^{0,02} \frac{HCO_3^3 SO_4^4 Cl_{13}}{Ca_{47} Mg_{45}}$	-65	6,1	18	16	Белый	Белый	Темно-коричневый и светло-желтый	25	19	56
25	$M_{0,55}^{0,015} \frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{53} Mg_{30} Na_{17}}$	+5	6,75	19	21	Белый	Белый и светло-желтый	Коричневый и желтый	43	19	38
22	$M_{0,8}^{0,016} \frac{HCO_3^3}{Ca_{51} Na_{29} Mg_{21}}$	-82	7,1	20	20	Белый	Белый	Коричневый	40	15	45
30	$M_{0,47}^{0,012} \frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{69} Mg_{28} Na_{13}}$	-33	6,6	20	16	Белый и коричневый	Темно- и светло-коричневый	От темно-коричневого до светло-желтого	31	25	44
31	$M_{0,35}^{0,010} \frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{51} Mg_{36} Na_{13}}$	-10	6,4	22	29	Белый и коричневый	От белого до коричневого	От желтого до коричневого	24	14	62

Влияние аэрации воды на величины содержания в ней урана наглядно проявляется при сопоставлении результатов определений этого элемента в герметично отобранных и отстаившихся пробах и пробах, отфильтрованных при доступе воздуха. Как видно из табл. 2, после фильтрования мутных вод содержание урана в некоторых из них возросло до 200—300% и более от первоначального содержания. Вместе с тем значительное влияние аэрации указывает и на то, что содержание урана в водах торфяника сильно зависит от изменения окислительно-восстановительной обстановки.

Для определения форм нахождения урана в водах нами использовано сочетание экспериментального и расчетного приемов. Ураноносная взвесь отделялась от воды путем отстаивания герметичных проб до полного осветления воды. Коллоидная форма нахождения урана определялась с помощью диализа через целлофан по полювому методу М. Н. Яковлевой и М. А. Шуршалиной (1959). Отделение урана, связанного с органическим веществом, производилось по методу В. М. Пантелеева путем экстракции смесью равных объемов хлороформа, изобутилового спирта, диэтилового эфира и бензола, нейтральных по отношению к минеральным формам нахождения этого элемента в водах. Общая сумма органических соединений урана, извлекаемых растворителями, определялась по разности между концентрациями металла в водах до и после обработки их экстрагентами. Количественное соотношение между основными минеральными формами нахождения урана в водах, оставшимися после экстракций, рассчитывалось путем совместного решения уравнений констант нестойкостей основных ионных форм для условий, определенных химическим анализом воды (А. Лисицин, 1962). Для повышения точности определений содержаний урана анализ выполнялся колориметрическим методом с арсеназо-III и окончанием на фотоколориметре ФЭК-М.

Результаты исследований, приведенные в табл. 2, показывают, что соотношения форм нахождения урана в водах изменяются в зависимости от места отбора проб.

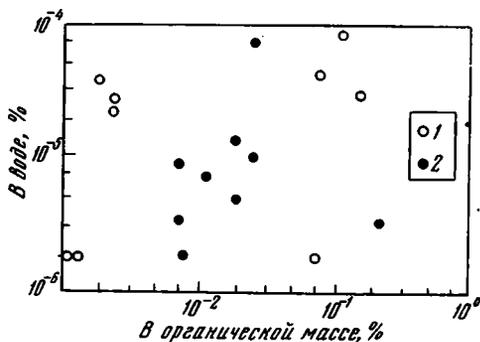
Уран в коллоидной форме присутствует не везде, но в отдельных пробах доля его достигает 50% всего количества этого элемента. Коллоидная форма обнаружена в водах, отобранных непосредственно из торфов. Для них характерна опалесценция. В водах прозрачных, не опалесцирующих, ураноносных коллоидов нет (не более нескольких процентов, находящихся в пределах аналитической ошибки).

Уран, экстрагируемый органическими растворителями, в пределах площади изученного торфяника присутствует во всех пробах. При этом доля его составляет от четверти до половины суммы растворенного урана (28—53%). Количество урана, связанного с органическим веществом, обычно больше коллоидной формы его нахождения. Следовательно, по крайней мере часть, и часто большая, соединений урана с органическим веществом находится в ионно-дисперсном состоянии.

Изучение форм нахождения воднорастворенного органического вещества — сложная задача, требующая применения специфических методов исследования. Мы имели возможность применить только капиллярно-люминесцентный метод, разработанный Е. Л. Быковой (Богомолов и др., 1961). Результаты определений приведены в табл. 3. Судя по этим определениям, воднорастворенное органическое вещество состоит из разных форм гумуса с большой долей смолистых компонентов. Согласно В. И. Кузнецову (1962), уран, экстрагируемый органическими растворителями, может быть представлен двумя типами соединений. Ими могут быть комплексные анионы, связанные с органическими катионами, содержащими не менее 20—25 атомов углерода. Кроме того, экстрагироваться могут катионы уранила, «утяжеленные» присоединением гидрофобных органических аддендов, уменьшающих удельный заряд иона.

В последнем случае анион-партнер может быть и относительно не-тяжелым.

Уран, оставшийся в водах после экстракции органическими растворителями, состоит из комплексных ионов с неорганическими аддендами и, вероятно, с анионами хорошо растворимых в воде органических кислот типа некоторых гуминовых. Количественные соотношения ионных форм уранила, связанного с неорганическими аддендами, были рассчитаны по константам их нестойкостей. Оказалось, что доля положительно заряженных гидроксикомплексов измеряется первыми процентами, воз-



Фиг. 5. Распределение урана между органической массой торфа и водой

1 — пробы из шурфов; 2 — двухсуточные водные вытяжки в весовом соотношении торфа и воды 1 : 10

растая в отдельных пробах с пониженными рН до 20—23% общего количества урана в водах. Остальная часть (37—38%) представлена диакводикарбонатуранилом, и только в некоторых пробах до 4—7% составляет трикарбонатуранил.

Тот факт, что при избытке разлагающегося травяно-растительного органического вещества большая часть урана остается после экстракций в водах, позволяет заключить, что прочность связи уранила с карбонат-ионами не слабее связи с экстрагируемыми компонентами воднорастворенного органического вещества. О степени прочности связи уранила с гуминовыми кислотами прямые данные отсутствуют. По экспериментальным данным С. М. Манской и др. (1956), можно судить, что связь уранила с карбонат-ионами более прочная, чем с фульвокислотами (см. фиг. 1).

Комплексы уранила с простыми органическими кислотами (молочной, β-оксипропионовой, α-оксимасляной) слабые, с константами устойчивости не более 10⁺²—10^{+3,36}. Можно поэтому считать уранилкарбонатные комплексы наиболее прочными, определяющими поведение уранила и в среде с избытком органического вещества низинного старичного торфяника.

Воды, пропитывающие торфяник, в каждом участке находятся, очевидно, в равновесии с отложениями. Поэтому при сорбционном механизме накопления урана в торфянике должна быть определенная зависимость между содержанием урана в органической массе торфа и в воде, в соответствии с коэффициентом распределения. В данном случае (фиг. 5) распределение урана между органической массой торфа и водой никак не напоминает изотерму адсорбции. Несмотря на неодинаковые величины рН вод, такой характер графика зависимости не соответствует сорбционному механизму накопления урана в залежи.

Количественные соотношения между формами нахождения урана в водах находятся в зависимости от характера и величины общей минерализации подземных вод, количества и состава воднорастворенного органического вещества и главным образом от концентрации в водах карбонатов и состояния карбонатного равновесия, определяемого величиной рН. Среднее по 45 замерам значение рН в толще рудоносного торфяника равно 6,8 при колебаниях от 6,2 до 7,2. Примерно такие же значения рН установлены и в пробах воды, отобранных из рудоносных торфов. В водах из рудоносных торфов при этих значениях рН доля положительно заряженных гидроксикомплексов составляет 5—15% общего количества урана в водах, повышаясь в наиболее кислых водах до 20—23%. В лучшем случае только эта часть урана и может быть сорбирована торфом.

В водах из рудоносных торфов при этих значениях рН доля положительно заряженных гидроксикомплексов составляет 5—15% общего количества урана в водах, повышаясь в наиболее кислых водах до 20—23%. В лучшем случае только эта часть урана и может быть сорбирована торфом.

Другим способом образования урановых аккумуляций в экзогенных условиях, приложимым к торфянику, могут быть окислительно-восстановительные реакции. При восстановлении урана до четырехвалентного состояния гидролиз может привести к образованию его гидроокисла и окисла, обладающих ничтожной растворимостью.

Из прочных комплексов уранила с неорганическими аддендами в водах торфяника преобладают диаквodicарбонатуранил (см. табл. 2). Окислительно-восстановительное равновесие между этой формой нахождения урана в растворе и UO_2 (тв.) при $25^\circ C$ и одной атмосфере общего давления определяется уравнением:

$$Eh = -0,207 + 0,03 \lg \frac{a_{UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2^{2-}}}{a_{CO_3^{2-}}^2}$$

Рассчитанные по этой формуле значения Eh равновесия приведены в табл. 2. Как видно из этой таблицы, осаждение урана из вод торфяника в виде UO_2 возможно при Eh от $-0,125$ до $-0,045$ в. Воды, питающие торфяник, характеризуются Eh , намного превышающими его значения, равновесные с UO_2 . В водах же из рудоносных торфов величины Eh в некоторых случаях близки к равновесным и даже на $20-30$ мв ниже последних. Учитывая, что в толще торфов замеренные значения Eh опускаются до $-0,25$ в, а иногда и ниже, можно сделать заключение о возможности полного восстановления урана до четырехвалентного состояния и, следовательно, осаждения его в торфе в виде окисла.

Установленные случаи избыточных концентраций урана в водах рудоносных торфов против равновесия с UO_2 (тв.) могут иметь несколько объяснений.

1. *Наличие в растворе комплексных ионов с аддендами, не учтенными расчетом.* Наиболее вероятной неучтенной формой связи уранила являются некоторые его гуматы, неэкстрагируемые органическими растворителями. В среде, насыщенной гуминовыми кислотами, хорошо растворимые гуматы уранила могут играть заметную роль и при их относительной непрочности. Если по замеренным значениям Eh рассчитать концентрацию диаквodicарбонатуранила, равновесную с UO_2 , и прибавить соответствующие количества других прочных ионных форм, то избыточное количество урана в растворе можно предположительно отнести к гуматам уранила. Для пересыщенных вод такой пересчет приведен в табл. 2. Определение равновесной концентрации диаквodicарбонатуранила производилось по формуле

$$\lg a_{UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2^{2-}} = \frac{Eh}{0,03} + 2pH + 2 \lg a_{HCO_3^-} - 13,6$$

Как видно из табл. 2, в «пересыщенных» водах торфяника гуматы уранила могут составлять около половины общего количества урана.

Кроме того, не исключена возможность нахождения в водах метастабильных комплексных ионов четырехвалентного урана. Однако в настоящее время отсутствуют прямые определения валентного состояния урана в подземных водах, и это является одной из задач наших дальнейших исследований.

2. *Отличие осаждающегося окисла от UO_2 .* Из минералов первичных руд экзогенных урановых месторождений наиболее обычны настуран и урановые черни состава $(U_{1-x}^{4+} U_x^{6+}) O_{2+x}$. Различными количествами шестивалентного урана в осаждающемся окисле возможно и объясняется «пересыщение» вод против равновесия с UO_2 .

В лабораторных условиях при восстановлении урана до четырехвалентного состояния гидролиз приводит к выпадению осадка $U(OH)_4$, который лишь при стоянии преобразуется в окись UO_2 .

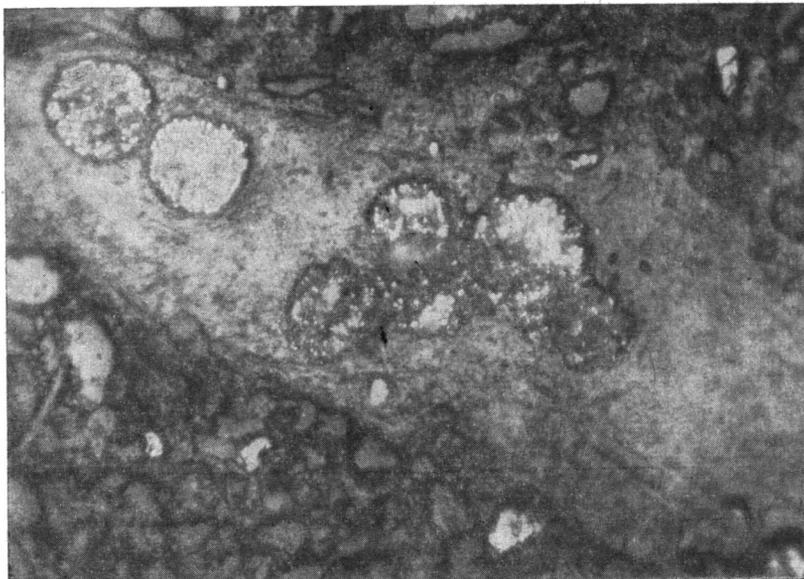
Расчеты равновесия по формуле:

$$Eh = -0,389 + 0,03 \lg \frac{a_{UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2^{2-}}}{a_{CO_3^{2-}}^2}$$

показали, что по отношению к $U(OH)_4$ воды торфяника, как правило, недосыщены. Осаждение $U(OH)_4$ из этих вод возможно при $Eh \approx -0,23-0,36$, т. е. при минимальных

значениях, установленных в изученной залежи. Поэтому вполне вероятно, что осаждение урана из вод при его восстановлении происходит по энергетически выгодному пути до UO_2 и только в очагах наиболее редоксвосстановительных условий, возможно, и в виде $U(OH)_4$.

3. *Неточность замера Eh.* Определения Eh вод производились тремя платиновыми электродами в герметичной потенциометрической кювете. Расхождения между показаниями отдельных электродов в случаях «пересыщенных» вод, приведенных в табл. 2, достигали 13—16 мв. При этом наибольшее отклонение давал один электрод из трех. Неточность замера Eh следует иметь в виду при оценке степени «пересыщения» вод против равновесия с UO_2 (тв.).



Фиг. 6. Выделения дисульфидов железа (белое) в залежи высокозольного торфяника. Микрофото шлифа; увелич. 320

Необходимо отметить еще неточность исходных констант, использованных для расчетов. В статье приведены формулы, полученные на основе величин изобарно-изотермических потенциалов соединений и ионов, опубликованных до 1960 года (А. К. Лисицин, 1962). При использовании более поздних констант неустойчивостей уранилкарбонатных комплексов, определенных А. К. Бабко и В. С. Коденской (1960) для ионной силы раствора, равной 0,2, и величины произведения растворимости $U(OH)_4$, определенной М. А. Степановым и Н. П. Галкиным (1960), величина E° в уравнении равновесия с UO_2 составляет $-0,234$ вольта, т. е. на 27 милливольт ниже, а в уравнении равновесия с $U(OH)_4$ $E^\circ = -0,246$ вольта, т. е. на 143 милливольт выше, чем в приведенных уравнениях. При использовании новых констант наблюдается еще лучшее соответствие замеренных и рассчитанных значений Eh в рудоносных торфах.

Характерной минералогической особенностью изученного торфяника является наличие пирита и марказита. Эти минералы образуют округлые стяжения и отдельные кристаллики размерами 0,04 мм и менее, рассеянные в массе торфа. Они часто вытягиваются в виде цепочек в соответствии с микроструктурой вмещающих отложений (фиг. 6).

Следует отметить, что для торфяных залежей дисульфиды железа в общем не характерны. Из минералов железа в торфах обычно присутствуют гидроокислы, карбонаты и гидрофосфаты (Тюремнов, 1949). Наличие в водах изученного торфяника сероводорода, а в отложениях — дисульфидов железа является специфической особенностью изученной торфяной залежи. Таким образом, проявление сульфатредукции и связанное с нею образование дисульфидов является еще одним свидетельством протекания в залежах окислительно-восстановительных реакций.

На микрорадиографиях пришлифовок торфов видно, что треки α -частиц распределены относительно равномерно; обособленных выделений радиоактивных минералов в них обнаружено не было.

Несмотря на указанные выше ограничения и относительное несовершенство примененных методов, изложенный материал позволяет сделать заключение, что накопление урана в изученном низинном старичном торфянике происходит вследствие восстановления этого элемента при биохимическом окислении органического вещества. Сорбция урана торфом имеет, очевидно, подчиненное значение. Процессы сорбции заметную роль играют, вероятно, лишь в слаборазложившихся торфах близ торфогенного слоя, характеризующихся наиболее низкими величинами рН, приближающимися к 6 при Eh около нуля. Только в этих случаях, по-видимому, процессом сорбции может быть обогатено начальное обогащение торфов ураном.

Вывод об определяющем влиянии окислительно-восстановительных условий на обогащение торфов ураном и в гумидном климате следует из работы А. В. Коченова и др. (1965), хотя авторы считают, что фиксация урана торфом из воды происходила за счет совокупного действия сорбции и восстановления.

Большая часть мировых запасов торфа приходится на долю верховых торфяников гумидных областей. Зольные элементы, как уже указывалось, поступают в эти торфяники главным образом из атмосферы и вследствие этого уран в них не может накопиться до значительных концентраций. Низинные торфяники, перспективные на обнаружение в них урановых аккумуляций, более характерны для менее увлажненных лесостепной и степной зон, хотя распространены также и в лесной зоне.

Условия накопления урана в низинных торфяниках улучшаются в направлении аридизации территории, в соответствии с возрастанием фоновых содержания урана в питающих водах и интенсификацией биохимического окисления органического вещества. Таким образом, условия для торфообразования и для накопления в торфах урана находятся в обратной зависимости. Поэтому ураноносность торфов — явление не региональное, а локальное, возникающее при благоприятном сочетании указанных взаимоисключающих факторов. В областях избыточного увлажнения ураноносность торфов наиболее вероятна в связи с источником урана в коренных породах. В аридных областях заторфованность — аномальное явление, чаще возникающее в долинах транзитных рек и в озерных котловинах.

Помимо собственно торфяников изученный механизм накопления урана имеет прямое отношение к условиям формирования некоторых его месторождений в угленосных формациях. Положение об определяющем влиянии окислительно-восстановительных условий на фиксацию урана в торфах следует иметь в виду и при выяснении условий формирования их древних аналогов.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев П. Ф., Чумаченко А. П. О процессах восстановления урана на природных органических веществах. *Геохимия*, № 1, 1964.
- Бабко А. К., Кодецкая В. С. Равновесия в растворе карбонатных комплексов уранила. *Ж. неорг. химии*, вып. 11, 1960.
- Боголов Г. В. и др. Методическое руководство по гидрогеологическим, гидрохимическим и микробиологическим исследованиям для оценки перспектив нефтегазоносности недр. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Германов А. И. и др. Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах. Тр. 2-й Междунар. конференции по мирному использованию атомной энергии (Женева), т. 3, Атомиздат, 1959.
- Коченов А. В., Зиновьев В. В., Ковалева С. А. Некоторые особенности процесса накопления урана в торфяниках. *Геохимия*, № 1, 1965.
- Кузнецов В. И. Химизм экстракционных процессов. В кн. «Экстракция». Сб. статей, вып. 2. Госатомиздат, 1962.

- Лисницин А. К. О формах нахождения урана в подземных водах и условиях его осаждения в виде UO_2 . Геохимия, № 9, 1962.
- Лисницин А. К. К характеристике среды при гидрогеохимических исследованиях. Геохимия, № 2, 1963.
- Мак-Клейн Л., Баллвинкель Е., Хьюггинс Дж. Химия карбонатных соединений урана. В кн. «Химия ядерного горючего», Атомиздат, 1956.
- Манская С. М., Дроздова Г. В., Емельянова М. П. Связывание урана гуминовыми кислотами и меланоидинами. Геохимия, № 4, 1956.
- Моисеенко У. Н. Изучение радиоактивности болот с целью поисков месторождений урана. Бюл. научн.-техн. информации (М-во геол. и охр. недр. СССР), № 3, 1959.
- Пичугин А. В. Водно-минеральное питание торфяных месторождений. В кн. «Химия и генезис твердых горючих ископаемых». Тр. 1-го Всес. совещания. Изд. АН СССР, 1953.
- Рожкова Е. В., Разумная Е. Г., Серебрякова М. Б., Щербак О. В. Роль сорбции в концентрации урана в осадочных породах. В кн.: Тр. 2-й Междунар. конференции по мирному использованию атомной энергии (Женева), т. 3. Атомиздат, 1959.
- Салаи А. Значение гумуса в геохимическом обогащении урана. В кн.: Тр. 2-й Междунар. конференции по мирному использованию атомной энергии (Женева), т. 8, Атомиздат, 1959.
- Старик И. Е., Старик Ф. Е., Аполлонова А. Н. Адсорбция микроколичеств урана гидроокисью железа и десорбция его карбонатным методом. Неорганическая химия, т. 3, вып. 1, 1958.
- Степанов М. А., Галкин Н. П. Производство растворимости гидроокиси четырехвалентного урана. Атомная энергия, № 9, вып. 4, 1960.
- Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка. Госэнергоиздат, 1949.
- Яковлева М. Н., Шуршалина М. А. О полевом методе определения форм переноса урана в природных водах. Радиохимия, № 4, 1959.
- Armands G., Landergren S. Geochemical prospecting for uranium in Northern Sweden. The enrichment of uranium and thorium deposits. Copenhagen, 1960.
- Stutchfield C. A., Jr. McNabb W. M., Hazell I. F. Complexes of uranyl ion with some simple organic acids. J. Inorg. and Nucl. Chem., v. 24, 1962, 291—293.

Дата поступления
9.VI.1965

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.635 : 553.25 : 552.14

ОСОБЕННОСТИ ГИПСОТИЗАЦИИ АНГИДРИТОВ

С. И. ПАРФЕНОВ

После статей Д. Г. Ньюланда (Newland, 1921), А. Н. Заварицкого (1924), Б. П. Кротова (1926) в геологии широко распространились представления о том, что превращение ангидритовых пород в гипсы связано с огромным (30—50%) увеличением их объема, сопровождается явлениями пучения и локального складкообразования и прекращается на глубине из-за давления.

Иные взгляды, насколько известно автору, открыто защищаются в работах Г. Р. Гертнера (Gaertner, 1932), В. П. Пнева (1950), М. И. Голдмана (Goldman, 1952), Д. Д. Мак-Грегора (McGregor, 1954), Д. П. Прочухана (1959) и В. Г. Махлаева (1961). Результаты изучения сульфатных пород северного склона Токмовского свода Русской платформы также противоречат представлениям Ньюланда — Заварицкого — Кротова.

Здесь в отложениях палеозоя, пологопадающих к центральным частям Московской синеклизы, установлены две гипсово-ангидритовые толщи. Верхняя принадлежит нижней перми и обнаруживает закономерное изменение разреза в субмеридиональном направлении. В Заволжье, на широте с. Борис-Глеб на глубинах 367—460 м вскрыты только ангидриты с редкими прослоями загрязненной глини каменной соли. По правобережью Волги и Оки породы той же толщи залегают на глубинах 30—150 м и представлены гипсами и ангидритами. В нижней части толщи, обычно известной, как гипсово-доломитовая толща, имеются только гипсы. Выше гипсово-доломитовой толщи ангидриты преобладают в междуречье Волги и Оки, а на большей части правобережья Оки они слагают значительную часть разреза. По южной и юго-восточной границам распространения нижнепермских пород, в бассейнах рек Пьяны и Тешы, ангидриты встречаются лишь реликтовыми пластообразными линзами среди гипсов на глубинах 15—80 м. Всюду в сульфатных породах правобережья Волги имеются маломощные горизонты с включениями и прослоями соленосных глин. На всей территории распространения гипсово-ангидритовой толщи среди сульфатных пород отмечаются подчиненные прослои доломитов, иногда переходящие в разрезе и по простиранию в пятнистые карбонатно-сульфатные породы. Нижней границей гипсово-ангидритовой толщи везде являются швагериновые доломиты ассельского яруса нижней перми.

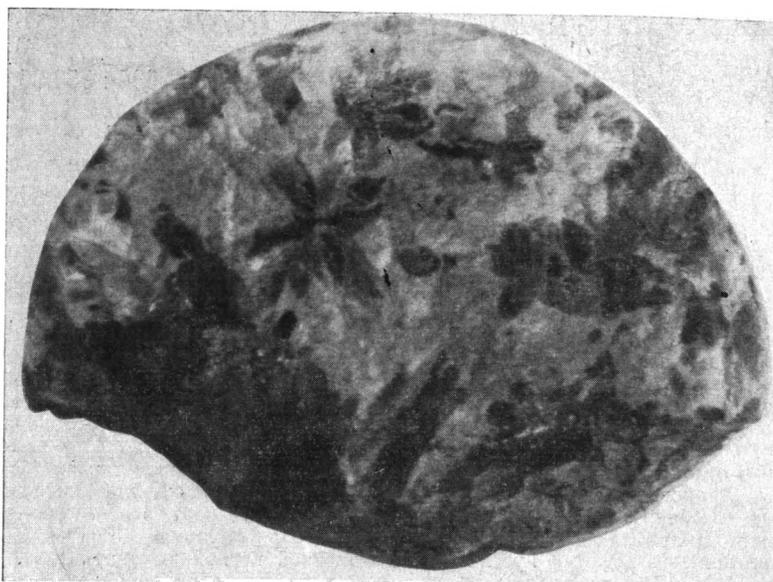
Интересно, что, по Т. П. Афанасьеву (1956), воды швагеринового горизонта изменяются от гидрокарбонатно-кальциевых и пресных на юге области, в бассейне р. Алатырь, через сульфатно-кальциевые заметно минерализованные (2,3—2,6 г/л) в бассейне р. Тешы до хлоридно-сульфатных кальциево-натриевых вод высокой минерализации (25—45 г/л) в долинах Оки и Волги. Сравнительно недавно в Заволжье в этом же горизонте встречены хлоридно-натриевые рассолы (167—208 г/л).

Таким образом, по региональным данным, широкое распространение гипсов в сульфатных отложениях нижней перми в настоящее время ограничивается правобережьем Волги и Оки. На этой территории ангидриты слагают субгоризонтальные пласты различной мощности, иногда прерывающиеся по простиранию. К ангидритам в верхней части гипсово-ангидритовой толщи обычно примыкают 1,5—2,0-метровые зоны скрытокристаллических гипсов, сменяемые зонами яснокристаллических гипсов. Как правило, в центральных частях зон яснокристаллических гипсов имеются маломощные прослои доломитов или обильные прожилки и включения доломита.

Нередко граница гипса и ангидрита резко и неправильно отклоняется от своего в основном субгоризонтального положения. Обычно на контакте гипсов и ангидритов имеется переходная 5—20-сантиметровая зона, в которой линзовидные реликты ангидрита погружены в гипсовую массу. Вдоль вертикальных трещин ангидритовые пласты довольно часто рассекаются жилами скрытокристаллического гипса.

Важно подчеркнуть, что скрытокристаллические гипсы всегда псевдоморфно наследуют строение ангидритовой породы. Развитие скрытокристаллических гипсов связано

со сплошным замещением ангидритовых пород. По аналогии с другими метасоматическими процессами, в данном случае Голдман (1952) применяет термин гипсотизация (gypsification). Следует заметить, что в более глубоких горизонтах нижнепермской гипсово-ангидритовой толщи сплошная гипсотизация протекает сразу с образованием яснокристаллических гипсов. Очень часто гипсотизация имеет рассеянный характер и представлена лучистыми сростками 5—30-миллиметровых метакристаллов гипса в ангидритовой породе (фиг. 1). Почти всегда ангидриты подвержены гипсотизации промежуточного типа между сплошным и рассеянным замещением в виде каемок (2—3 мм) яснокристаллического гипса вокруг прожилок и включений доломита в ангидритах. Морфологические формы гипсотизации рассеянного и промежуточного типов сохраняются без изменений в гипсах, возникающих при последующей сплошной гипсотизации.



Фиг. 1. Сростки метакристаллов гипса (темное) в ангидритовой породе (серое). Диаметр керна 7 см

Изучение зоны ангидрит-гипсового перехода в обнажениях и по керну не обнаруживает каких-либо признаков увеличения исходного объема, пучений и деформаций сульфатных пород. На фиг. 2 1,5-метровый пласт ангидрита рассечен по вертикальной трещине жидкой скрытокристаллического гипса. Она прослеживается на 0,4 м выше современной границы ангидрита в скрытокристаллических гипсах, сохранивших текстурные особенности замещенных ангидритов. Без явлений пучения гипсовая пленка (2—3 мм псевдоморфно развивается на поверхности откола ангидритовой породы на некоторых участках Бебяевской шахты. Изучение структур ангидритов и гипсов, контактирующих с ними, полностью подтверждает визуальные наблюдения. Ангидриты нижнепермских отложений имеют неориентированную нематобластовую структуру (фиг. 3). Гипсы же нередко обладают тонкометакристаллической структурой, очень детально внешне воспроизводящей контуры значительно более крупных прежних ангидритовых кристаллов (фиг. 4).

Небольшой перекристаллизации гипсовых кристалликов достаточно, чтобы реликтовая структура почти перестала угадываться. Но крупные метакристаллы гипса, возникшие еще при рассеянной гипсотизации, сохраняются неизменными. Также не испытывают каких-либо смещений прожилки и цепочки зерен доломита, секущие ангидрит-гипсовый контакт. При рассеянной гипсотизации реликтовые кристаллы ангидрита в метакристаллах гипса не изменяют своего расположения, типичного для ангидритовой структуры (фиг. 5). Указанные соотношения между структурами гипсово-ангидритовых пород возможны лишь при псевдоморфном и, во всяком случае, идущем без изменения объема замещении ангидрита гипсом.

По материалам Б. Ф. Жилевского и И. И. Уланова оказалось возможным проследить условия залегания гипсов и ангидритов в нижнепермских отложениях Павловского месторождения. Геолого-литологический профиль гипсово-ангидритовой толщи месторождения не улавливает каких-либо локальных нарушений, обычно приписываемых гидратации ангидритов, хотя фиксирует блоковое смещение с амплитудой около 23 м в восточной части месторождения (фиг. 6). Соответствие очертаний пластов

гипсов и ангидритов в смещенных блоках, по-видимому, указывает на весьма незначительную гипсотизацию после нарушения. Субгоризонтальные границы гипсов и ангидритов иногда секут седиментационные границы сульфатных пород и доломитовых прослоев, хотя, как правило, в кровле и подошве доломитовых прослоев располагаются субпараллельные им пласты гипсов. Изопахиты части гипсово-ангидритовой толщи, ограниченной подошвами третьего и шестого прослоев доломита, показывают колебания ее мощности в пределах 21—27 м, но какой-либо зависимости между колебаниями мощности и соотношением гипса и ангидрита в разрезе толщи не обнаруживается.



Фиг. 2. Псевдоморфное замещение ангидрита (темное) скрытокристаллическим гипсом (светлое)

Следы гипсовой жилы, развивающейся в ангидрите заметны в скрытокристаллических гипсах, примыкающих к кровле 1,5-метрового ангидритового пласта

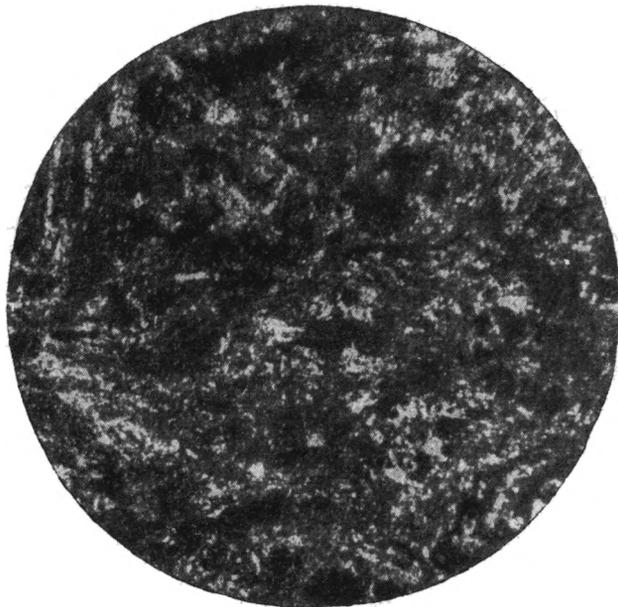
Таким образом, наблюдения условий залегания, текстур и структур пород в зоне ангидрит-гипсового перехода доказывают, что гипсотизация протекает без изменений объема исходной породы.

Важные черты химизма гипсотизации выясняются при сравнении химического состава гипсов и ангидритов Павловского месторождения. Анализ этих пород, выраженный в условных молекулярных процентах гипса, ангидрита, кальцита, магнезита, эпсомита и мирабилита, на плоскости отвечают основные точки в равностороннем треугольнике, показывающие процентные содержания гипса, ангидрита и суммы остальных минералов, и дополнительные точки на одной из трех линий, позволяющие судить о соотношениях между второстепенными минералами (фиг. 7).

Из расположения точек в треугольнике видно, что ангидриты почти всегда содержат гипс, количество которого может достигать 42%. Без гипса оказалось лишь 2%

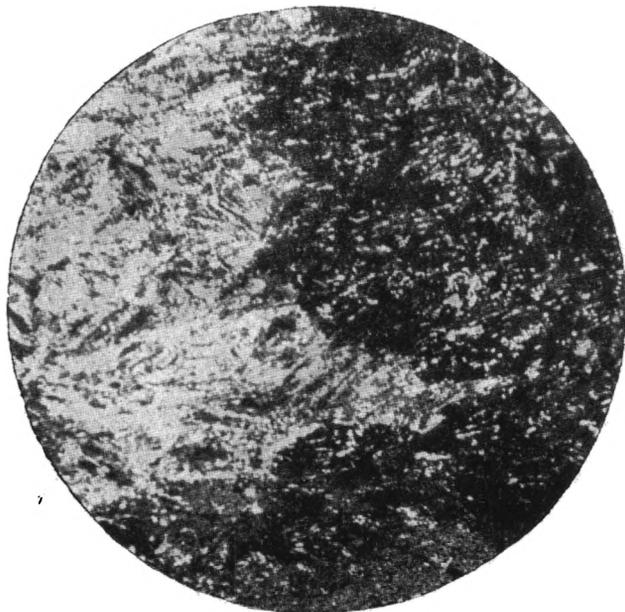


Фиг. 3. Нематобластовая неориентированная структура ангидрита. Черное — включения глины. Диаметр поля 3 мм



Фиг. 4. Реликтовая ангидритовая структура в метабластовой тонкокристаллической гипсовой породе Николи +. Диаметр поля 3 мм

ангидритов. Заметная часть гипсов (16%) лишена ангидрита, хотя чаще ангидрит присутствует в гипсах (до 28%). В треугольнике между гипсовым и ангидритовым полями имеется свободное пространство, отвечающее содержанию ангидрита в породе в количестве (28—52%). Гипсы чаще и в значительно больших объемах включают в себя карбонатный материал доломитового состава.



Фиг. 5. Замещение ангидрита (светло-серое) метакристаллами гипса (темное)

Реликтовые кристаллы ангидрита в метакристаллах гипса не меняют своего расположения. Николи +. Диаметр поля 3 мм

Указанные особенности размещения основных точек, по-видимому, вполне объясняются незавершенностью гипсотизации в сульфатных породах Павловского месторождения, образованием гипсовых пород в основном путем оплошной гипсотизации и локализацией сплошной гипсотизации в зонах, прилегающих к доломитовым прослоям сульфатной толщи.

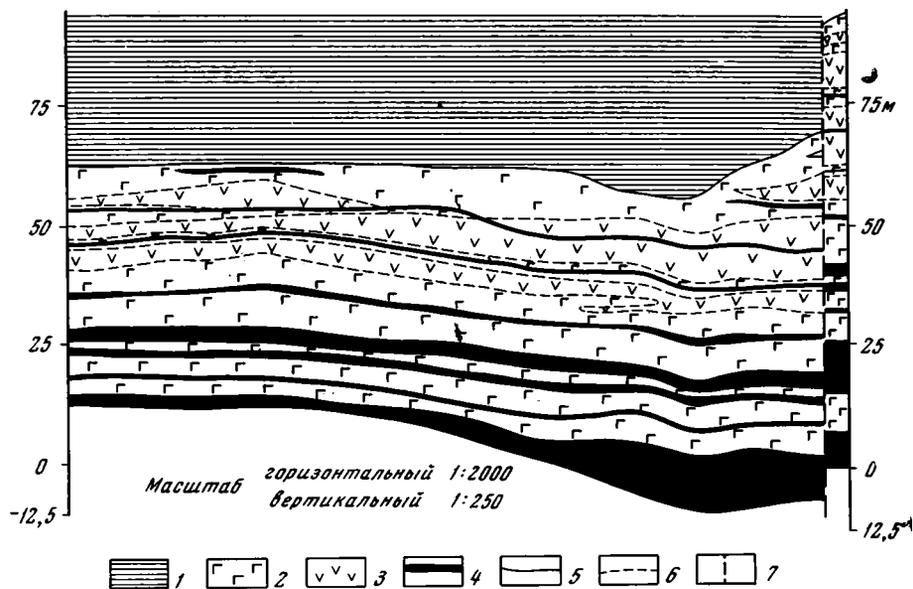
Из распределения дополнительных точек на графике видно, что в сульфатных породах имеется пять парагенетических групп второстепенных минералов; общих для гипсов и ангидритов: кальцитовая, доломитовая, магнезитовая, эпсомит-магнезитовая и мирабилит-эпсомитовая. Сопоставление состава второстепенных минералов в гипсах и ангидритах одной и той же парагенетической группы обнаруживает обогащенность гипсов относительно ангидритов кальцитом и мирабилитом и их обеднение магнезитом и эпсомитом (табл. 1). Следует отметить, что в гипсах доломитовой парагенетической группы содержание магнезитовой составляющей увеличивается с ростом общей доли карбонатного материала в составе породы. Пониженное содержание магнезита в гипсах этой группы сравнительно с ангидритами можно заметить, лишь ограничившись гипсами с аналогичным ангидритовому содержанию карбонатов.

Увеличение доли кальцитовой составляющей в составе карбонатов сульфатных пород при гипсотизации, в сущности, представляет собой зародышевое проявление дедоломитизации, широко развитой, по М. Э. Ноинскому (1913), Б. П. Кротову (1925, 1927) и В. Б. Татарскому (1953), в чисто доломитовых породах. По-видимому, результатом этого же процесса является заметная роль кальцитовой парагенетической группы в гипсах (10%). Слабость эффекта дедоломитизации в этих породах, почти совершенно исчезающих при несколько увеличенном содержании карбонатов в сульфатной породе, вероятно, обязана недостаточному объему растворов, проходящих через породу в ходе ее гипсотизации и осуществляющих дедоломитизацию.

Гипсовые породы очень резко отличаются от исходных ангидритов по содержанию хлор-иона. На это обстоятельство уже обращали внимание М. Н. Слюсарева (1934), Н. М. Нижитин и А. П. Ясырева (1962). По нашим данным, гипсы в окрестностях Дзержинска содержат около 0,0015% по весу хлор-иона по сравнению с 0,010% в ангидритах. Параллельным определением объемной пористости ангидритов и гипсов

установлено ее совпадение у этих пород (10%) в пределах возможных ошибок опыта. Очевидно, низкое содержание хлор-иона в гипсах является результатом выноса этого аниона из породы при гипсотизации, а не следствием разного содержания в гипсах и ангидритах поровых растворов, богатых солями. На закарстованных участках содержание хлор-иона в гипсах снижается и составляет 0,0005%.

Таким образом, различия в химическом составе гипсов и ангидритов во многом сводятся к обогащению гипсов сравнительно с ангидритами более трудно растворимыми компонентами — кальцитом, мирабилитом — и к потере сульфатной породой при гипсотизации легко растворимых компонентов типа хлор-иона, сульфата и карбоната магния. Следовательно, гипсы являются своеобразными остатками частичного растворения ангидритов.



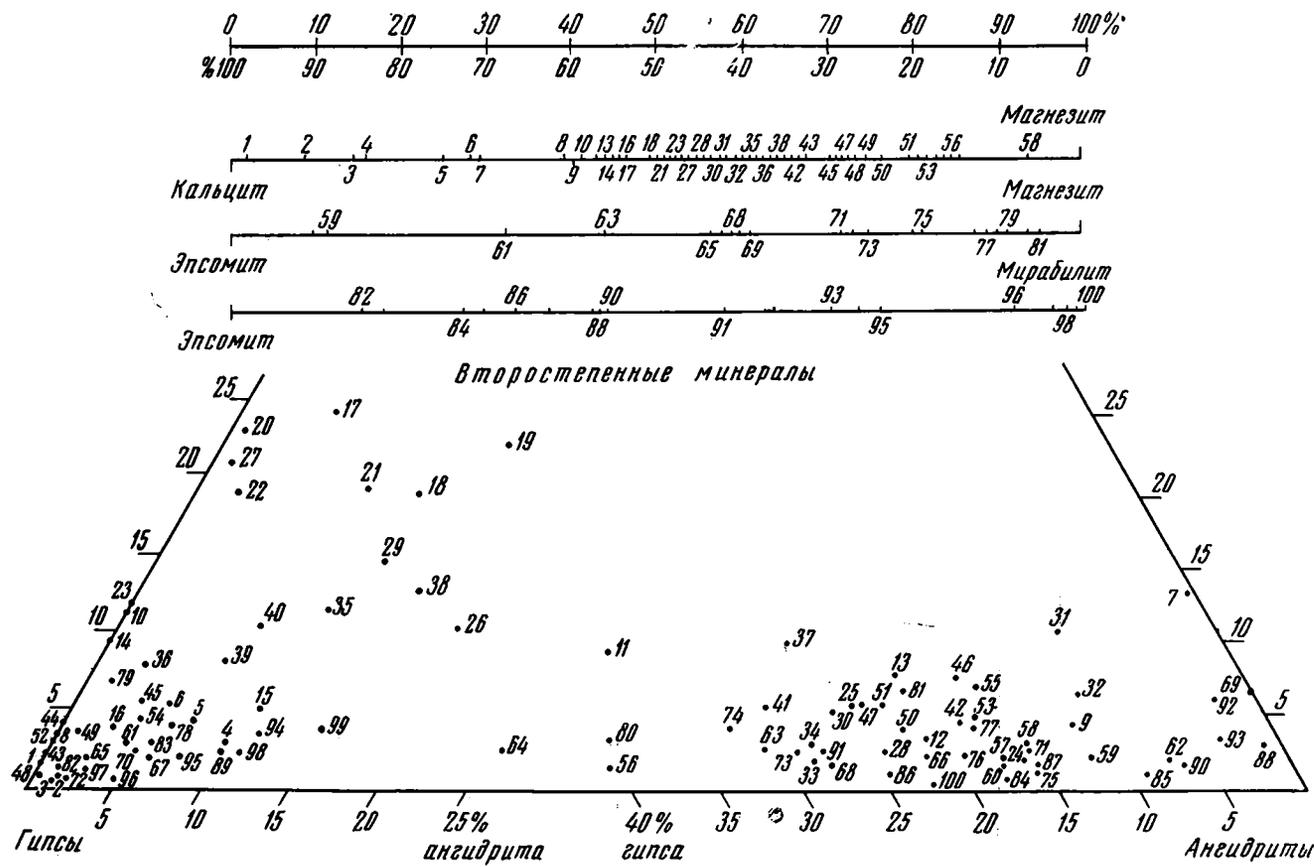
Фиг. 6. Геолого-литологический разрез Павловского гипсово-ангидритового месторождения

1 — верхнепермские отложения; 2 — гипсы в отложениях; 3 — ангидриты в отложениях; 4 — доломиты в P₁-отложениях; 5 — седиментационный контакт; 6 — метасоматический контакт; 7 — зона вертикального смещения

Уместно напомнить, что еще Л. М. Миропольский и С. А. Боровик (1943) качественно установили обогащенность гипсов Татарской АССР относительно ангидритов стронцием, а ангидритов сравнительно с гипсами — магнием. Количественные данные по стронцию для сульфатных пород Приуралья недавно получены А. М. Кропачевым (1960), согласно которому в эпигенетических гипсах в среднем имеется 0,135% стронция против 0,06% в исходных ангидритах. Но указанные исследователи не дали генетической трактовки этих результатов, показывающих относительное накопление в гипсах довольно трудно растворимого целестина.

В целом имеющиеся данные по условиям залегания, текстурам, структурам и химическому составу гипсов и ангидритов нижней перми Токмовского свода полностью согласуются с представлением о гипсотизации как типичном метасоматическом процессе, протекающем при неизменном объеме и не вызывающем никаких деформаций сульфатных пород. Наилучшее представление о его химизме дает сопоставление рассчитанных по методу Барта химических анализов, чередующихся в разрезе гипсов и ангидритов (табл. 2). В основе метода лежит допущение, что весь объем горных пород является объемом упаковки кислородных ионов, в пустотах которой распределяются остальные ионы. Неизменному объему в ходе любого процесса отвечает постоянное число кислородных ионов. В нашем случае все расчеты выполнены на 1000 ионов кислорода и формулы чистого ангидрита и гипса имеют вид $Ca_{250}S_{750}$ и $Ca_{167}S_{501}H_{332}$. Это означает, что при гипсотизации из каждых 250 исходных ионов кальция и серы 83 иона выносятся, а их место занимают 332 молекулы кристаллизационной воды. В действительности вынос и привнос еще больше. Воспользовавшись для вычислений молекулярными и удельными весами гипса и ангидрита, легко получить, что выносятся около 0,4 массы ангидрита.

Огипсование карбонатных пород, подстилающих, перекрывающих или чередующихся с сульфатными испытывающими гипсотизацию породами, специально разбирались В. Б. Татарским (1953) и В. Г. Махлаевым (1961). В изученном регионе этот



Фиг. 7. Парагенезисы минералов в сульфатных породах Павловского месторождения, рассчитанные по химическим анализам

Таблица 1

Нормативный минеральный состав сульфатных пород Павловского гипсово-ангидритового месторождения, моль, %

Парагенетические группы второстепенных минералов			Процент от 50 анализов	Ангидрит в гипсах, %				Второстепенные минералы в гипсах, %				Магnezит от суммы второстепенных минералов, %				
				среднее		колебания		среднее		колебания		среднее		колебания		
Кальцитовая			12	4,23		0,0—9,78		2,38		0,22—5,23		21,35		2,0—28,53		
Доломитовая	под-группы	кальцитовая	14	3,81		0,0—13,21		13,40		3,19—31,86		46,0		39,36—49,42		
		кальцитовая в породах, имеющих до 12% доломита	40	10	6,88	1,57	0,0—19,55	0,0—4,86	14,11	7,60	3,19—31,86	3,19—11,10	52,0	43,0	39,36—65,59	39,36—45,20
		магнезитовая	26	8,53		0,0—19,55		14,42		7,72—23,09		55,10		50,40—65,59		
Магнезитовая			14	1,41		0,0—4,40		3,18		0,58—5,29		75,10		67,89—83,54		
Эпсомит-магнезитовая			16	5,27		0,0—21,97		2,58		0,43—6,58		70,40		31,79—90,60		
Мирабилит-эпсомитовая			18	7,78		1,24—14,02		1,94		0,41—3,32		69,40+		15,26—98,98+		
Кальцитовая			Процент от 50 анализов	Гипс в ангидритах, %				Второстепенные минералы в ангидритах, %				Магnezит от суммы второстепенных минералов, %				
				среднее		колебания		среднее		колебания		среднее		колебания		
			2	0,39		0,39		13,15		13,15		29,18		29,18		
Доломитовая	под-группы	кальцитовая	8	22,46		11,60—36,70		5,96		3,31—8,60		43,0		40,06—43,88		
		кальцитовая в породах, имеющих до 12% доломита	30	8	20,46	22,46	2,42—36,70	11,60—36,70	6,75	5,96	1,79—23,71	3,31—8,60	54,60	43,0	40,06—66,48	40,06—43,88
		магнезитовая	22	19,72		2,42—28,01		7,04		1,79—23,71		58,35		52,38—66,48		
Магнезитовая			18	21,48		15,04—23,41		4,53		1,32—7,56		80,00		72,85—94,59		
Эпсомит-магнезитовая			30	20,23		0,0—39,45		3,05		1,40—6,39		68,00		9,58—94,49		
Мирабилит-эпсомитовая			20	11,14		2,48—23,98		2,18		0,19—6,03		51,75		27,45—65,55		

процесс проявляется в виде выполнения крупнокристаллическим гипсом пор и трещин в доломитах асельского и казанского ярусов. Не исключена возможность, что часть этого крупнокристаллического гипса отложилась за счет растворенного и перемещенного при гипсотизации сульфата кальция.

Более тесно с гипсотизацией связано развитие прожилков поперечношестоватого гипса-селенита во включениях и прослоях глины, имеющих в сульфатных отложениях нижней перми Токмовского свода. Морфология селенитовых прожилков детально описана А. М. Кузнецовым (1952) для пермских отложений Приуралья и В. М. Банди (Bundy, 1956) для пермских отложений юго-западной Индианы. Точное соответствие кровли и подошвы у этих прожилков, наличие в них «висячих кусочков» вмещающей

Таблица 2

Объемные отношения между компонентами сульфатных пород в опробованном интервале скв. 96 Павловского гипсово-ангидритового месторождения

Интервал опробования	Породы	Формула породы
92,75—96,00	Гипс с включениями глины	$Ca_{165}S_{498}H_{332}Mg_4C_3$
96,00—99,40	Гипс чистый	$Ca_{165}S_{499}H_{333}Mg_2C_2$
99,40—101,10	Ангидрит с включениями глины и доломита	$Ca_{184}S_{577}H_{231}Na_8$
101,10—104,00	Гипс с включениями доломита	$Ca_{164}S_{470}H_{294}Mg_{17}C_{53}$
107,75—112,05	Гипс с включениями доломита	$Ca_{203}S_{542}H_{144}Mg_{22}C_{90}$
		$Ca_{164}S_{474}H_{31}Mg_{12}C_{36}$
112,05—115,20	Ангидрит чистый	$Ca_{226}S_{671}H_{94}Mg_8C_8$
115,20—118,00	Гипс чистый	$Ca_{162}S_{497}H_{336}Mg_{35}C_{0,7}Na_{30}$
118,00—120,85	Гипс с включениями глины и доломита	$Ca_{168}S_{448}H_{316}Mg_{16}C_{52}$
121,70—124,80	Гипс чистый	$Ca_{165}S_{499}H_{329}Mg_4C_3$
124,80—127,70	Гипс с включениями глины	$Ca_{168}S_{484}H_{325}Mg_8C_{16}$
127,70—130,15	Гипс чистый	$Ca_{166}S_{500}H_{333}Mg_{0,6}C_{0,4}$

Примечание: Ca — число ионов кислорода из каждой тысячи, связанных с ионами кальция; S — число ионов кислорода из каждой тысячи, связанных с ионами серы; H — число ионов кислорода из каждой тысячи, связанных с ионами водорода; Mg — число ионов кислорода из каждой тысячи, связанных с ионами магния; C — число ионов кислорода из каждой тысячи, связанных с ионами углерода; Na — число ионов кислорода из каждой тысячи, связанных с ионами натрия.

породы, явно оторванных от подошвы и перемещенных вверх растущими кристаллами гипса, и нередкое отсутствие каких-либо срединных швов обоснованно считаются данными исследователями доказательствами формирования селенитовых прожилков в изученных нами отложениях путем раздвигания стенок сомкнутых трещин. В отличие от А. М. Кузнецова, относящего данное явление к диагенетическим изменениям глинистых пород, В. М. Банди справедливо подчеркивает пространственную связь подобного рода селенитовых прожилков с ангидритами, испытывающими гипсотизацию. По его представлениям, суммарное распирающее воздействие селенитовых прожилков вызывает общее увеличение объема пород гипсово-ангидритовой толщи и деформации, обычно приписываемые гидратации ангидритов.

Однако в нижнепермских отложениях Токмовского свода, а по данным Д. Д. Мак-Грегора (1954), и в отложениях перми юго-западной Индианы селенитовые прожилки имеют весьма ограниченное развитие, явно несравнимое с масштабами гипсотизации и встречающихся деформаций сульфатных и прилегающих к ним карбонатных или терригенных пород. Здесь селенитовые прожилки распирания встречены лишь в пределах глинистых пород. Эти породы слагают 7—8 горизонтов общей мощностью не более 1,5 м в семидесятиметровом разрезе гипсово-ангидритовой толщи Нижнеокского района. Суммарная мощность селенитовых прожилков еще намного меньше. Следует также иметь в виду, что распирающее напряжения при кристаллизации гипса весьма невелики. Опыты М. Д. Саора (Sahores, 1965) показали, что кристаллизация гипса при гидратации «штукатурного гипса» развивает напряжения в реагирующей массе не выше 32 кг/см^2 , а всякое набухание этой же массы устраняется уже внешней нагрузкой в 6 кг/см^2 . По И. М. Горьковой (1961), из всех горных пород только глины и некоторые мергели имеют меньшие пределы прочности. Следовательно, селенитовые прожилки распирания могут только уплотнять вмещающую их глинистую породу, но не в силах раздвигать ограничивающие глину сульфатные или карбонатные породы.

Селенитовые прожилки распирания, несомненно, образовались за счет переотложенного в связи с гипсотизацией сульфата кальция, выделявшегося из вод, агрессивных к ангидриту и пересыщенных относительно гипса. Но в количественном отношении в этих прожилках отложилась в Нижнеокском районе лишь небольшая часть порядка $1/20$ — $1/30$ перемещенного при гипсотизации материала. Также маловероятно, что основная часть перемещаемого в ходе гипсотизации сульфата кальция выкристаллизовы-

ваются в виде крупнокристаллического гипса в порых и трещинах, прилегающих к гипсам и ангидритам карбонатных пород. Реликты ангидрита в гипсовых включениях в доломитах казанского и ассельского ярусов перми показывают, что оксидность¹ этих пород выполнялась сульфатом кальция еще в ходе ангидритизации. Таким образом, избыточный против исходного объема ангидритовой породы сульфат кальция в процессе гипсотизации в главной своей массе, по-видимому, остается растворенным в подземных водах и вместе с ними поступает в местные и региональные очаги разгрузки.

Ангидриты в отложениях нижней перми Токмовского свода подвергаются гипсотизации на глубинах 35—350 м. Гипсотизация распространяется сверху, снизу и вдоль доломитовых прослоев гипсово-ангидритовой толщи и, весьма вероятно, действительно является здесь своеобразным выветриванием ангидритов под воздействием не слишком минерализованных вод вадозного происхождения (Ньюланд, 1921; Кротов, 1926; Страхов, 1962).

Однако, согласно Л. А. Дычаковской, обработавшей материалы глубокого (до 1200 м) бурения близ Дзержинска, на глубинах 570—760 м в зоне рассолов (210—230 г/л) в нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложениях залегают чередующиеся между собой гипсы и ангидриты. Прослой гипсов и огипсованные породы без ангидрита встречены и глубже, до 860 м. Эти факты противоречат термодинамическим расчетам Д. И. Ф. Макдональда (Macdonald, 1953), исходящего из предположения, что давление препятствует гидратации ангидрита в недрах. По вычислениям этого исследователя, пределы термодинамической устойчивости гипса, колеблясь из-за минерализации подземных вод, ограничены глубинами 250—550 м. В указанных условиях исключено также какое-либо влияние вадозных вод, вызывающее выветривание ангидритов, и гипсотизация здесь представляет собой чисто катагенетическое изменение этих пород под воздействием соприкасающихся с ними рассолов.

Таким образом, факты и наблюдения взаимоотношений гипсов и ангидритов в гипсово-ангидритовых толщах палеозоя Токмовского свода позволяют утверждать, что гипсотизация — типичный метасоматический процесс, подчиняющийся закону Линдгрена, что гипсы представляют собой продукты частичного растворения ангидритов, вынесенные части которых замещены кристаллизационной водой, и что давление кровли не является фактором, препятствующим гипсотизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Т. П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидрохимическая зональность. Изд-во АН СССР, 1956.
- Горькова И. М. Природа прочности и деформационные особенности глинистых пород в зависимости от условий формирования и увлажнения. Тр. Лаб. гидро-геол. проблем АН СССР, т. 29, 1961.
- Заварицкий А. Н. Гипс и ангидрит села Охлебинино. Изв. Геолкома, т. 43, № 7, 1924.
- Кропачев А. М. Малые элементы в ангидритах и эпигенетических гипсах Пермского Приуралья.— Зап. Всес. минерал. о-ва, 89, № 5, 1960.
- Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани.— Тр. О-ва естествоиспыт. при Казанск. ун-те, т. 50, вып. 6, 1925.
- Кротов Б. П. О гипсе и ангидрите в верхних горизонтах казанского яруса в окрестностях г. Казани.— Зап. Всес. минерал. о-ва, вып. 9, ч. 55, 1926.
- Кротов Б. П. О необходимости физико-химического изучения реакции $2\text{CaCO}_3 \mp \text{MgSO}_4 = \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaSO}_4$.— Изв. Ин-та физ.-хим. анализа, т. 3, вып. 2, 1927.
- Кузнецов А. М. О волокнистом гипсе в кунгурской толще Приуралья.— Изв. Естество-научн. ин-та при Пермск. ун-те, т. 13, вып. 6, 1952.
- Махлаев В. Г. Данково-лебединские слои в центральной части Русской платформы. Автореф. дисс. на соискание учен. степени д-ра геол.-минерал. наук, 1961.
- Миропольский Л. М., Боровик С. А. Результаты спектрального анализа гипсов и ангидритов из пермских отложений Татарии.— Докл. АН СССР, т. 38, № 1, 1943.
- Никитин Н. М. и Ясырев А. П. К вопросу об условиях образования гипсов южного крыла Подмосковского бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1962.
- Ноинский М. Э. Самарская лука. Геологическое исследование.— Тр. о-ва естествоиспыт. при Казанск. ун-те, т. 45, вып. 4—6, 1913.
- Пнев В. П. Кунгурский ярус и роль деформаций гидрохимических толщ в формировании тектонических структур Актюбинского Приуралья. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геол.-минерал. наук.

¹ Под скважностью понимается совокупность свободных пор, трещин и полостей.

- Прочухин Д. П., Ломтадзе А. М., Натис Н. А. Инженерно-геологические условия сооружения Камской ГЭС — Информ. сб. Ин-та Гидроэнергoproject. Лен. огдние, № 15, 1959.
- Слюсарева М. Н. Гипс и ангидрит Порсуйского района.— За недра Азии, № 4, 1934.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3, Изд-во АН СССР, 1959.
- Татарский В. Б. Раздоломичивание и связанные с ним вопросы.— Вестн. ЛГУ, № 1, 1953.
- Bundy W. M. Petrology of gypsum-anhydrite deposits in South-western Indiana.— J. Sediment. Petrol., v. 26, No 3, 1956.
- Von Gaertner H. R. Petrographie der Gipse van Suerrende des Harzes. Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin. B. 53, 1932.
- Goldman M. I. Deformation, metamorphism and mineralization in Gypsum-anhydrite cap rocks of Sulphur Salt Dome Louisiana.— Geol. Soc. Amer. Mem. 50, 1952.
- Gregor D. J. Mc. Gypsum and anhydrite deposits in southern-western Indiana.— Indiana Geol. Surv. Report Progress, No 8, 1954.
- Newland D. H. Geology of Gypsum and Anhydrite.— Econ. Geol., No 6, v. 16, 1921.
- Macdonald G. I. F. Anhydrite-gypsum equilibrium relations.— Amer. J. Sci., v. 251, 1953.
- Sahores M. J. Sur les efforts exercees per la platre et l'anhydrite aucours de leur hydration.— C. R. Acad. Sci. No. 2, 1955.

УДК 551.293.18(571.5)

КРЕСТЬЯХСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ УСТЬЯ Р. ЛЕНЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

М. Д. БУЛГАКОВА

Изучение опорных разрезов каменноугольных отложений на Северном Хараулахе и Сетте-Дабане показало, что на границе турнейского и визейского веков на территории Верхоянья карбонатные накопления нижнего — среднего палеозоя сменились мощной толщей терригенных пород «верхоянского» комплекса (верхний палеозой — мезозой).

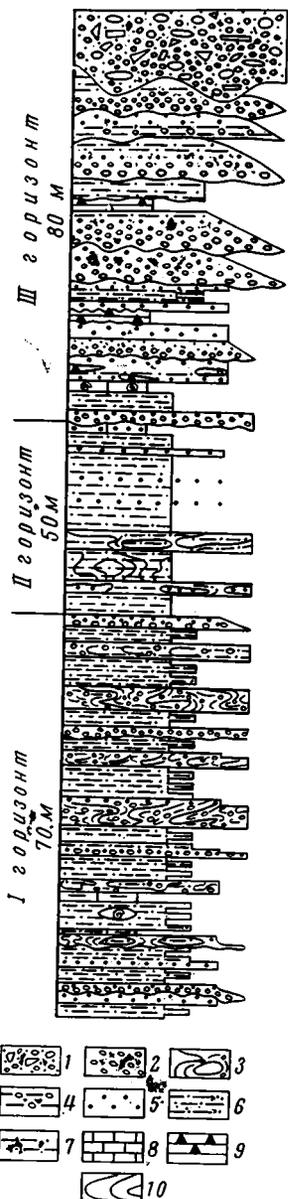
Большой интерес для понимания некоторых особенностей начальных этапов формирования терригенного комплекса представляет разрез визейских отложений в устье р. Лены, на мысе Крестьях, известный под названием крестьяхских конгломератов и являющийся возрастным аналогом атырдахской свиты А. А. Межвилка (Богуш, Герасимов и др., 1963).

Занимая в современном эрозийном срезе визейских отложений Северного Хараулаха самое западное положение, «крестьяхские конгломераты» характеризуются и относительно мелководными условиями седиментации. В их составе большую роль играют разнообразные грубообломочные породы (конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии, диамиктиты), широко развиты размывы и сингенетические деформации пород.

На юго-востоке по р. Лене и северо-восточнее по ее Быковской протоке атырдахская свита представлена песчаниками, алевролитами с небольшим количеством силицитов и известняков. На юго-западе и северо-западе выходы крестьяхских конгломератов ограничиваются сбросами, по которым в одних случаях происходит погружение визейских отложений с перекрытием их более молодыми породами, в других — воздымание и последующий их размыв.

По соотношению отдельных типов пород и характеру сложения в разрезе «крестьяхских конгломератов» отчетливо выделяются три горизонта (фиг. 1).

Первый (I) горизонт (мощностью 70 м) в основном составляют алевролиты мелко- и крупнозернистые, переслаивающиеся между собой, образующие выдержанные пачки мощностью от 0,6 до 7,0 м. Они разделяются слоями диамиктитов, глыбовых брекчий, реже песчаников и конгломератов мощностью от 1,0 до 3,0 м. В них отмечено два линзовидных прослоя мелкозернистых известняков мощностью 0,6 и 1,0 м; в алевролитах встречаются линзы органогенно-обломочных криноидно-брахиоподовых известняков с примесью гравийного и галечного материала. Слоистость, обусловленная чередованием различных пород, горизонтальная, крупная. Выделяется ряд ритмослоев с от-



Фиг. 1. Схематический разрез крестяжских конгломератов

- 1 — конгломерато-брекчии; 2 — конгломераты; 3 — глыбовые брекчии; 4 — диамиктиты; 5 — песчаники; 6 — алевролиты крупнозернистые; 7 — алевролиты мелкозернистые, глинистые; 8 — известняки; 9 — кремнистые туфы; 10 — оползневые деформации

доломитизированные, окремненные, алевролитистые известняки, около 20% приходится на долю известцовистых песчаников и алевролитов, диабазов, кварцитов и т. д.

Форма и окатанность обломков различная. Обломки массивных пород — известняков, диабазов, кварцитов — обычно изометричной формы и хорошо окатаны, слоистые осадочные породы — удлиненно-призматической формы, как правило, слабо или совсем

четливо развитой градационной слоистостью типа «graded bedding», т. е. с постепенным изменением пород от мелкогалечниковых конгломератов внизу до песчаников или алевролитов вверху. В песчаниках и крупнозернистых алевролитах иногда наблюдается мелкая косая, направленная на юго-восток под углом 14° , слоистость.

В диамиктитах заметны разнообразие мелкие оползневые складочки; в основании конгломератов фиксируются размыты глубиной до 1,0 м.

Второй (II) горизонт (мощностью 50 м) сложен мелкозернистыми глинистыми алевролитами, содержащими маломощные до 0,10—0,15 педки до 1 м прослои мелкозернистых полимиктовых песчаников, крупнозернистых алевролитов, линзы мелкогалечниковых конгломератов. В нижней его части выделяются два слоя глыбовой брекчии мощностью 1,0 и 3,0 м. Тектурные особенности ее те же, что и аналогичных пород первого горизонта, отсутствуют только заметные размыты.

Третий горизонт (мощностью 80 м) имеет наиболее грубозернистый состав. Основная роль в разрезе принадлежит мелко- и среднегалечниковым конгломератам и песчаникам. Конгломераты образуют слои мощностью 0,4—3,5 м, которые часто имеют форму выклинивающихся по простиранию линз длиной от 0,25—0,3 до 15,0—20,0 м. Подчиненное значение имеют алевролиты и известняки.

Характерным признаком третьего горизонта является широкое распространение в его пределах ритмослоев с типично выраженной градационной слоистостью. В каждом ритмослое снизу вверх постепенно уменьшаются медианные размеры обломочных зерен от конгломератов до песчаников или алевролитов, и в то же время каждый элемент ритмослоя сложен несортированным обломочным материалом. В кровле ритмослоев обычна мелкая волнистая или косоволнистая слоистость (фиг. 2). К верхним частям многих ритмослоев приурочены массовые скопления колониальных кораллов рода *Pseudocorallipora lepaica* Kokschi, образующие многочисленные караеобразные колонии высотой до 0,1—0,15, диаметром до 0,2—0,25 м. В основании ритмослоев часты размыты глубиной до 0,6—1,0 м (фиг. 3).

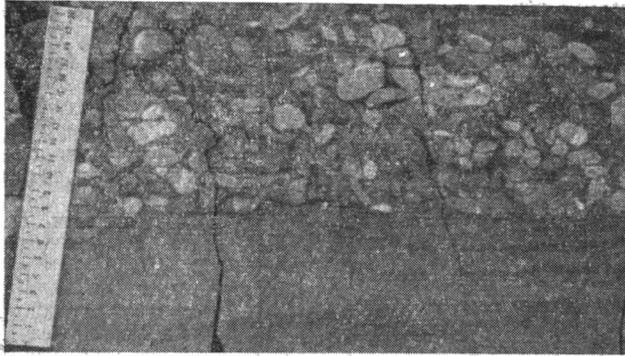
Разрез крестяжских конгломератов заканчивается слоем валунно-галечниковой конглобракции изменчивой по простиранию мощности (от 12 до 20 м), залегающей с глубоким размывом на подстилающих породах.

Ниже приводится краткая характеристика основных типов пород.

Глыбовые брекчии представляют собой брекчированные слои уплотненных, литифицированных песчаников и алевролитов. Глыбы диаметром до 1,2—1,5 м имеют неправильную форму, очень трещиноваты, контуры их угловаты или несколько сглажены, не всегда четкие. По трещинам в глыбы выжимается глинистое вещество из выполняющего промежуток диамиктитового материала. Нижняя и верхняя поверхности слоев глыбовых брекчий обычно ровные, вверх по разрезу иногда наблюдается постепенный переход их в песчаники.

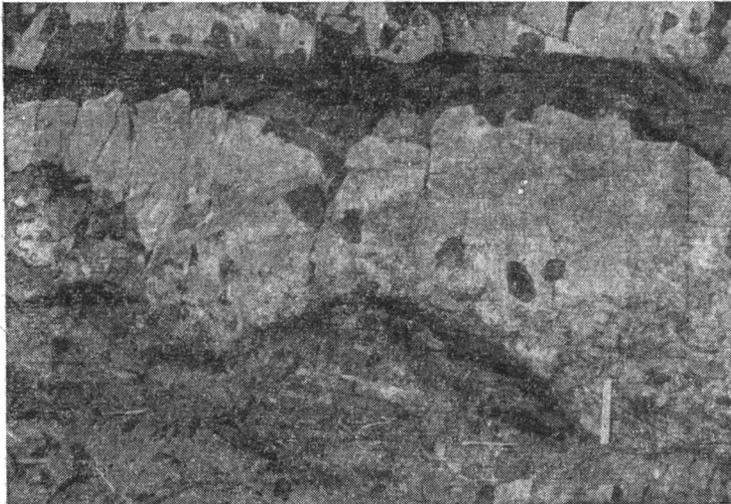
Конгломераты и конгломерато-брекчии и залегают, как правило, на неровной, размытой поверхности лежащих ниже песчаников и алевролитов. Во многих слоях, но не всегда, наблюдается отчетливая механическая сортировка обломочного материала. Состав конгломератов довольно однообразный: около 80% всех обломков составляют мелко- и крупнокристаллические, оолитовые, органогенные, органогенно-обломочные,

неокатаны. В отдельных прослоях конгломератов, особенно в третьем горизонте, в расположении удлиненно-призматических обломков намечается четкая ориентировка согласно с общим напластованием пород. Промежутки между обломками заполняются неравнозернистыми песчанками, сцементированными карбонатно-глинистым веществом.



Фиг. 2. Контакт двух ритмослоев с отсортированной слоистостью

Самый мощный слой конгломерато-брекчий сложен грубым неотсортированным обломочным материалом. В его составе преобладают различные известняки, образующие хорошо окатанную изометричную крупную гальку и валуны размером до $0,4 \times 0,4$; $0,5 \times 0,3$; $0,25 \times 0,25$; $0,5 \times 0,25$ м и т. д. В нем много хорошо окатанных галек и валунов диабазов. Их максимальные размеры $0,6 \times 0,6$; $0,4 \times 0,3$; $0,3 \times 0,25$ м и т. д. Часто встречаются зажатые, совершенно неокатанные куски мелкослоистых алевритистых известняков, известняковых песчанков и алевролитов размером до $0,5 \times 0,7 \times 0,2$; $0,25 \times 0,25 \times$



Фиг. 3. Размыв в основании песчаников, III горизонт

$\times 0,1$; $0,6 \times 0,6 \times 0,15$ м и т. д. Отмечаются обломки косослоистых известковистых песчаников, редкие гальки сидеритовых песчаников и песчанистых сидеритов диаметром до $0,1-0,15$ м. Много переотложенной фауны кораллов и брахиопод, в частности кораллов силурийского возраста (Богуш, Герасимов и др., 1963). Встречается фауна *in situ*, например, кораллы рода *Pseudogastropora lepaica* Kokschi. Несмотря на грубый состав окружающих пород, колонии кораллов поселялись на поверхностях крупных валунов (фиг. 4), но скоро погибли, засыпанные терригенным материалом.

Диамиктиты являются характерными породами первого горизонта. Они слабают выдержанные самостоятельные прослои и выполняют промежутки между блоками

алевролитов и песчаников в слоях глыбовых брекчий. Основную их часть — до 60—70% — составляет бесструктурная песчано-алевролитоглинисто-карбонатная масса, в которой неравномерно распределены обломки разной степени окатанности и размерности: от гравия до крупной гальки и мелких валунов (фиг. 5).

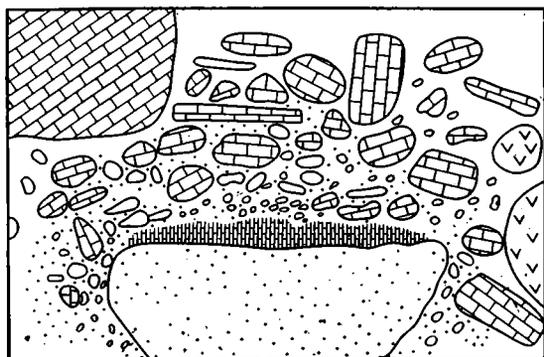
Аналогичные породы описаны в литературе под названиями «валунно-галечных аргиллитов» (Григорьев, Семихатов, 1958), «тиллитоподобных пород» (Чумаков, 1965) и т. п. Р. Флинт, И. Сандерс, Д. Роджерс (Flint, Sanders, Rodgers, 1960) предложили

для таких пород вначале название «симмиктит» (от греч. *symmestion* — смесь веществ любого происхождения), которые позже заменили термином «диамиктит» (от греч. *diatignuti* — смешивать). Он нам кажется наиболее удачным.

Особенности гранулометрического состава песчано-алевроитовой фракции диамиктитов характеризует фиг. 6, III. Кривая распределения фракции очень растянутая, выделяется несколько максимумов, из которых наиболее ярко выражен максимум в зоне мелкого алевролита, менее выражен — в зонах крупного алевролита, мелкого, среднего песчаников и мелкого гравия.

Состав гравийно-галечного материала такой же, как и в конгломератах. Очень часто в диамиктитах заключены крупные (до

0,2—0,5 м в диаметре) куски слоистых тонкозернистых пород с неровными уловатыми, иногда плавными очертаниями, нередко деформированные. Иногда наблюдается захват ими других обломков. Все это свидетельствует о том, что слоистые породы брекчировались и «растаскивались» в пластичном или слабо затвердевшем состоянии.



Фиг. 4. Колония кораллов *Pseudoroemeripora Me- paica Koksch.* среди конгломератобрекчий, III горизонт

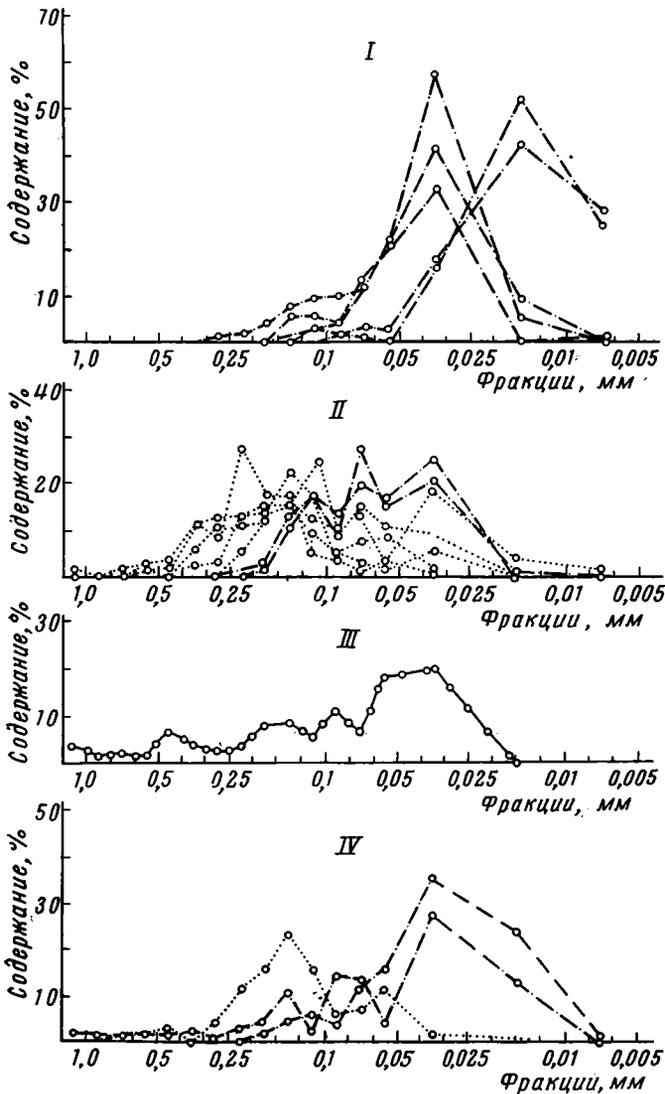


Фиг. 5. Диамиктит, I горизонт

Состав обломочного материала песчано-алевроитовой фракции более разнообразен. Наряду с преобладающими обломками карбонатных пород (58%) здесь встречаются обломки кварца (22%), полевых шпатов (до 8%), кремнистых (4%) и осадочных пород (7,2%).

Песчаники образуют выдержанные слои и прослои мощностью от 0,1—0,2 до 1,5 м, участвуют в строении глыбовых брекчий, являются основной составной частью ритмослоев с отсортированной слоистостью.

Особенностью песчаников является плохая сортировка обломочного материала: максимальное содержание отдельных фракций не превышает 25% (см. фиг. 6, *II, IV*). Медианные размеры зерен обычно находятся в пределах мелкопесчаной фракции — 0,1—0,15, реже 0,21—0,23 мм. По составу обломочного материала большая часть песчаников относится, по классификации А. Г. Коссовской (1962), к семейству граувак



Фиг. 6. Кривые распределения фракций в нормально пересланяющихся породах (*I*), ритмослоях с отсортированной слоистостью (*II*), в диамиктах (*III*) в горизонтах глыбовых брекчий (*IV*)

Точки — песчаники; пунктир — алевролиты; кружки с линиями — диамиктиты

(фиг. 7). Кроме обломков карбонатных пород, содержание которых колеблется от 6,7 до 56%, здесь присутствуют обломки кварца (21,1—53,5%), полевых шпатов (7,8—25,3%), кремнистых пород (до 8,8%), кварцитов (до 4,15%), сланцев (до 0,9%), диабазов (до 7,4%), осадочных пород (до 9,9%), микропегматитов (до 2,2%).

Окатанность большей части обломочного материала слабая. Соотношение обломков и цемента в песчаниках различно. Есть плотные песчаники со скудным содержанием цемента (около 15%), представлены обычно глинисто-кремнистым веществом с примесью, иногда значительной, карбонатного материала. Преобладают песчаники с содер-

жанием цемента 40—45% общей массы породы; цемент кремнистый, карбонатный, глинистый. Обычно в нем содержится много разложившего растительного органического вещества, а также аутигенного пирита, которые обуславливают темную окраску цемента и породы.

Алевролиты слагают самостоятельные пачки мощностью до 6 м и верхние части ритмослоев с отсортированной слоистостью, а также участвуют в строении слоев глыбовых брекчий. В тесной связи с формой залегания находятся особенности их гранулометрического состава. Алевролиты из слоев глыбовых брекчий и ритмослоев с отсортированной слоистостью характеризуются слабой сортировкой обломочного материала (см. фиг. 7). Максимальное содержание преобладающих фракций — 30—35%, медианные размеры зерен в классе крупнозернистого алевролита — 0,05—0,08 мм.

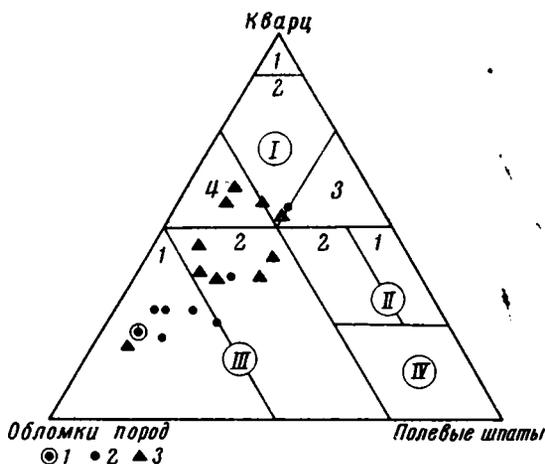
Алевролиты из самостоятельных пачек нормально переслаивающихся пород хорошо отсортированы (см. фиг. 6, 1), содержание основных фракций в них составляет 45—

55%. Обычно в таких пачках переслаиваются алевролиты с различными медианными размерами зерен, например, с $Md=0,05$ и $0,023$ мм.

Состав обломочного материала алевролитов такой же, как и песчаников, уменьшается лишь содержание карбонатных пород (3,1—42,0%), соответственно несколько увеличивается содержание кварца (36,2—60,3%) и полевых шпатов (10,8—29,1%). Поэтому среди алевролитов большее значение приобретает полевошпатово-граувакковые и граувакково-кварцевые разновидности.

Цементом в алевролитах служит кремнисто-глинисто-карбонатное вещество, составляющее 40—60% всей массы породы.

Известняки имеют подчиненное значение. Обычно они встречаются в кровле ритмослоев в виде редких линз, иногда довольно мощных (до 1—2 м). Окраска известняков черная и темно-серая. Основная масса их сложена мелкозернистым кальцитом, постоянно присутствует терригенная примесь (до 15%) — алеври-



Фиг. 7. Классификационные поля диаграммы (по Косовской, 1962):

I — семейство кварцевых песчаников: 1 — мономинеральные кварцевые; 2 — олигомиктово-кварцевые; 3 — аркозово-кварцевые; 4 — граувакково-кварцевые, II — семейство аркоз; 1 — собственно аркозы; 2 — загрязненные граувакковые аркозы. III — семейство граувакк; 1 — собственно граувакки; 2 — полевошпатовые граувакки. IV — полевошпатовые породы. 1 — диамиктиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты

товая или мекопесчаная, распределенная в породе крайне неравномерно. Часто в известняках содержатся спикулы кремнистых губок.

Кремнистые туфы залегают среди алевролитов третьего горизонта. Породы мелкослоистые. Слоистость обусловлена чередованием темно-серых и серо-зеленых витрокластических туфов и розовато-коричневых кристалло-витрокластических туфов, содержащих примесь окисленного железистого карбоната. Мощность отдельных слоев от 2—3 до 15 см. На отдельных участках происходит перемешивание осадков, видны следы волнистой и косоволнистой слоистости.

Витрокластические туфы сложены обломками раскристаллизованного стекла, имеющими самую причудливую форму: серповидную, рогулчатую, нитевидную. Намечается слабая ориентировка удлиненных нитевидных и серповидных обломков. Пирокластический материал хорошо сортирован. Цементируется он тонкоагрегатным кремнисто-хлоритовым веществом, составляющим около 30, иногда до 45—50% всей массы породы. Из аутигенных образований отмечается биотит, хлорит, в отдельных случаях — повышенное содержание кристаллического пирита, замещенного ярко-красными гидроокислами железа; иногда наблюдается локальная или послонная незначительная карбонатизация.

В кристалло-витрокластических туфах содержится значительное количество (до 20—25%) кристаллокластов кварца, полевого шпата, биотита, примесь окисленного железистого карбоната, придающего этим породам розовато-коричневую окраску.

О происхождении «крестьянских» конгломератов было высказано несколько точек зрения. Впервые этот вопрос рассматривался в работах А. П. Ротая, А. И. Гусева и С. С. Флейшмана.

А. И. Гусев и С. С. Флейшман в составе терригенных отложений выделяли две части. Вся часть разреза ниже последнего слоя конгломератобрекчий они относили к нижнему карбону, а верхний слой валунной конгломерато-брекчий рассматривали как ледниковые образования — тиллиты, залегающие в основании нижней перми.

Обоснованная критика этих взглядов была дана А. А. Межвилком (1956).

А. П. Ротай высказал предположение, что толща крестяхских конгломератов по времени образования одновременна с известняками эбэлээхской и бастахской свит турнейского яруса. Дальнейшее развитие эта мысль получила в статье Н. Н. Лапиной (1962), которая доказывает, что «крестяхская конгломератовая толща является целиком синхроничной окружающим ее известнякам эбэлээхской, бастахской и частично тиксинской свит и сформировалась тут же на месте в результате размыва этих же самых известняков, ...а не каких-либо более древних толщ» (стр. 127). Образование грубообломочных пород данной толщи могло происходить, как считает Н. Н. Лапина, «на локальных и временных поднятиях морского дна среди открытого моря, на участках, представлявших собой внутренние отмели; обломки могли образоваться и под водой благодаря действию волнения и подводных течений». Доказательством этой точки зрения Н. Н. Лапина считает: 1) присутствие в крестяхских конгломератах хотя и смешанной, но только нижнекаменноугольной фауны; указание А. А. Межвилка о переотложенной силурийской фауне Н. Н. Лапина считает ошибочным; 2) участие в составе обломочной части только карбонатных пород; 3) отсутствие размывов в основании конгломератовых слоев.

Однако стратиграфические исследования О. В. Юферева, О. И. Богуш и Г. Е. Черняк показали, во-первых, что терригенные отложения крестяхских конгломератов (визейский ярус) по фауне четко отчленяются от лежащих ниже карбонатных отложений бастахской и эбэлээхской свит (турнейский ярус) и подтверждают, во-вторых, данные А. А. Межвилка о присутствии здесь переотложенной силурийской фауны.

Приведенные выше фактические данные о широком развитии размывов (до 0,5–1,0 м) оползневых деформаций, о более разнообразном составе обломочного материала, включающего явно более древние породы (девонские диабазы, докембрийские сланцы, кварциты, микропегматиты), свидетельствуют об ошибочности и остальных двух положений Н. Н. Лапиной.

Наиболее убедительным и обоснованным представляется вывод А. А. Межвилка (1956) об образовании толщи крестяхских конгломератов в период крупного орогенеза, который отождествляется им с судетской фазой герцинского цикла. С этих позиций объясняются все основные литологические особенности разреза крестяхских конгломератов.

На основании изложенных в статье фактических материалов можно более конкретно судить об особенностях накопления этой толщи. Прежде всего отметим, что разрез крестяхских конгломератов, на наш взгляд, не всегда фиксирует положение береговой линии визейского морского бассейна, как это полагают А. А. Межвилк (1956), О. И. Богуш, Е. К. Герасимов и др. (1963). Особенно это относится к раннему периоду визейского времени, когда в районе современного мыса Крестях накопывались алевролиты первого и второго горизонтов. Наиболее совершенная сортировка обломочного материала этих пород и хорошо развитая в них горизонтальная слоистость указывают на формирование их на некотором удалении от береговой линии и на достаточной большей глубине. Значительное обмеление седиментационного бассейна, сопровождающееся общим погрубением осадков, широким развитием коралловой фауны, происходит в заключительные этапы формирования крестяхских конгломератов. Часто встречающиеся в породах третьего горизонта знаки волновой ряби, размывы, ориентировка галечного материала указывают и на повышенную гидродинамическую подвижность водной среды в этот период.

Все специфические особенности терригенных накоплений «крестяхских конгломератов» определенно свидетельствуют о напряженных тектонических движениях, охватывающих в визейское время на Северном Хараулахе материк и области седиментации. Частые сейсмические толчки прерывали нормальное осадконакопление, приводили в движение всю массу накопившегося в прибрежных зонах обломочного материала и давали начало суспензионным потокам различной плотности. Особо плотные их разновидности — грязевые потоки — образовали в разрезе очень своеобразные диамиктитовые породы, менее плотные турбидные потоки — ритмослои с отсортированной слоистостью (Kueneb, Migliorini, 1950). Наиболее сильные сейсмические движения приводили к разламыванию уплотненных массивных алевролитов и песчаников, которые сползали по склону вместе с грязевым потоком и образовывали слои глыбовых брекчий. Как видно из разреза (см. рис. 1), наивысшую активность сейсмических движений имели в начальные периоды накопления толщи «крестяхских конгломератов». В третьем горизонте уже отсутствуют следы крупных оползней, нет слоев глыбовых брекчий, диамиктитов. Однако сейсмическая обстановка и в это время остается достаточно напряженной. Об этом свидетельствуют широко распространенные в третьем горизонте отложения турбидных потоков (ритмослои с типичной «graded bedding»), которые возникают обычно в условиях «...расчлененного подводного рельефа, спазматического поступления больших масс обломочного материала и высокой сейсмичности» (Хворова, Глисева, 1963, стр. 88).

Присутствующие здесь слои кремнистых витрокластических туфов, почти лишенные примеси терригенного материала со следами текучести, связаны, несомненно, с вулканическими проявлениями в центральных частях Верхоянской геосинклинали и еще раз подчеркивают очень высокую активность визейских тектонических движений не только на Северном Хараулахе, но и на всей территории Верхоянья в целом.

Последний слой валунной конгломерато-брекчии обязан своим происхождением, на

наш взгляд, резкой активизации горообразовательных движений на прилегающей суше. В это время происходит некоторая миграция береговой линии в глубь бассейна. Огромная масса разнородного грубообломочного материала выносилась в прибрежные части морского водоема и смещивалась здесь с береговыми обвалами.

Угнетенные и погребенные формы колониальных кораллов, встречающиеся в этом слое, около которых наблюдается разряжение крупных обломков, указывают на то, что грубый обломочный материал поступал с континента отдельными порциями, в промежутки между которыми происходила его переработка и появлялись наиболее жизнеспособные организмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Богуш О. И., Герасимов Е. К., Черняк Г. Е., Юферев О. В. Крестяжские конгломераты устья р. Лены и их аналоги. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1958.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
- Лапина Н. Н. Брахиподы крестяжских конгломератов из устья р. Лены. Тр. ВНИГРИ, вып. 196, № 3, 1962.
- Межвилк А. А. Молассы в устье Лены. Докл. АН СССР, т. 108, № 2, 1956.
- Хворова И. В. О происхождении флиша. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 33 (5), 1958.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 38 (3), 1963.
- Чумаков Н. М. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1965.
- Flint R. F., Sanders I. E., Rodgers I. Symmictite — a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, No 4, 1960.
- Flint R. F., Sanders I. E., Rodgers I. Diamictite, a substitute term for symmictite. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, N 12, 1960₂.
- Kuenen Ph., Migliorini C. I. Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geology, v. 58, No 2, 1950.

Филиал СО АН СССР
Якутск

Дата поступления
3.VII.1965

УДК 553.982

ПРИМЕР ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПОРОД НАД НЕФТЕ-ГАЗОНОСНОЙ СТРУКТУРОЙ

В. А. ШУМЛЯНСКИЙ

Эпигенетически восстановленные породы, залегающие над погребенной антиклинальной структурой, могут являться признаком существования на глубине залежей нефти или газа.

В ряде случаев восстановленные породы вмещают скопления серы и инфильтрационные проявления малых, редких и радиоактивных элементов. В последние годы восстановленные породы исследовались на некоторых экзогенных эпигенетических меторождениях урана в СССР (Батулин и др., 1965).

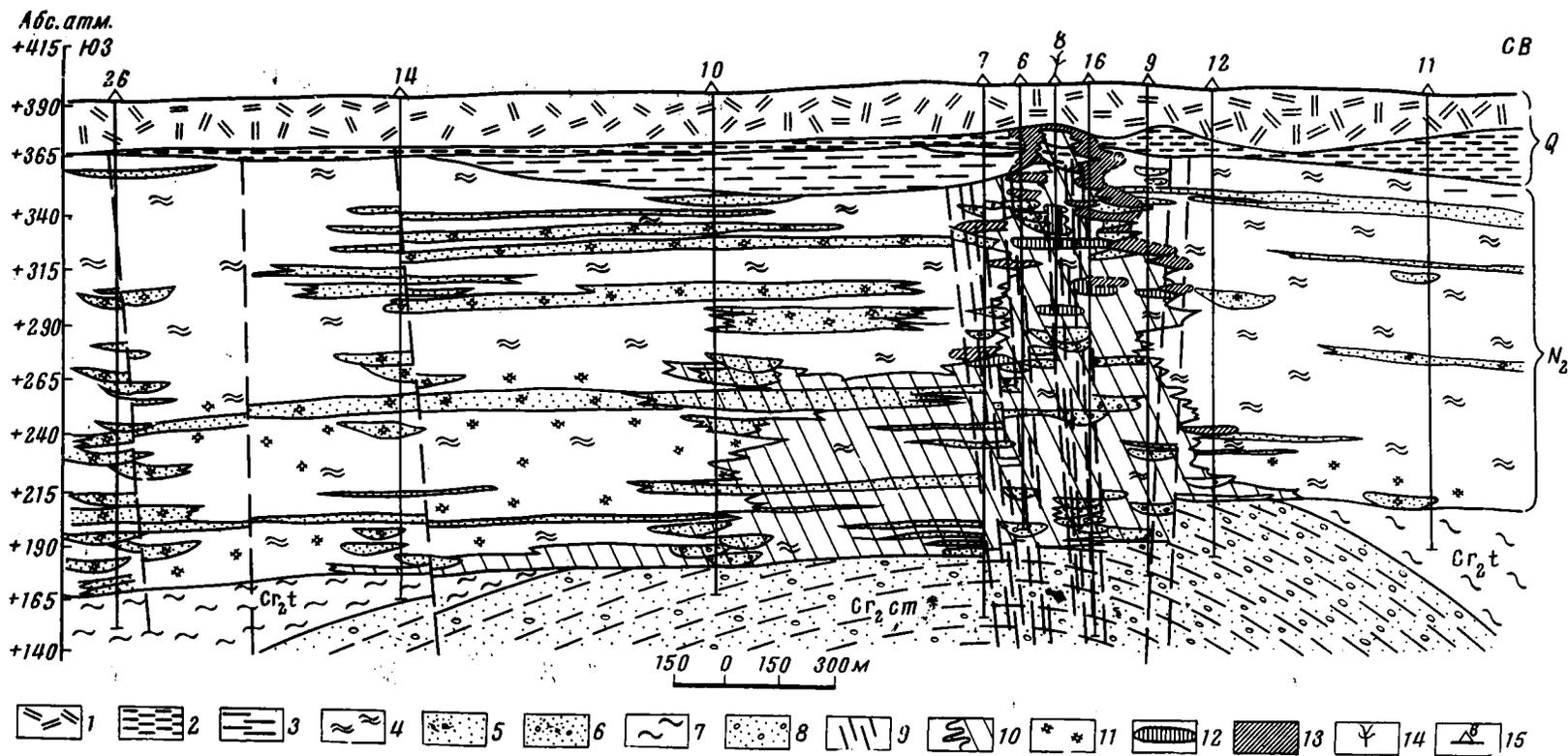
В пределах одной из нефте-газоносных провинций Средней Азии в 1963 г. при структурно-картировочном бурении автор изучал восстановленные породы в отложениях неогенового возраста¹.

В исследованном районе континентальные отложения неогена (верхнего плиоцена) имеют мощность 120—280 м и залегают горизонтально на размытой антиклинали, сложенной осадками верхнего мела (фиг. 1). В сводовой части структуры под отложения неогена выходят гравелиты и песчаники сеноманского возраста. Общая мощность отложений мезозоя достигает 1150—1300 м. Коллекторы верхней юры и альба вмещают залежи газа и нефти, в сеноманских слоях отмечаются газопроявления.

Весь комплекс осадочных отложений, исключая новейшие четвертичные, интенсивно дислоцирован многочисленными сбросами субмеридионального и северо-западного простирания с амплитудами вертикального смещения от первых метров до 100—150 м. Сбросы сопровождаются широкими зонами интенсивной трещиноватости.

Отложения верхнего плиоцена в этом районе представлены песчанистыми глинами бурого цвета с розоватыми, красными, палевыми оттенками. Среди глин залегают лязовидные прослои песка, гравия и галечника, слагающие мелкие врезанные палео-

¹ Минералогические исследования образцов первичных и восстановленных пород проведены А. М. Горуновой, химические анализы выполнены Л. А. Матвеевой и А. Н. Леонтьевой, спектральные анализы — Е. В. Сичковой.



Фиг. 1. Геологический разрез. Составил В. А. Шумлянский

1 — сунесь; 2 — алевролит; 3 — алевропелит; 4 — глина известковистая, красно-бурая; 5 — пески и песчаники; 6 — конгломераты и гравелиты; 7 — глина алевролитистая черная; 8 — песчаники и гравелиты с прослоями алевролитов; 9 — тектонические трещины; 10 — эпигенетически восстановленные породы голубовато-серого цвета; 11 — пияна голубовато-белесого цвета в красно-бурых породах; 12 — эпигенетически кальцитизированные породы; 13 — эпигенетически окисленные породы; 14 — скважина, газифицирующая сероводородом; 15 — скважина и ее номер

Химический состав неизменных и эпигенетически восстановленных пород верхнего палеозоя

Тип изменений пород	Название породы	Количество образцов	Среднее содержание компонентов по химическим анализам														
			Fe валовое	Fe ⁺⁺ общее	Fe ⁺⁺ общее	Fe ⁺⁺ растворимое	Fe ⁺⁺ растворимое	Fe ⁺⁺ сульфидное	S общая	S сульфидная	S сульфидная	CaO	MgO	CO ₂	KB	СП	CaO / MgO
Неизменные	Глина Песок и песчаник	41	2,30	0,64	1,66	0,10	1,40	0,01	0,06	0,05	0,01	13,43	3,20	11,16	0,09	0,10	4,20
			1,78	0,67	4,11	0,12	1,06	0,03	0,08	0,04	0,04	1,10	1,84	1,48	0,15	0,30	0,70
Эпигенетически восстановленные	Глина Песчаник	8	2,39	1,04	1,35	0,50	0,60	0,84	0,12	0,72	11,41	3,16	9,63	1,80	1,20	3,60	
			0,66	0,30	0,35	0,42	0,14	0,15	0,25	0,07	0,18	22,57	0,70	17,66	1,80	1,50	32,30

русла верхнепалеозойской реки. Суммарная мощность прослоев обломочного материала иногда достигает 30% общей мощности разреза неогена.

Неизменные глины содержат значительное количество песка (до 25%) и пелитоморфного карбонатного материала. Кроме того, наблюдаются более крупные выделения кальцита неправильной формы (до 0,15 мм). Глинистые минералы представлены монтмориллонитом с примесью гидрослюда. Бурая окраска глин обусловлена гидроокислами железа.

Неизменные песчаные породы сложены песками и слабо сцементированными песчаниками с глинистым цементом. Пески разнозернистые и главным образом среднезернистые с невысоким содержанием глинистых (8—15%) и алевроитовых (7—9%) частиц.

Обломочный материал представлен кварцем, обломками пород (кремнистые, серицитовые, хлоритовые сланцы, кварциты), полевыми шпатами, в подчиненном количестве отмечаются биотит, роговая обманка, хлорит, мусковит. Аутигенные минералы: гидроокислы железа и марганца, кальцит. Для неизменных песков характерна относительно низкая карбонатность и серовато-бурый цвет, обусловленный обломками кремнистых сланцев и гидроокислами железа. Для сравнительной характеристики неизменных и восстановленных пород нами применяются коэффициент восстановленности пород (KB) и сульфидный показатель (СП).

KB представляет собой отношение суммы содержащей растворимой в двухвалентной соляной кислоте и сульфидной форм двухвалентного железа к содержанию в породе трехвалентного растворимого железа. СП — это отношение содержания сульфидного железа к содержанию растворимого двухвалентного железа. Как видно из таблицы коэффициенты восстановленности и сульфидные показатели неизменных песчаников и глин имеют близкие значения.

Эпигенетически восстановленные породы обладают голубовато-зеленоватой и светло-серой окраской. Они распространены над эродированным сводом антиклинальной структуры и прослеживаются в виде неправильной полосы, вытянутой с юго-востока на северо-запад. Длина ее составляет более 9,5 км, ширина от 300 м до 3,5 км. Наибольшая длина и ширина зоны восстановленных пород прослеживаются вблизи подошвы отложений неогена, наибольшая мощность (до 200 м) в центральной части зоны. Здесь породы серого цвета образуют своеобразные «столбы» вдоль зон трещиноватости и разрывных нарушений, ответвляясь иногда от «столбов» в виде языков по песчаным прослоям. Породы серого цвета часто содержат реликты и крупные прослои пород светло-бурого цвета.

В эпигенетически восстановленных отложениях метан содержится в количествах от 0,5 до 3,0 мл/г породы². Фоновые значения составляют около 1,0 мл/г породы, что более чем в три раза превышает фон содержания метана в неизменных красновато-бурых породах — 0,3 мл на 1 г породы (от 0,1 до 1,2 мл/г).

Одна из скважин на глубине 120 м вскрыла в восстановленных отложениях неогена сероводородную залежь, связанную с зоной трещиноватости. Предполагается, что восстановительный флюид проникает в отложениях неогена из песчано-гравелитовых осадков сеноманского возраста и еще глубже залегающих слоев мела через эрозионное окно в своде антиклинали и по многочисленным разрывным нарушениям.

² Содержания углеводородных газов в образцах керн скважин определялись в Узбекском геофизическом тресте (1963 г.).

В результате взаимодействия восстановительного флюида с вмещающими породами в последних образуются пирит, хлорит, битумы, кальцит и другие минералы, придающие породе серую окраску различных оттенков.

Восстановленные глинистые породы имеют серый, светло-голубовато- и зеленовато-серый цвет. По гранулометрическому составу они не отличаются от первичных глин. Новообразованными в восстановленных глинах являются сульфиды, хлорит, битумы, барит и алуниит. Как видно из таблицы, в восстановленных глинах резко увеличивается количество двухвалентной растворимой (за счет хлорита) и сульфидной форм железа. Карбонат претерпевает только перекристаллизацию.

Эпигенетически восстановленные песчаники имеют серый и голубовато-серый цвет. Цемент карбонатный и глинисто-карбонатный. Кальцитовый цемент обычно кристаллически-зернистый с характерной неравномерной структурой. Среди карбонатной массы иногда отмечаются реликты глинистого цемента.

Состав обломочного материала тот же, что и в неизменных породах. Характерна только сильная коррозия обломочного материала кальцитом. Кроме кальцитизации в песчаниках широко распространены пиритизация, образование алуниита, самородной серы, барита, халцедона, битумов.

В результате кальцитизации CaO резко преобладает над MgO (см. таблицу), в то время как в неизменных песках количества их примерно равны. КВ и СП восстановленных песков и глин свидетельствуют об одинаковой степени их восстановленности.

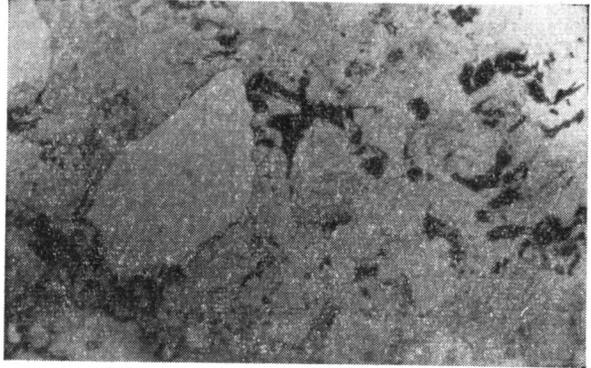
Сульфиды железа в восстановленных глинах найдены повсеместно, содержание их колеблется от сотых долей процента до 10—15%. В песчаниках пирит отмечается визуально значительно реже. Количество его и размеры выделений заметно увеличиваются к подошве отложений неогена и вблизи зон трещиноватости. Иногда отмечаются прожилковидные выделения пирита, главным образом в крепких карбонатных породах (фиг. 2). В верхней части разреза неогена, особенно вблизи контакта восстановленных и неизменных пород, преобладает мельниковит. Он густо пропитывает участки породы в виде пятен разнообразной формы. Марказит отмечен в единичных случаях (мелькие копьевидные кристаллы).

Хлорит находится в тесной связи с глинистыми минералами и встречен только в восстановленных глинах. Он локализуется в средней и нижней частях разреза отложений неогена, вблизи зон трещиноватости. Мелкочешуйчатый хлорит образует пятна и гнездообразные выделения светло-зеленого цвета. Спектральный анализ скоплений хлорита обнаруживает в сотых долях процента V, Cr, Mn, Zn.

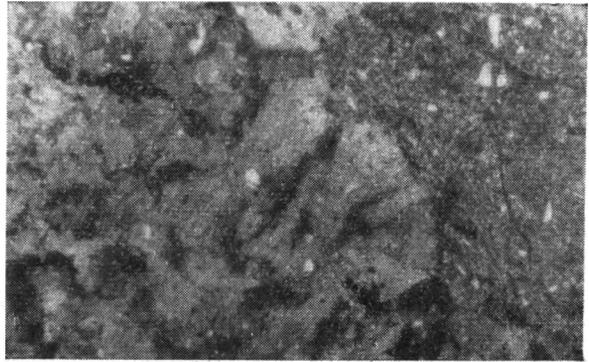
Кальцит в эпигенетически восстановленных глинах и песчаниках представлен обычным кристаллически-зернистым агрегатом (фиг. 3). Он выполняет мелкие пустотки, образует секущие прожилки. Часто можно наблюдать замещение кальцитом глинистых минералов, которые иногда сохраняются в виде небольших реликтовых участков в известковистых породах. В песчаниках, как уже указывалось, кальцит замещает глинистый цемент и корродирует обломки пород.

Битумы в восстановленных глинах представлены растворимыми формами, преобладают маслянистые битумы А и С.

Реже встречаются средний и смолисто-асфальтовый битумы. В песчаниках би-



Фиг. 2. Пирит замещает кальцит в цементе гравелита (шл. № 900). Николь один, увел. 50



Фиг. 3. Карбонатизированная песчаная глина (шл. № 608). Кальцит замещает глинистое вещество. Николь +, увел. 50

тумы наблюдаются не только в виде мелких включений, но и как тонкие пленки по вертикальным трещинам (на глубине 81 м). Находки видимого битума чрезвычайно редки. Твердый битум желтовато-бурого и красновато-желтого цвета, блеск эмолистый. В хлороформе битум нерастворим. Химический анализ породы, обогащенной битумом, следующий (%): С 8,42; Н 0,85; H_2O 2,52.

В этих же образцах установлены заметные количества растворимого среднего битума. По данным спектрального анализа, в золе твердого битума в количествах около 0,01% содержатся Мп 0,09³; V 0,015; Cr 0,02; Zr 0,02; Zn 0,005; Sr 0,04; Ba 0,05, а в количествах около 0,001% — Ni 0,008; Co 0,003; Mo 0,0002; Pb 0,0016; Ga 0,0015; Be 0,0006; Y 0,0028; Yb 0,0002.

Барит наблюдается в виде мелких прозрачных таблитчатых кристаллов с показателем преломления 1,642. Он также отмечается в сотых долях процента в тяжелой фракции глин. Иногда барит приурочен к трещинам в восстановленной глине, обогащенной мелкозернистым пиритом и чешуйчатым хлоритом.

Алунит образует в глинах и песчаниках гнезда неправильной формы, выполняет пустоты и трещины.

Обычны массы белого цвета, часто в тонкой смеси с глинистыми минералами. В иммерсии наблюдаются глиноподобные массы, состоящие из чешуек ($N=1,561-1,564$). Принадлежность описанных глинистых масс к алулиту подтверждается термическими анализами.

Халцедон отмечен в эпигенетически восстановленных песчаниках вблизи скоплений алунита. Для халцедона характерны редкие округлые выделения с лучистым строением.

Результаты изучения эпигенетических изменений в восстановленных породах неогена, а также анализы состава газов в керне буровых скважин указывают на то, что восстановительный флюид состоит из углекислого газа, сероводорода, метана и его гомологов. Поступая в отложения неогена из газовых залежей в породах мезозойского возраста, он вызывает эпигенетическое восстановление песков и глин.

При этом в глинах происходит перекристаллизация карбонатного материала, восстановление гидроокислов железа с образованием сульфидов, образование хлорита. В песках — восстановление сероводородом гидроокислов железа и карбонатизация (привнос Са и CO_2).

В результате окисления сероводорода кислородом пластовых и грунтовых вод при участии бактерий в отложениях неогена образуются самородная сера и серная кислота. Последняя вызывает алунитизацию глин и образование халцедона. Возможно, с появлением серной кислоты связано и возникновение барита.

Битумы, получившие распространение в восстановленных песках и глинах, присеены в породы нефтепроизводным флюидом, причем твердый битум, по-видимому, также имеет конденсационное происхождение.

Восстановительный эпигенез превращает породы, обладавшие значительным окислительным потенциалом, в восстановленные породы, насыщенные сульфидами железа и битумами.

Этот процесс, по-видимому, имеет широкое распространение в красноцветных толщах Средней Азии; в ряде случаев он «подготавливает» породы к возникновению в них инфильтрационных скоплений малых, редких и радиоактивных элементов под действием нисходящих грунтовых вод.

ЛИТЕРАТУРА

Батулин С. Г., Головин Е. А. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Атомиздат, 1965.

Краснохолмская экспедиция
Главного геологоразведочного управления
г. Ташкент

Дата поступления
12.X.1965

³ Среднее содержание элемента в земной коре (Виноградов, 1956; Ранкама и Сахама, 1950).

МЕТОДИКА

УДК 553.64 : 549.755 : 549.12

О ПРИМЕНЕНИИ МЕТОДА РЕПЛИК ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Ю. В. МИРТОВ, Г. А. КРОТОВ, М. И. СИМКИНА

Как известно, природные фосфориты большей частью имеют скрытокристаллическую структуру. По этой причине методы оптической микроскопии дают очень мало сведений о форме, распределении и размерах кристаллов фосфата. Фосфатное вещество подчас выглядит аморфным, и лишь рентгеноскопическое изучение позволяет говорить о его кристалличности. Эти особенности присущи и фосфоритам Горной Шории. Среди них выделяются: пластовые фосфориты верхнего протерозоя, желваковые фосфориты нижнего кембрия и карстовые фосфориты коры выветривания мезо-кайнозойского возраста (Миртов и др., 1964).

Пластовые фосфориты сложены фторапатитом ($a=9,37 \text{ \AA}$; $c=6,88 \text{ \AA}$; $N_g=1,630 \pm 0,002$; $N_p=1,624 \pm 0,002$), находящимся в тонком прорастании с доломитом и кальцитом. Фторапатит концентрируется в сгустки и неправильные пятна, обычно имеет темный цвет благодаря примеси органического вещества, в скрещенных николях выглядит изотропным.

Желваковые фосфориты встречаются среди песчано-алевролитно-глинистых пород и сложены тоже фторапатитом ($a=9,36-9,37 \text{ \AA}$; $c=6,88-6,89 \text{ \AA}$). В желваках содержится значительная примесь обломочных частиц и спиккуль губок. Фосфатное вещество без анализатора имеет буроватый оттенок, в скрещенных николях кажется изотропным.

Карстовые фосфориты образуются за счет переработки пластовых фосфоритов и фосфатсодержащих карбонатных пород в зоне выветривания. Этот процесс приводит к заметной перестройке состава фосфатного минерала, что сказывается на появлении иных параметров его кристаллической решетки ($a=9,34 \text{ \AA}$, $c=6,88 \text{ \AA}$, $N_g=1,624 \pm 0,002$; $N_p=1,618 \pm 0,002$). Судя по ним, а также по химическим анализам и оптическим свойствам, фосфатное вещество относится к карбонатфторапатиту. Эти фосфориты также образуют ультрамикрзернистые агрегаты и лишь изредка хорошо окристаллизованные инкрустационные корочки.

Для изучения микроstructures указанных фосфоритов мы попытались применить метод реплик. В последнее время он получил большее развитие благодаря работам Г. С. Грицаенко и др. (1961). Методика в принципе сводится к следующему. На свежий излом породы под определенным углом напыляется угольная пленка с одновременным оттенением рельефа образца платиной. Затем пленка отделяется от образца и просматривается под электронным микроскопом.

Пленку можно отделить, либо растворив образец в кислоте, либо сняв его с помощью толстого слоя желатин, которая, высыхая и сокращаясь, отрывает платиноугольную пленку от породы. После отделения реплики желатина отмывается в горячей воде. Первый способ для наших пород оказался непригодным, так как пленка из-за выделения CO_2 разрывалась на мелкие части. Второй способ более удобен и позволил получить достаточно четкие реплики. Следует отметить, что для растворения желатин мы пользовались не горячей водой, как это рекомендует Г. С. Грицаенко и др., а 10%-ным водным раствором роданистого аммония, в котором желатина растворяется на холоду в течение 15—20 мин. без набухания. Это позволяет избежать дополнительных деформаций пленки, возникающих при разбухании желатин в горячей воде. Такая методика позволила получить реплики достаточно хорошего качества.

Изучение реплик различных фосфоритов под электронным микроскопом (ЭМ-7) позволило установить существенную разницу в морфологии кристаллов апатита для генетически различных фосфоритов. Оказалось, что пластовые и конкреционные фос-

фориты слагаются преимущественно хорошо образованными кристаллами изометричного облика размером менее 1 мк (фиг. 1). Изометричность обусловлена интенсивным развитием граней гексагональной бипирамиды (видимо, $\{1\bar{1}21\}$ и $\{2\bar{1}31\}$) и пинакоида $\{0001\}$. Мельчайшие кристаллы (около 0,1 мк) подчас обладают призматическим габитусом благодаря преобладающему развитию граней призмы $\{10\bar{1}0\}$.

Карстовые фосфориты обладают значительным разнообразием ультрамикроструктур. Кристаллы имеют преимущественно призматический габитус. Грани бипирамид, как правило, отсутствуют (фиг. 2). Размеры кристаллов варьируют в широких пределах — от нескольких микрон до сотых долей микрона.

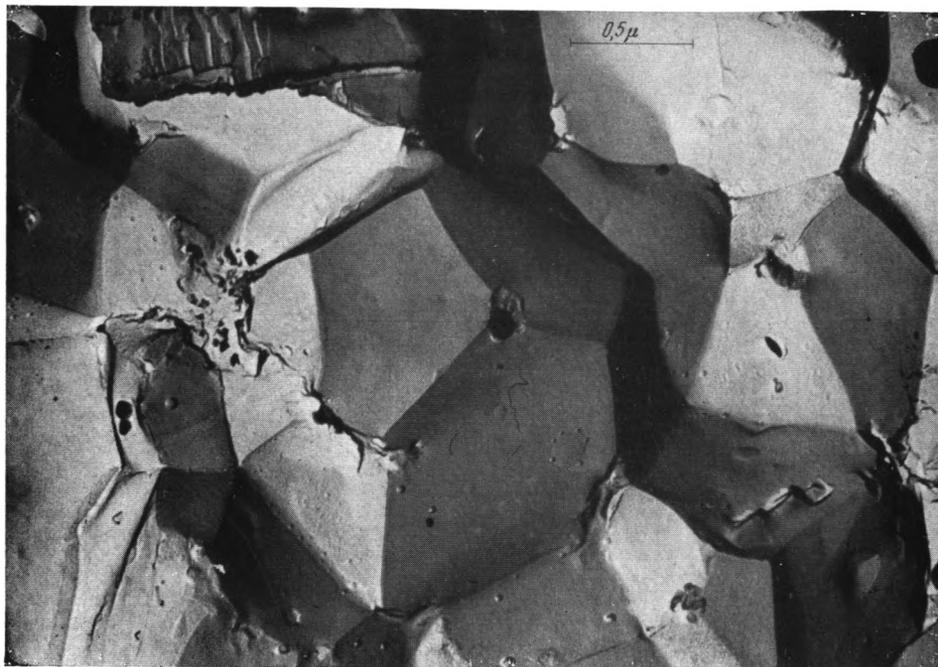
Описанные выше особенности, по-видимому, обуславливают способность фосфоритов коры выветривания легко растворяться в лимонной кислоте. Это дает возможность использовать их в качестве фосфоритной муки. Резкое различие габитуса апатитовых кристаллов указывает на возможность генетической и практической интерпретации полученных материалов. Но для выявления более определенных закономерностей следовало бы провести подобное же изучение фосфоритов на более обширном материале.

ЛИТЕРАТУРА

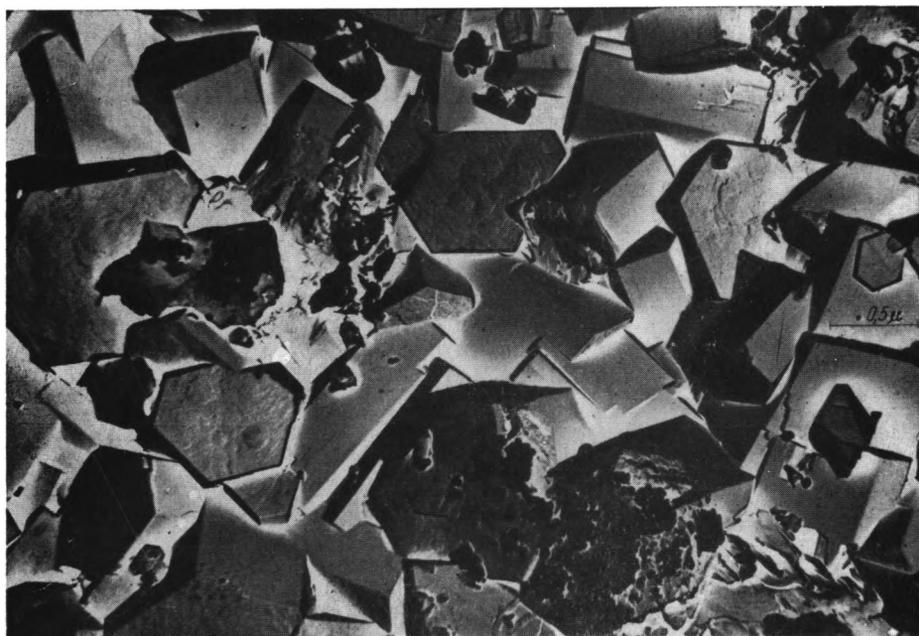
- Грицаенко Г. С., Рудницкая Л. С., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. Изд-во АН СССР, 1961..
- Миртов Ю. В., Цыкин Р. А., Валюженич З. Л., Александров К. И. Марганцевоносные и фосфоритоносные формации нижнего кембрия и верхнего протерозоя Западной Сибири.— В кн.: «Осадочные формации Сибири». Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1964.

Западно-Сибирское
геологическое управление
Новокузнецк

Дата поступления
18.IV.1966



Фиг. 1. Кристаллы фторапатита, электронная реплика. Черный пластовый фосфорит, участок Кызас, западный склон г. Патык, Горная Шория



Фиг. 2. Кристаллы карбонатфторапатита, электронная реплика. Черный карстовый фосфорит, участок Нымзас, Горная Шория

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 574.5 : 551.83

ПО ПОВОДУ СТАТЬИ И. З. КОЛЕСНИКОВОЙ «МАТЕРИАЛЫ К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНЫХ ПРЕДГОРИЙ МАЛОГО КАРАТАУ В ЭПОХУ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ»¹

С. Б. БАКИРОВ, Г. А. ЯРМАК

Статья И. З. Колесниковой, посвященная палеогеографии, в сущности, Чуйской впадины в верхнем палеозое, содержит значительные искажения фактического материала, ошибки методического характера, а выводы автора часто необъективны. Учитывая важность затронутой автором темы, нельзя обойти ее молчанием.

Одним из основных вопросов палеогеографической реконструкции является, как известно, установление областей суши и сноса материала. И. З. Колесникова на весьма ограниченной площади юго-западного борта Чуйской впадины для разных эпох позднего палеозоя выделяет, наряду с областью суши со стороны Малого Каратау, область сноса и с севера. Так, для первой половины среднекаменноугольной эпохи ею отмечается «питающая область, .. между современными поднятиями Кумис-Тюбе и р. Асса» (стр. 155). Она сохранилась в виде останца и в верхнекаменноугольную эпоху. В ранней перми северная область питания была «основной областью сноса» (стр. 163), а в позднепермскую эпоху — единственной.

Что питающей провинцией юго-западной части Чуйской впадины в позднем палеозое явился современный хр., Каратау не вызывало ни у кого сомнения со времен В. Н. Вебера. Что же касается областей сноса с севера и северо-востока, т. е. с самого центра Чуйской впадины, то они вызваны, скорее всего, стремлением выдать желаемое за действительное. Уже один тот факт, что на всей приведенной в схемах автора площади и далее на север распространены непрерывные и полные разрезы верхнепалеозойских отложений, свидетельствует о том, что рассматриваемая территория в течение всего позднего палеозоя представляла собой область аккумуляции осадков, а не область денудации и сноса.

Главным доводом И. З. Колесниковой в пользу наличия областей сноса на севере служит характер изолиний отношений медианных размеров зерен к коэффициенту сортировки. Однако приведенные в статье карты изолиний *Md/So*, названные почему-то «Схемой областей сноса», построены неправильно. В этом можно убедиться, бегло просмотрев числа. Правильно построенная по исходным данным автора схема для нижне-кызылканатского времени (см. фигуру) полностью развенчивает «питающую область, приуроченную к поднятию, проходившему в субмеридиональном направлении и располагавшемуся между современными поднятиями Кумис-Тюбе и р. Асса» (стр. 155).

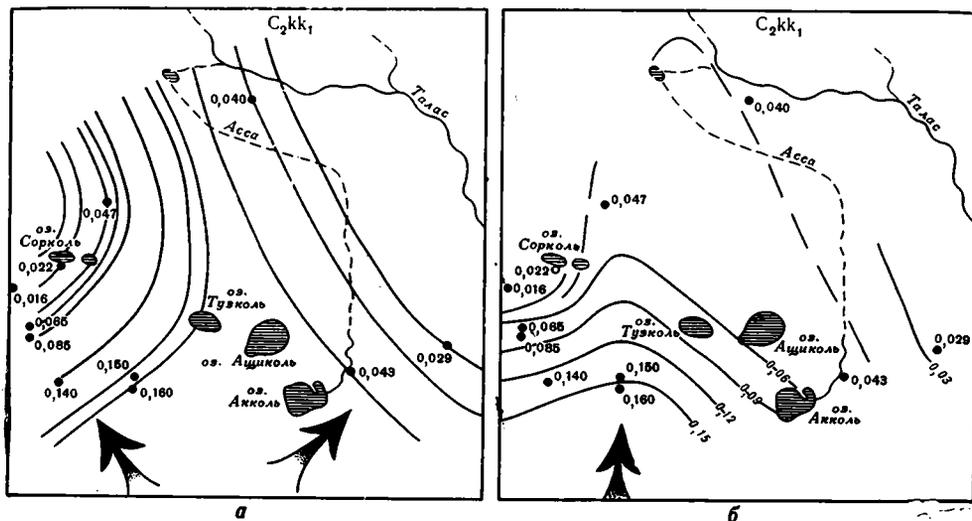
Вторая методическая ошибка автора статьи заключается в недостаточном количестве гранулометрических анализов, положенных в основу этих схем. Во всех схемах «областей сноса» читатель видит лишь единичные, к тому же не привязанные к опорным горизонтам анализы для толщ, имеющих в разрезе перемежающийся литологический состав и значительные мощности (100—700 м). Например, в третьей схеме пять из девяти точек представлены лишь единичными анализами.

Доводом в пользу существования северных областей сноса, по автору, является наличие в юго-западных разрезах «единичных зерен турмалина, корунда, андалузита, в то время как в юго-восточных разрезах эти минералы отсутствуют... По данным спектральных анализов, в юго-восточных разрезах отмечаются следующие элементы: в низах разреза — стронций, марганец, в разрезе скв. 56 и 57 — галлий. В юго-западной

¹ Труды КазПТИ, сб. 25, 1965.

части разреза они отсутствуют. Это лишний раз подкрепляет предположение о наличии двух различных областей сноса» (стр. 158).

Разберем, насколько подобные факты могут приниматься всерьез. Если вспомнить утверждение автора о том, что на западе размывались карбонатные породы тамдинской серии и нижнего карбона, а на юго-востоке — метаморфические терригенные породы каройской серии и гранитоиды, то наличие турмалина, корунда, андалузита на юго-западе не только не подкрепляет сделанные выводы, а звучит парадоксально. Неоднократно отмечаемая особенность распределения роговой обманки «в убывающем



Изолинии отношений Md/So для пород нижнекызылканатской подсвиты хр. Малою Каратау

а — по И. З. Колесниковой; б — составленные С. Б. Бакировым по числовым данным И. З. Колесниковой

Цифры — значения Md/So , стрелка — направление сноса

количестве с юга на север» (стр. 162), «уменьшение ее с юга на север и северо-запад» (стр. 163) также, несомненно, развенчивает северные провинции И. З. Колесниковой. Содержание роговой обманки как минерала со значительным удельным весом должно уменьшаться именно в сторону, противоположную от источника сноса. Качественное присутствие или отсутствие в спектральных анализах стронция, марганца, галлия, ванадия, меди, молибдена, кобальта и др. в той или иной части области аккумуляции свидетельствует лишь о различных гидрохимического режима водоема, но отнюдь не о разных областях сноса, так как перечисленные элементы являются аутигенными компонентами осадка.

К числу явных заблуждений относится и другое высказывание И. З. Колесниковой: «Следует особенно подчеркнуть, что вывод о наличии второй области сноса на сесере... получил подтверждение... геофизическими работами» (стр. 155). Подтверждение заключается в том, что на геолого-сейсмическом профиле А. Б. Ли и др., «между скв. 53 и 3Г показано поднятие и уменьшение мощности нижнекызылканатской подсвиты» (стр. 155). Почему любое поднятие и уменьшение мощности должны указывать на непрерывное существование области сноса?

В качестве примера необоснованных суждений можно привести фразу: «Основная питающая провинция для поздне-нижнепермских отложений располагалась на северо-востоке района, где в это время происходил интенсивный размыв расположенного к северу-западу от описываемой территории субширотного Тастинского поднятия» (стр. 163. — Курсив наш). Не касаясь природы и более молодого, чем пермь, возраста Тастинского поднятия, стоит поразмыслить над тем, каким образом это поднятие, расположенное к северо-западу от северо-западного угла приложенных схем в 80 км, могло служить питающей областью с северо-востока? В действительности же, к северо-востоку от данной территории верхнепалеозойские отложения достигают наибольшей мощности, превышающей 2200 м (скв. б—г), что указывает на участки устойчивых максимальных погружений.

Таким образом, ни для одного из шести стратиграфических подразделений не находим подтверждений существования вторых «северных» областей сноса.

Невозможно перечислить все поверхностные высказывания автора. Чтобы не быть голословными, остановимся на некоторых из них. Гальки кислых эффузивов в породах верхнего палеозоя, по И. З. Колесниковой, «представляют собой продукт перераспределения гальки из гравелитов нижнего кембрия... (малокаройской серии)» (стр. 158),

а «появление небольшого количества... роговой обманки» в породах дает основание ей заключить, что «в это время размываются послеордовиковские гранитоидные интрузии» (стр. 160). Однако в статье читатель не найдет какой-либо сравнительной характеристики роговых обманок гранитоидов и верхнепалеозойских образований, чтобы согласиться с этим утверждением. Кроме того, достоверно известно, что ничтожные по размерам два-три массива малокаратавских гранитоидов в позднем карбоне — перми были перекрыты чехлом нижнекаменноугольных морских отложений мощностью до 3 км.

Мощности гравелитов в малокаройской свите составляют менее сотых долей процента от мощности свиты, а гальки эффузивов в них — менее 30%. В составе галек грубообломочных пород верхнего палеозоя, кроме нижнекембрийских каройских, преобладают обломки пород тамдинской серии среднего — верхнего кембрия, ордовика и нижнего карбона. Трудно представить скопление перемытых галек эффузивов из таких ничтожных источников, как малокаройские гравелиты. Кроме того, отсутствуют минералого-петрографические и химико-физические анализы, доказывающие сходство малокаройских и верхнепалеозойских обломков эффузивных пород.

К числу недоразумений относится и утверждение, что «Более глубокая часть бассейна в верхнекаменноугольное время (?) находилась... и на востоке в районе скв. 56» (стр. 161), где однозначно устанавливается подводно-дельтовый фациальный пояс.

Поверхностный и небрежный характер статьи подтверждается вольным обращением автора с геологической терминологией. Так, еще в заголовке статьи верхний палеозой переведен в разряд эпохи, а в тексте — времени. В подзаголовках эпохи названы временем: «среднекаменноугольное время» (стр. 155), «верхнекаменноугольное время» (стр. 166), «верхнепермское время» (стр. 164) и т. п. Малокаройская свита местами названа «серией» (стр. 158).

Если отбросить из разбираемой стадии положения и выводы, рассмотренные выше, то в статье остаются данные общего характера, заимствованные (в некоторых случаях дословно) из рукописных, часто устаревших материалов.

ХРОНИКА

УДК 552.57 : 552.58

**ЗАСЕДАНИЯ МЕЖДУНАРОДНЫХ КОМИССИЙ
ПО УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ
И УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ**

П. П. ТИМОФЕЕВ

В Испании, в Мадриде, с 17 по 21 октября 1966 г. состоялись заседания Международных комиссий по углепетрографическому анализу и углепетрографической номенклатуре. Заседания проходили в Институте объединенных научных исследований и техники «Хуана Сиерва» (Patronato de Investigacion Cientifica y Tecnica «Juan de la Cierva»). В работе комиссий участвовали 32 делегата из 12 стран: Австралии, Бельгии, Болгарии, Венгрии, ГДР, Италии, Испании, СССР, США, Франции, ФРГ и Югославии. От Советского Союза присутствовали: председатель Национального комитета геологов СССР член-кор. АН СССР И. И. Горский, заместитель директора по научной части Геологического института АН СССР П. П. Тимофеев и заведующий лабораторией парагенеза каустобиолитов Института геологии и разработки горючих ископаемых Министерства нефтедобывающей промышленности СССР проф. И. И. Аммосов.

Заседание Международной комиссии по углепетрографической номенклатуре было открыто президентом В. Спакманом (Spackman, США), который кратко сформулировал вопросы, подлежащие рассмотрению.

Большое внимание было уделено характеристике и классификации мацералов группы витринита каменных углей и его аналога в бурых углях — гуминита. Трудность диагностики и сложность состава мацералов этой группы с давних пор приводили исследователей к различному их пониманию. Это объясняется в значительной мере чисто петрографическим подходом к изучению мацералов группы витринита без учета особенностей их генезиса, обусловленного не только фациями торфонакопления (тип вещества), но и палеогеографическими обстановками осадко- и угленакопления в целом (структура вещества). Однако за последнее время дискуссия по этому вопросу стала приобретать все более и более генетический аспект. В результате наметились вполне определенные успехи в выработке принципов классификации мацералов группы витринита — гуминита. Они сводятся при их выделении главным образом к установлению степени разложения и измельчения лигнино-целлюлозных тканей в процессе гелефикации, т. е. к установлению структуры вещества мацералов и размерности последних.

В связи с решением комиссии в Будапеште (1965 г.) Б. Альперн (Alpern, Франция) сделал доклад по мацералам группы витринита, в котором он обобщил представления М. Тейхмюллера (Teichmüller, ФРГ), М. Т. Маковской (Mackowsky, ФРГ), Г. Якоба (Jacob, ФРГ), Ф. Бергера (Berger, ФРГ), Л. Шооша (Soos, Венгрия), Д. Минчева (Minchev, Болгария), О. Малана (Malan, Чехословакия), Е. Зонтага (Sontag, ГДР), И. И. Аммосова, П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой и некоторых других и высказал свою точку зрения по этому вопросу. Альперн подразделяет мацералы группы витринита на телинит, гомоколлинит (витринит А, криптотелинит) и гетероколлинит (витринит В).

Оживленной была дискуссия относительно понимания термина «телинит». Одни исследователи считают телинитом только стенки клеток, другие — гелефицированный фрагмент ткани в целом. Альперн полагает, что если заполнение клеточных полостей в телините является нормальным процессом гелефикации лигнино-целлюлозных тканей, то рассмотрение в телините отдельно стенок клеток и вещества, заполняющего полости клеток, является искусственным, так как эволюция растительного материала в процессе гелефикации приводит в конечном итоге к исчезновению клеточной структуры в тканях и превращению растительного материала в коллинит. Если степень гелефикации должна отражаться в номенклатуре мацералов группы витринита, то, по его

мнению, это можно представить в виде ряда: ксилитины — ксилотелиниты — телитины — гомоколлитины (криптотелиниты) — гетероколлитины или, по системе Геологического института АН СССР (Москва), телитины — посттелиниты — преколлитины — коллитины. В том случае, если полости клеток оказываются заполненными инородным материалом, например, смоляными телами или в ряде случаев коллитинами, то телитинитом следует считать, естественно, стенки клеток. М. Т. Маковская, И. И. Аммосов и некоторые другие по-прежнему считают, что под телитинитом следует понимать только стенки клеток. П. П. Тимофеев отметил, что Альперн, обобщая материалы различных исследователей по группе витринита, обратил внимание именно на те критерии, которые позволяют правильно подойти к классификации мацералов группы витринита, а следовательно, и к выработке единого их понимания. Это именно тот принцип, который положен в основу разработанной Геологическим институтом АН СССР (Москва) генетической классификации гумусовых углей и их мацералов (микрокомпонентов).

Одновременно обсуждался вопрос о понимании термина «коллитин». Коллитин Альперн подразделяет на гомоколлитин (криптотелинит) и гетероколлитин. Он считает, что гомоколлитин — фрагменты тканей, лишенные клеточной структуры, имеют четкие контуры, но не раздроблены Г. Г. Тейлор (Taylor, Австралия) ранее (1964 г.) этот мацерал обозначал как витринит А, а в настоящее время именуется его коллитинитом. И. И. Аммосов гомоколлитин относит также к коллитиниту. Гетероколлитин, по представлению Альперна, является основой бесструктурной массы, цементирующей различные компоненты угля. Тейлор этот мацерал вначале именовал витринитом (1964 г.), а теперь обозначает как гетеринит (1966 г.). И. И. Аммосов его называет микстинитом. М. Т. Маковская и большая часть членов комиссии пока не подразделяют коллитин и лишь по-разному его именуют.

Под коллитинитом мы понимаем только основную бесструктурную массу, а гомоколлитин, или, иначе, криптотелинит, соответствует телитиниту в широком понимании этого слова. Кроме того, к телитиниту мы относим ксилен и ксиловитрен, т. е. ткани, имеющие полые или полузапавшие клетки. Эти мацералы, как правило, являются углеобразующими и встречаются в виде включений в углях.

В результате дискуссии по вопросам, связанным с пониманием мацералов группы витринита, не было выработано единой точки зрения.

Заслуживает внимания доклад Г. Хагемана (Hagemann, ФРГ) об итогах состоявшегося в апреле 1966 г. в г. Аахене (ФРГ) коллоквиума по унификации принципов выделения и терминологии мацералов группы гуминита. Хагеман охарактеризовал систему классификации мацералов и ассоциаций мацералов углей, разработанную Бергером. В ней выделяются: 1) первичные мацералы, объединяющие те, которые имеют телитинитовую структуру (гумо-, суберо-, фузо-телиниты). Под телитинитом Бергер понимает скопления клеток, т. е. ткань, а не просто клеточные стенки, как это указано в Международном словаре по петрологии углей. К этому же подразделению относятся экзиниты, а также мацералы, заполняющие клетки, — флобафиниты, резиниты, хлорофиллиниты и грибковые остатки — фунгиниты; 2) вторичные мацералы: детриниты, возникшего при разрушении структурных мацералов, и гелиниты — продукты химических изменений структурных мацералов. Определенные сочетания мацералов, по Бергеру, образуют микролитотипы.

В ходе обсуждения предложенной Бергером классификации мацералов и их ассоциаций, а также классификаций других исследователей, участники коллоквиума пришли к следующему заключению. Группу мацералов гуминита необходимо подразделить на отдельные мацералы: телитины, детриниты, гелиниты и флобафиниты. При этом было решено под гелинитом понимать чистый гель, телитинитом считать ткань, состоящую из скопления не менее трех клеток; флобафинит отличать от гелинита по цвету и форме заполнения клеток. Относительно понимания детринита еще не пришли к окончательному решению, так как пока нет отчетливых критериев отличия частиц детринита от гелевых комков. Для более точной диагностики перечисленных мацералов сочтено необходимым провести измерение отражательной способности их и полученные данные сопоставить с результатами химического исследования мацералов.

Разбирался вопрос о четком разграничении понятий: гелефикация органического вещества в первичных условиях его преобразования и витринизация, связанная с процессом углефикации. В связи с этим принято решение при изучении бурого угля регистрировать мацералы как среди телитинитовой, так и детринитовой группы: не гелефицированные, умеренно гелефицированные, сильно гелефицированные и полностью гелефицированные. При этом обсуждался вопрос методики определения степени гелефикации растительного материала. В одном из предложений была высказана возможность определения степени гелефикации по плотности структуры вещества мацерала. Согласно этому предложению следует применять 20-точечный окуляр для определения пропорции пор и вещества стенки клетки ткани. При этом необходимо учитывать, что плотность вещества мацерала зависит также и от степени углефикации. Бергер указал на возможность определения степени гелефикации растительного материала с помощью наблюдения мацерала в затемненном поле.

Обсуждение соотношений мацералов бурого и каменного угля привели участников коллоквиума к заключению, что телинит каменного и бурого углей возникает в один и тот же период углеобразования. Однако вследствие общей гомогизации гумусового материала при углефикации возникают большие трудности в сопоставлении отдельных

мацералов группы гуминита (бурый уголь) с мацералами группы витринита (каменный уголь). При обсуждении этого вопроса члены Комиссии пришли к единому мнению о необходимости всеми методами исследовать коллиниты каменных углей, чтобы найти точные критерии их разграничения.

Р. Р. Томпсон (Thompson, США) изложил результаты исследования коксования мацералов группы витринита. Он указал, что по отношению к процессу коксования выделяются два типа витриноидов (по системе Стопс-Геерлена этот термин соответствует витриниту): нормальные и измененные (псевдовитриноиды). Нормальные витриноиды в процессе коксования плавятся в первую очередь; по мере повышения температуры они становятся пластичными и в конечном итоге дают зернистый кокс. Измененные витриноиды не дают зернистой структуры кокса в том же угле и их поведение сходно с инертнитом. Происхождение измененных витриноидов в угле Томпсон связывает с процессом окисления растительного материала до или в период торфонакопления, основываясь при этом на их повышенной отражательной способности по сравнению с нормальными витриноидами.

Обсуждалось предложение Д. А. Харрисона (Harrison, США) по терминологии мацералов различной степени углефикации. Он отметил, что благодаря деятельности Международной комиссии по углепетрографической номенклатуре значительно унифицировано понимание номенклатуры системы Стопс-Геерлена и номенклатуры Тиссена — Горного Бюро. Им были также кратко охарактеризованы классификации углей последних лет — классификация В Спакмана, имеющая прикладное значение, и генетическая классификация П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой (система Геологического института, Москва). Он остановился также на терминологии бурых углей (Тайхмюллер, Якоб, Минчев, Малан, Шоош, Бергер и др.), обсуждавшейся на заседании секции по бурым углям в Будапеште в 1965 г. Особое внимание им было уделено принципам образования терминов, обозначающих те или иные подразделения, — мацералов, литотипов и микролитотипов углей, относящихся по степени углефикации к бурым и каменным углям и антрацитам. Он считает целесообразным для обозначения различий в степени их углефикации использовать различные окончания в терминах. Для мацералов бурых углей он предложил принять окончания терминов на «ин» (ine). Для каменных сохранить окончания «айн» (ain) у литотипов, «ит» (ite) — у микролитотипов, «инит» (inite) — у мацералов и групп мацералов. В антрацитах термины должны оканчиваться на «инайт» (inate), исключая микролитотипы, принимающие окончание «ате» (ate).

Минчев, сохраняя принцип Харрисона, предлагает вместо суффиксов прибавлять к корню приставку. Так, для мягких лигнитов — диа, твердых лигнитов — эпи, каменных углей — ката, а для антрацитов — мета. Спакман же для обозначения степени углефикации витринита предлагает различные термины: ксилноид — степень углефикации лигнитов, витриноид — степень углефикации каменных углей, антриноид — степень углефикации антрацитов.

Как предложение Харрисона, так и Минчева, по нашему мнению, заслуживают серьезного внимания. Несомненной положительной стороной их является то, что подобным образом можно одни и те же мацералы, но находящиеся на разных стадиях углефикации, обозначать одними и теми же терминами с добавлением лишь приставки или суффикса. Использование этого принципа позволит, во-первых, ликвидировать в системе Стопс-Геерлена такое положение, когда в бурых и каменных углях одни и те же мацералы одинакового генезиса именуется по-разному, во-вторых, унифицировать терминологию мацералов от торфов до антрацитов включительно и, в-третьих, понимать их одинаково. Эти предложения, хотя и встретили поддержку у ряда членов Комиссии, но не были пока одобрены большинством.

Обсуждались материалы Геологического института АН СССР (П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова), характеризующие основные понятия и общие термины генетической классификации гумусовых углей. После многочисленных вопросов и дискуссии эти материалы (восемь терминов) были приняты для опубликования в третьем издании Международного толкового словаря по петрологии углей. Остальные материалы по классификации (термины по микрокомпонентам и генетическим типам углей) будут доложены на следующем заседании в 1967 г. в Шеффилде (Англия).

Были рассмотрены результаты совместных работ Геологического института АН СССР (Москва) с Геологической службой Пенсильвании (США). В кратком сообщении П. П. Тимофеев охарактеризовал вещественный состав и генезис угольного пласта «Нижний Киттанинг» из округа Кларинг (Пенсильвания, США). Коппе выразил удовлетворение выполненными исследованиями и высказал пожелания о продолжении совместных исследований. Намеченная в рабочем порядке программа дальнейших работ была одобрена на заседании Комиссии.

Заседание Международной комиссии по углепетрографическому анализу (президент М. Т. Маковская) было посвящено обсуждению следующих вопросов: 1) влияние влажности на величину отражательной способности; 2) различие в отражательной способности витринита А и витринита В; 3) отражательная способность витринитов из углей, углистых сланцев, глинистых сланцев и песчаников; 4) данные по разграничению инертных и реакционноспособных составных частей угля в процессе коксования; 5) утверждение материалов по определению степени углефикации с помощью отражательной способности.

По первому вопросу было высказано единое мнение, что зависимость величины отражательной способности витринита от влажности угля определяется степенью углекислотной модификации последнего и оказывается большей у менее углекислотных углей. Было решено, что если угли в первоначальном состоянии характеризуются отражательной способностью меньшей, чем 0,8%, то они должны находиться в эксикаторе не менее 15 часов. Только после этого отражательная способность практически будет отвечать истинной степени углекислотной модификации. У углей с отражательной способностью более 0,8% фактически не обнаруживается влияния влажности на величину отражательной способности, и их нет необходимости выдерживать в эксикаторе.

По решению Комиссии в Будапеште (1965 г.) исследование различий в отражательной способности витринитов А и В было проведено на серии проб американских углей. Было установлено, что эти различия существенны и поэтому решили, что степень углекислотной модификации углей следует определять по отражательной способности витринита А. Данные общих измерений, т. е. без их подразделения по витринитам А и В, нельзя считать точными и пригодными для использования при определении степени углекислотной модификации углей.

Рассматривались материалы Томпсона по определению отражательной способности нормальных и измененных витриноидов. Они приняты к сведению, и каждому члену Комиссии рекомендовано при исследовании углей обращать внимание на оба витриноида, используя при этом петрографические признаки, указанные Томпсоном. Признаками измененного витриноида являются: повышенная отражательная способность, трещины внутри зерен, трещиноватость по краям зерен и зазубренные края последних. Для выполнения этих исследований каждый член Комиссии получит необходимые шлифы одних и тех же углей.

Изучение отражательной способности витринитов из различных пород и углей было проведено рядом исследователей. Альперн, Маковская и др. пришли к выводу, что отражательная способность витринитов из пластов угля ниже, чем отражательная способность витринитов, выделенных из пород кровли. М. Тайхмюллер, Е. Шнейдер (Schneider, ФРГ) и Е. Г. Гранд-Ри (Grand'ry, Бельгия) получили данные, указывающие на отсутствие существенных различий в отражательной способности витринитов, выделенных из углей и пород. Результаты исследования П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой, доложенные еще в 1965 г., свидетельствуют об увеличении отражательной способности витринитов, выделенных из ряда песчаник — алевролит — аргиллит — уголь. П. П. Тимофеев подчеркнул, что на величину отражательной способности влияет не только литологический тип породы, но и его фациальная принадлежность, что пока недостаточно учитывается в работах упомянутых выше исследователей. Поскольку в процессе обсуждения этого вопроса не было выработано единого мнения, было решено продолжить исследования отражательной способности витринитов в зависимости от среды захоронения. При этом каждый исследователь должен характеризовать породу не только с точки зрения ее гранулометрического состава, но и с точки зрения фациальной принадлежности.

Исследования отражательной способности инертных и реакционноспособных составных частей угля по отношению к коксованию были проведены Альперном, Тейлором и Маковской. Результаты их исследования полностью совпали и выражаются в том, что границей инертных и реакционноспособных составных частей угля является семифюзинит, отражательная способность которого выше на 0,1—0,2% отражательной способности витринита того же образца. По И. И. Аммосову такие семифюзиниты относятся к семивитринитам, а по классификации Геологического института АН СССР — к семигелинитам. В связи с этим был поставлен вопрос о необходимости провести анализ мацералов с целью унификации понимания семивитринита и отграничения его от витринита и семифюзинита.

В ходе дискуссии Маковская сообщила о различном поведении экзинита при коксовании в зависимости от его сочетания с другими мацералами. Так, экзинит в сочетании с витринитом делает последний более пластичным при расплавлении, что приводит к образованию более грубозернистого кокса. Экзинит не оказывает действия на инертинит, например в дуритах. Она также указала, что инертотетринит уменьшает пластичность витринита, если они сочетаются в угле вместе и действует как стоющая добавка. Крупные линзы или полосы семифюзинита или фюзинита на пластичность витринита не влияют. В связи с изложенным, как отметила Маковская, методика, принятая для анализов мацералов и микролитотипов, стала недостаточно точной. Поэтому она предложила провести анализ мацералов на трех углях с выходом летучих веществ от 35 до 25%, выделяя при этом семивитринит, семифюзинит, витринит, экзинит, инертотетринит, фюзинит и другие составные части угля, указанные в ранее разработанной методике относительно анализа мацералов. Все члены Комиссии получают от Бергбау-Форшунг (Bergbau-Forschung, ФРГ) шлифы. При этом подсчеты мацералов должны быть проведены по 1000, а если возможно, и по 2000 точкам. Результаты анализа должны быть направлены Маковской к 1 апреля 1961 г. и в обобщенном виде рассмотрены на следующем заседании Комиссии.

На заключительном пленарном заседании комиссии был рассмотрен и утвержден ряд организованных вопросов. В частности, следующие заседания комиссий будут проходить в первую неделю сентября 1967 г. в Шеффилде (Англия), т. е. до начала

работы Международного конгресса по геологии и стратиграфии карбона (VI сессия). Заседания последнего состоятся также в Шеффилде с 11 по 16 сентября 1967 г.

В заключение следует отметить, что в работах обеих комиссий с каждым годом усиливается влияние генетического подхода к проблемам подразделения мацералов и создания их рациональной и научно обоснованной терминологии. В результате этого больше внимания стало уделяться вопросам детального строения вещества мацералов, особенно группы витринита, которая является основной составной частью большинства ископаемых углей. Эта детализация идет по линии разграничения мацералов в пределах каждой группы не только по соотношению размерности включений, но и по степени структурности образующего их вещества. Для понимания и объяснения последней уже многие исследователи обращаются к выяснению особенностей генезиса углей.

Усилилось стремление членов комиссий к унификации терминологии бурых и каменных углей. На это, в частности, указывает широкое обсуждение вопросов, связанных с сопоставлением мацералов бурых и каменных углей, разграничением понятий «гелефикация» и «витренизация», разработкой предложений для обозначения сходных по генезису мацералов и подразделений углей, но различающихся по степени углефикации. Все это является значительным шагом по пути создания единой генетической классификации для всей гаммы гумусовых углей, если не от торфа, то, во всяком случае, от мягких бурых углей до антрацитов включительно.

Все заседания и дискуссии проходили в дружественной и деловой обстановке.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
7.II.1967

БИБЛИОГРАФИЯ

ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЗАРУБЕЖНЫХ ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ С СЕНТЯБРЯ ПО ФЕВРАЛЬ 1966 г.

- G. Anger, H. Nielsen, H. Puchelt a. W. Ricke. Изотопы серы в Раммельсбургском рудном месторождении (Германия). *Econ. Geol.*, v. 60, p. 511, № 3, 1966.
- E. Angino a. G. Billings. Содержание лития в морской воде, определенное спектрометрическим путем атомной адсорбции. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, p. 153, 1966.
- E. Angino. Геохимия Антарктических пелагических осадков. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, p. 939, 1966.
- E. G. Varchat. Глубоководный размыв пласта; миграция и состав, рассмотренные с различных точек зрения. *Science*, v. 151, № 3716, p. 1399, 1966.
- R. W. Berry, W. D. Jehns. Минералогия частиц размера глинистой фракции в донных осадках Арктическо-Атлантического бассейна. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v. 77, p. 183, 1966.
- M. Blumer, a. W. D. Snyder. Изопреноидные углеводороды в современных осадках; присутствие пристана и вероятное отсутствие фитана. *Science*, v. 150, № 3703, p. 1588, 1965.
- O. Van Der Borcht a. S. van Pnumbгоеск. Метаболизм кальция в пресноводных моллюсках: количественное значение воды и пищи как источника кальция в процессе роста. *Nature*, v. 210, № 5038, p. 791, 1966.
- C. J. R. Braithwaite. Петрография среднедевонских известняков в Южном Девоне. Англия. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 176, 1966.
- W. D. Brückner. Соляное выветривание и горы. *Nature*, v. 210, № 5038, p. 832, 1966.
- B. C. Burchfiel. Оползни Юго-восточной Калифорнии и происхождение мегабрекчий. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v. 77, № 1, p. 95, 1966.
- S. E. Calvert. Накопление диатомового кремнезема в осадках залива Галф в Калифорнии. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v. 77, № 6, p. 569, 1966.
- R. J. Chorley, D. R. Stoddardt, P. Haggett, H. O. Haunaker. Региональные и локальные компоненты, определяющие расположение песчаных фаций в Брекленде в Восточной Англии. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 209, 1966.
- H. E. Chave a. R. F. Schmalz. Карбонаты, растворенные в морской воде. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 1, p. 1037, 1966.
- J. M. Coleman, Sh. M. Gagliano, W. G. Smith. Химическое и физическое выветривание выступов высокогорной равнины Северного Квинсленда, Австралия. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v. 77, № 2, p. 205, 1966.
- R. L. Collin. Образование преципитата в системе стронций — фосфаты. *Science*, v. 151, 3716, p. 1386, 1966.
- D. J. Cox. Осадконакопление на первоначально-искаженной границе. *Science*, v. 152, № 3720, p. 359, 1966.
- J. H. Crockett a. J. W. Winchester. Соосаждение цинка с карбонатом кальция. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 10, p. 1093, 1966.
- R. Davies. Концентрация слюды в результате водной флотации. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v. 77, № 6, p. 661, 1966.
- T. Deans, N. J. Snelling a. J. E. Rapson. Изотопы стронция и малые элементы в карбонатитах и известняках из ледяной реки, Британская Колумбия. *Nature*, v. 210, № 5033, p. 290, 1966.
- J. M. Dennison a. J. H. Shea. Возможность визуального определения количества зерен. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 81, 1966.

- R. S. Dietz a. J. C. Holden. Глубоководные осадки эпиконтинентального бассейна, имеющего узко локальное распространение на континенте. *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, v. 50, № 2, p. 351, 1966.
- A. M. Evans, P. Garrett a. J. H. Mc D. Whitaker. Палеотечения в верхнем кембрии Северного Уэльса. *Nature*, v. 209, № 5029, p. 1230, 1966.
- J. M. Forgotson, Jr. T. Statler a. M. David. Влияние региональной тектоники и локальной структуры на образование формации Морроу в бассейне Западной Анадарки. *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. geol.*, v. 50, № 3, p. 518, 1966.
- J. J. Frankel a. P. Bayliss. Размытая поверхность осадков в Натале и Зулуленде. Южная Африка. *Seclimentfl. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 193, 1966.
- R. A. Friedel, R. A. Dweie a. y. Shewchuk. Цветовые вариации в битуминозном угле большой мощности. *Nature*, v. 210, № 5039, p. 939, 1966.
- N. A. Fruehan. Строение фосфатного иона в апатите. *Nature*, v. 210, № 5039, p. 937, 1966.
- M. A. Gad a. H. H. Le Riche. Метод выделения обломочных и необломочных фракций малых элементов в восстановленных осадках. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 9, p. 841, 1966.
- J. L. Gevirtz a. G. M. Friedman. Глубоководные карбонатные осадки Красного моря и их приложимость к объяснению морской литификации. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 143, 1966.
- R. A. Gulbrandsen. Химический состав фосфоритов в формации «фосфория». *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 8, p. 769, 1966.
- F. Habashi. Механизм окисления сульфатных руд в природе. *Econ. Geol.*, v. 61, № 3, p. 587, 1966.
- E. I. Hamilton. Распределение урана в некоторых природных минералах. *Science*, v. 151, № 3710, p. 570, 1966.
- D. F. Hewett. Стратифицированные отложения окислов и карбонатов марганца. *Econ. Geol.*, v. 61, № 3, p. 431, 1966.
- L. Heydemann. К геохимии выветривающихся глинистых минералов (экспериментальное исследование). *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 10, p. 995, 1966.
- A. A. Johnson. Механизм осаждения металлов в глубоководной океанической среде. *Nature*, v. 210, № 5036, p. 621, 1966.
- A. V. Johling. Некоторые принципы и техника использования при реконструкции гидравлических параметров палеопотока. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 5, 1966.
- T. E. Kelly a. C. H. Baker. Цветовые вариации гляциальных осадков. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 75, 1966.
- A. C. Kibblewhite. Открытие и описание нового подводного вулкана. *Nature*, v. 210, № 5039, p. 938, 1966.
- G. de Vries Klein. Размерность и состав обломков песчаников на границе Стенли — Джеффорд, складчатого пояса Уачита, Арканзас и Оклахома. *Bull. of the Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 50, № 2, p. 308, 1966.
- J. E. Klován. Использование коэффициентных анализов для определения фазы осадкообразования по распределению частиц разной размерности. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 115, 1966.
- R. F. Legett, R. J. E. Brown, G. H. Johnston. Аллювиальная пересыпь, образованная близ Эклевика, Северо-Западная территория Канады. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v. 77, № 1, p. 15, 1966.
- A. A. Levinson a. J. C. Ludwick. Построения на включениях бора в аргиллитовых осадках. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 9, p. 855, 1966.
- C. A. Leroy, R. J. Anderson. Водоросли олигоценовой флоры озерных отложений Колорадо. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v. 77, № 6, p. 605, 1966.
- G. W. Lynts. Связь размеров осадочных частиц с экологическими факторами в Баттонвуд-Саундс, Флорида. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 66, 1966.
- G. V. Middleton. Малошкальная модель турбидитовых потоков и критерии для автосуспензии. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 202, 1966.
- A. R. Miller, C. D. Densmore, E. T. Degens, J. C. Hathaway, F. T. Manheim, P. F. McFarlin, R. Pocklington a. A. Jokela. Горячие рассолы и современные железные руды в глубоководных отложениях Красного моря. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 3, p. 341, 1966.
- D. N. Miller. Петрология красноцветов каньона Пиерке, бассейна Делавар, Техас и Нью-Мексико. *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, v. 50, № 2, p. 283, 1966.
- M. F. Millson, D. S. Montgomery a. J. R. Brown. Исследование ванадий-порфириновых комплексов в нефтяных пиках Атабаски. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 2, p. 207, 1966.
- J. G. Moore, K. Nakamura a. A. Alsaгаz. Извержение вулкана Тааль 1965 года. *Science*, v. 151, № 3713, p. 955, 1966.
- C. H. Moore a. K. G. Martin. Сопоставление кварца и карбоната мелководных морских песчаников меловых отложений Фредериксбурга, Центральный Техас. *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, v. 50, № 5, p. 981, 1966.
- G. E. Murray. Обзор соляных структур залива Голф Мексиканской платформы. *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, v. 50, № 3, p. 439, 1966.

- H. Niino a. K. O. Emery. Осадки континентального шельфа Северо-Восточной Азии. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 152, 1966.
- M. Romegancblum. Распределение тяжелых минералов и их гидравлических аналогов в осадках Средиземноморского континентального шельфа Израиля. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 162, 1966.
- O. B. Rauf. Минералогия глин пенсильванских красноцветов и связанных пород склона горы Анцестраль хребта Центрального Колорадо. *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, v. 50, № 2, p. 251, 1966.
- W. O'Reilly a. S. K. Вapnerjee. Окисление титаномagnetитов и самораспад. *Nature*, v. 211, № 5044, p. 26, 1966.
- P. E. Rosenberg a. J. W. Mills. Механизм замещения магнетита в доломите. *Econ. Geol.*, v. 61, № 3, p. 582, 1966.
- C. W. Sames. Морфометрические исследования ассоциаций галек в современных осадках и их приложимость к древним отложениям. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 126, 1966.
- K. M. Scott. Состав и размерность флиша Патагонских Анд, Южное Чили. *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, v. 50, № 1, p. 72, 1966.
- G. D. Sharma. Геология рифа Петерс Санта-Клер Коунти, Мичиган. *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, v. 50, № 2, p. 327, 1966.
- R. F. Sippel a. E. D. Glover. Структуры в карбонатных породах, изученные методами люминесцентной петрографии. *Science*, v. 150, № 3701, p. 1283, 1965.
- Подводная геология и геофизика. Изд. W. F. Wittard a. R. Bradshaw Colston Papers. № 17, p. 503, 1965.
- C. H. Sumner. Отпечатки кристаллов в доломите, их происхождение и среда образования. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 221, 1966.
- C. Teichert a. K. W. Stauffer. Палеозойские рифы в Пакистане. *Science*, v. 150, № 3701, p. 1287, 1965.
- M. Vassilaki, L. Salmon a. J. A. B. Gibson. Степень радиоактивности почвы. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 6, p. 601, 1966.
- R. G. Walker. Сланцы формаций Грейт и Гриндслоу. Переход от турбидитов до мелководных осадков верхнего карбона Англии. *Sediment. Petrol.*, v. 36, № 1, p. 90, 1966.
- N. C. Wardlaw, W. M. Schwerdtner. Галит-ангидритовые сезонные слои в среднедевонской эвапоритовой формации прерий, Саскачеван, Канада. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, v. 77, № 4, p. 331, 1966.
- J. N. Weber a. D. M. Raup. Разделение устойчивых изотопов углерода и кислорода в морских кальцитовых организмах-иглокожих. Часть I. Распределение C^{13} и O^{18} между индивидами. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 7, p. 681, 1966.
- J. N. Weber a. D. M. Raup. Разделение устойчивых изотопов углерода и кислорода в морских кальцитовых организмах-иглокожих. Часть II. Среда и генетические факторы. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30, № 7, p. 705, 1966.
- D. H. Welte. Связь между составом нефтей и составом пород источника сырья. *Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol.*, v. 49, № 12, p. 2246—2268, 1965.
- J. T. Whetten. Осадки реки Нижняя Колумбия и происхождение граувакк. *Science*, v. 152, № 3725, p. 1057, 1966.
- E. J. Goung. Рассмотрение методов определения тяжелых металлов. *Sediment Petrol.*, v. 36, № 1, p. 57—66, 1966.

Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
Н. В. ЛОГВИНЕНКО, А. Б. РОНОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА,
В. Н. ХОЛОДОВ (ответственный секретарь), В. С. ЯБЛОКОВ

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
N. V. LOGVINENKO, A. B. RONOV, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA,
V. N. KHOLODOV (Secretary), V. S. YABLOKOV.

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/IV-1967 г. Т-07644. Подписано к печати 23/V-1967 г. Тираж 1350 экз.
Зак. 6673. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4³/₄. Печ. л. 13,3+3 вкл. Уч.-изд. листов 15,2.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „НАУКА“**ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ В 1967 ГОДУ:**

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КУБЫ. (Тектоника, латериты, медные месторождения). 17 л. 1 р. 40 к.

В книгу вошли статьи о тектонике, латеритах и медных месторождениях Кубы, написанные первой группой геологов Академии наук СССР, работавших на Кубе, в соавторстве с геологами Академии наук Кубы.

Описано тектоническое районирование острова и дано объяснение приложенной многоцветной тектонической карты страны масштаба 1 : 1250000. Специально рассматривается вопрос о тектоническом положении ультрабазитов на Кубе, пользующихся здесь очень широким распространением. Полученные при исследовании новые материалы позволили авторам соответствующих работ подойти к интереснейшей проблеме генезиса таких массивов.

Приводится структурная характеристика и выясняются условия образования гидротермальных медных месторождений Кубы. Рассматриваются вопросы возраста, профиля, минералогии и типов кор выветривания, особенно развитых на Кубе и заключающих крупные месторождения никеля и железа.

Темплан 1967 г. I полугодие, № 263

Ю Д И Н Н. И. ЛИТОЛОГИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АНГАРО-ПИТСКОГО БАССЕЙНА. 10 л. 70 к.

Работа посвящена описанию одного из крупнейших железорудных бассейнов Сибири позднедокембрийского возраста. В ней даются детальная литологическая и минералогическая характеристика железорудного Ангаро-Питского бассейна, генетическая классификация железных руд, геохимия ряда элементов, связанных с железорудными отложениями, структурно-фациальные особенности месторождений. Рассматриваются вопросы условий образования железных руд этого бассейна.

Темплан 1967 г. I полугодие, № 308

Заказы на книги можно оформить в магазинах книготоргов и «Академкнига». О выходе книг из печати Вы получите от магазина извещение.

Своевременное поступление предварительных заказов в магазин необходимо для более правильного определения тиражей, которые устанавливаются на основе спроса покупателей.

Предварительные заказы экономят время и гарантируют приобретение необходимой литературы.

