

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА•

9:33.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

журнал основан в 1963 году выходит 6 раз в год москва З МАЙ — ИЮНЬ

1977

СОДЕРЖАНИЕ

`	З. В. Пушкина, М. И. Степанец, Е. В. Черкасова. Железо, марганец, медь, никель	9
	и ванадий в иловых водах осадков северо-восточной части Іихого океана	0
*	К. П. Зангалис, Г. С. Харин. Глинистые минералы в осадках Фареро-Исланд-	
	ского порога и Фареро-Шетландского желоба (Северная Атлантика)	17
•	И. В. Витвицкая, Ю. Н. Гурский, Т. В. Левшенко. Катионный обмен в системе	
	осадок — иловая вода при диагенезе донных отложений северо-восточной	
	части Черного моря	29
`	Ю. О. Гаврилов. Некоторые аспекты диагенеза чокракско-караганских отложений	
	Восточного Предкавказья	
٩.	Г. Ф. Крашенинников, О. В. Япаскурт. Эпигенетические изменения пород се-	
	верной части Ленского угленосного бассейна	53
•	В. А. Мощанский. О микростроении и классификации мелов	67
¥.	Ю. Н. Занин, Л. М. Кривопуцкая. Тонкая кристаллическая структура апатитово-	
	го вещества фосфоритов и ее геологическая интерпретация	78
	Е. С. Ларская. Распределение, баланс и тип рассеянного органического вещества	
	в палеозойских отложениях Русской платформы в зависимости от условий	
	седиментации	94
٠	Л. А. Богданова, Е. П. Касперкевич, И. А. Летушова. О высокометаморфизован-	
	ном битуме в кембрийских отложения Сибирской платформы	103
•	Л. В. Травин. Петрохимические и формационные особенности архейских мета-	
	осадочных образований центральной части Алданского щита	- 115
•	В. И. Белкин. О зоне постоянной плотности осадочных пород и ее значении при	
	интерпретации результатов геофизических исследований	127
•	Л. М. Гроховский Глауберит как источник сульфата натрия	135

Краткие сообщения

*	А. Е. Мирошников, Г. Н. Бровков, С. И. Голышев, Н. А. Охапкин. Углеродистое	
	вещество в рифейских сульфидоносных черных сланцах линейного свинцо-	
	во-цинкового месторождения (Енисейский кряж)	141
`	Г. Б. Паталаха. Глобулярные формы сульфидов в гидротермально-осадочных ру-	
	дах месторождения Текели	148
٠	А. Б. Посудиевский. К изучению фациального состава пород непосредственной	
	кровли угольных пластов в Донбассе	156
`	А. В. Лапо. Фитералы птеридоспермов в среднекарбоновых углях Северного Дон-	
	bacca	159
<i>.</i> ,	В. П. Арэнскинд, Л. Д. Шишкина, Микроморфология и химическая структура	
	некоторых ископаемых смол	165

Методика

Ε.	С.	Базилевская,	М.	И.	Степанец.	Определение	закиси	желез	за и	ДВ\	оки	СИ	мар-	
	Га	нца при их о	совм	ест	ном нахож	дении в осад	ках.							170

Издательство «Наука».
 «Литология и полезные исконаемые», 1977 г.

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

3 MAY — JUNE 1977

CONTENTS

Z .	V. Pushkina, M. I. Stepanets, E. V. Cherkasova. Ferrum, manganese, copper,	
	nicker and variation in pore waters of modely scoments of the nothern-	3
K.	P. Zangalis, G. S. Kharin. Clay minerals in sediments of the Faroe-Islands edge	•
•	and Faroe-Shetland channel (Nothern Atlantic)	17
L	V. Vitvitskaya, Y. N. Gurskii, T. V. Levshenko. The kation exchange in a sedi-	
	ment — pore water system during diagenesis of bottom sediments in the no-	
	thern-eastern Black Sea	29
Y.	O. Gavrilov. On some aspects of diagenesis of the chokrak-karagan sediments in	
~	the Eastern Pred Caucasus	38
G.	F. Krasheninnikov, O. V. Yapaskurt. Epigenetic alteration of the sediments of the	F 0
	Northern Lena Coal-Basin	0.5
V.	A. Moshchansku. On microstructure and classification of chaiks	07
¥.	N. Zanin, L. M. Krivoputskaya. The intervisial structure of aparite component	70
r	or phosphorites and its geological significance	10
Е.	tor in the peleozoic sediments of the Dussian platform depending on sedimenta-	
	tion conditions	94
1	A Boadanous F P Pasnerbenich I A Letushong On the high-grade metamor-	0.1
L.,	phism bitumen in the Cambrian sediments of the Siberia platform	108
1	V. Travin, Petrochemical and formational peculiarities of the Arbean meta-se-	
	dimentary rocks of the Central Aldan Shield	115
V.	I. Belkin. On the constant sedimentary rocks density zone and its significance for	
	interpretation of geophysical data	127
$ \overline{L} $	M. Grokhovskii Glauberite as a sodium sulphate source	135

Short communications

A,	E. Miroshnikov, G. N. Brovkov, S. I. Golystev, N. A. Okhapkin. Carbonaceous	
_	posit (Yenisei Kryazh)	141
G,	B. Patalakha. The globular sulphides in the hydrothermal-sedimentary ores of the	
	Tekeli deposit	148
А.	B. Posudievskii. To the studying of facies make-up of the coalbed roofs in Donbas	156
A.	V. Lapo. The phyterals of pteridosperms in the Middle-Carboniferous coals of the	
	Nothern Donbas	159
V.	P. Aronskind, L. D. Shishkina, Micromorphology and chemical composition of	
	some fossil resins	165

Methods

E.	S. Bazilevskaya, M. I.	Stepanets.	Determination of ferrous iron and manganese	1-0
	dioxide in sediments	containing	these components in common	170

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1977 г.

УДК 550.4:551.35(265/266)

ЖЕЛЕЗО, МАРГАНЕЦ, МЕДЬ, НИКЕЛЬ И ВАНАДИЙ В ИЛОВЫХ ВОДАХ ОСАДКОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

î i

З. В. ПУШКИНА, М. И. СТЕПАНЕЦ, Е. В. ЧЕРКАСОВА

В работе рассматриваются закономерности распределения железа, марганца, меди, никеля и ванадия в иловых водах осадков различных литолого-фациальных типов на профиле от побережья Мексики до атолла Уэйк в Тихом океане. По мере удаления от берега и переходе от восстановленных прибрежных осадков к окисленным глубоководным красным глинам концентрация железа и марганца в иловых водах значительно уменьшается. Повышенное содержание растворенного железа (0,34 мг/л) наблюдается только в сильновосстановленных прибрежных терригенных осадках Мексиканского шельфа и континентального склона. Наибольшие концентрации марганца (13,2 мг/л) отмечены в гемипелагических карбонатно-кремнисто-глинистых осадках.

По сравнению с водой Тихого океана иловые воды обогащены Fe, Mn, Cu, Ni, V, что указывает на диагенетическую переработку материала, на ход физико-химического его уравновешивания. Количество Fe, Mn, Cu, Ni и V, находящихся в иловых водах, составляет небольшие доли процента от общего содержания их в осадках: Fe — 0,0004—0,019; Mn — 0,001—1,2, Ni — 0,005—0,03, Cu — 0,007—0,08, V — 0,006—0,05.

В последние годы большое внимание уделяется закономерностям распределения Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Mo, Pb, V, Cr и ряда других элементов в морских и океанических осадках. Исследований распределения этих элементов в иловых водах относительно мало как в отечественной, так и в зарубежной литературе. Между тем иловые воды — важная составная часть осадка. Сопоставление закономерностей распределения железа, марганца и некоторых малых элементов между иловыми водами и вмещающими их осадками будет содействовать изучению процессов диагенеза и форм нахождения этих элементов в осадках.

Из исследований советских ученых, уделяющих внимание этому вопросу, следует отметить работу В. Ф. Севастьянова и И. И. Волкова (1967). В ней рассматривается поведение марганца и фосфора в иловых водах по вертикали колонок донных осадков Черного моря в связи с процессом диагенеза. Авторы указывают на обогащение фосфором и марганцем иловых вод восстановленных осадков по сравнению с вышележащими окисленными горизонтами.

Иловые воды редуцированных осадков Балтийского моря и Рижского залива также значительно обогащены марганцем и железом (Горшкова, 1970). По данным А. Е. Бабинца, А. Ю. Митропольского (1973) и А. Ю. Митропольского, С. П. Ольштынского (1973), в иловых водах осадков Черного моря и Атлантического океана содержание Мп, Тi, V, Mo, Cr, Zn выше, чем в морской и океанической воде. Е. М. Емельянов, H. Б. Власенко (1972) установили, что в иловых водах Атлантического океана происходит значительное накопление Мп, Cu, а иногда и Fe.





B. J. Presley, R. R. Brooks, I. R. Kaplan (1967) изучили содержание в поровых водах осадков Тихого океана в Южной Калифорнии Fe. Mn. Co, Ni u Li. R. R. Brooks, В. J. Presley и I. R. Kaplan (1968) приводят данные по распределению Сц. Со. Сd. Zn в поровых водах осадков побережья Южной Калифорнии. В. J. Preslev. Y. Kolodny, **A**. Nissenbaum И I. R. Kaplan (1972) изучали содержание Fe, Mn, Cu, Ni, Zn в поровых водах редуцированных осадков фиордов Британской Колумбии. Названные выше авторы также констатируют увеличение концентрации Fe и Mn, а иногда Ni и Co в иловых водах красных глин и в восстановленных осадках по сравнению с океанической водой. Отметим, что в этих исследованиях материал для изучения иловых вод осадков Тихого океана был отобран главным образом из отколонок в разных дельных частях прибрежной зоны Тихого океана.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе рассматриваются закономерности распределения железа, марганца, никеля, ванадия в иловых осадков различных водах литолого-фациальных типов профиле от побережья на Мексики до атолла Уэйк. Материал был собран в 9-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в 1973 г.

Иловую воду получали сразу же после подъема осадков на борт судна отжимом на гидравлических прессах при давлении 250 кг/см² и отсасывании ее под вакуумом на воронке Бюхнера. После отжима собранные иловые воды отфильтровычерез мембранный вали фильтр с порами 0,5 мкм.

Определение железа ($Fe^{2+}+Fe^{3+}$) в водах производилось на борту корабля, а марганца в химической лаборатории Геологического института АН СССР по методикам, принятым в Институте океанологии АН СССР (Мокиевская, 1961, 1962). Медь, никель и ванадий определяли химическим путем после предварительной экстракции их диэтилдитиокарбаматом натрия в четыреххлористом углероде (Алесковский, 1958) с последующим колориметрическим окончанием анализа (Залманзон, 1957; Бусев, Иванютин, 1956). Величина Ећ измерялась А. Г. Розановым (Розанов и др., 1976).

Расположение станций, на которых были отобраны колонки, показано на фиг. 1. Осадки профиля протяженностью 8000 км неодинаковы по петрографическому составу и характеру диагенетических процессов. Профиль пересекает основные литолого-фациальные типы донных осадков, выделенные и изученные Н. А. Лисициной с соавторами (1976). По их данным, типы осадков на профиле следующие: І — прибрежные, терригенные осадки Мексиканского шельфа и континентального склона; II — гемипелагические карбонатно-кремнисто-глинистые осадки континентального склона; III — пелагические глины переходного типа; IV глубоководные пелагические глины Северо-Восточной котловины Тихого океана.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Fe, Mn, Cu, NI И V В ПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЯХ ОСАДКОВ

Осадки Мексиканского шельфа и континентального склона (ст. 668, 669, 670, 659) из верхнего (0—5 см) слоя представлены зеленовато-серыми, алевритисто-глинистыми, реже песчано-глинистыми илами со значительной примесью карбонатного материала. Количество частиц пелитовой размерности в них порядка 50%. Осадки отличаются высоким содержанием C_{opr} (2,0—8,0%), низким значением Eh (от —100 до —300 mv). Иловые воды этого участка профиля отличаются наиболее высоким со-

Таблица 1

Авторы	№ станции	Глубина, м	Fe	Mn	Cu	NI	v
B. J. Presley et al. (1972)	1	Поверхность 20 40	$0,005 \\ 0,002 \\ 0.0015$	$0,020 \\ 0,020 \\ 0,020 \\ 0,020$	$0,002 \\ 0,001 \\ 0.001$	0,0004 0,0017 0.0013	Не опр. »
	4	60 Поверхность 40	0,0013 0,0158 0,001	0,020 0,020 0,020	0,0008 0,003 0,003	0,0021 0,0013 0,0010	» »
D. W. Spencer et al.	Среднее для	100 200 Среднее для	0,013 0,006 0,006	0,020 0,340 Не опр.	0,001 0,003 0,0014	0,0007 0,0013 0,0023	> > >
3. В. Пушкина и др. (настоящая работа)	645	250 1000	0,01 0,02	0,006 0,007	0,002 0,0015	0,0015 0,0015	0,0017 0,0017

Содержание Fe, Mn, Cu, Ni, V в воде Тихого океана, мг/л

держанием железа — 0,14-0,34 мг/л (фиг. 2). Количество растворенного марганца 0,18—0,51, меди — 0,010—0,030, никеля — 0,005—0,012 и ванадия 0,006 мг/л.

В табл. 1 приведены данные по содержанию тех же элементов в водах Тихого океана, свидетельствующие о сопоставимости результатов анализа. В то же время содержание элементов в воде, отобранной на разной глубине, согласно В. J. Presley, Y. Kolodny, A, Nissenbaum, I. R. Kaplan (1972), неодинаково.

Из сравнения концентраций Fe, Mn, Cu, Ni, V в воде Тихого океана на глубине 250 и 1000 м (ст. 645) с их содержанием в иловых водах вид-



Фиг. 2. Распределение Fe, Mn, Cu, Ni, V в иловых водах поверхностных осадков на профиле от ст. 612 до ст. 668 *1* — Fe; 2 — Mn; 3 — Cu; 4 — Ni; 5 — V

но, что в последних оно значительно выше. Так, например, содержание Fe в иловых водах в 10—30 раз выше, чем в воде океана, Mn в 10—100, Cu в 5—20, Ni и V в 3—10 раз соответственно.

Следующая по мере удаления от берега гемипелагическая карбонатно-кремнисто-глинистая зона осадков, покрывающая дно Центрально-Американского желоба (ст. 672, 671, 657), представлена зеленовато-серыми восстановленными глинистыми илами с примесью известковых и кремнистых организмов, частиц пепла и обломков пород суши. Частицы пелитовой размерности составляют около 80%, содержание C_{opr} 1,0— 2,4%, Eh от +60 до +580 mv и от —180 до —50 mv в нижних горизонтах. Количество железа в иловых водах осадков этой зоны резко уменьшается до 0,02 *мг/л*, приближаясь к концентрации, характерной для океанической воды. Содержание марганца, наоборот, достигает максимума, увеличиваясь до 6,6 *мг/л*, что в 1000 раз выше его содержания в воде океана. Концентрации микроэлементов колеблются в следующих пределах: Cu 0,01—0,030, Ni 0,007—0,020, V 0,006—0,022 *мг/л*.

Литолого-фациальная зона, представленная пелагическими глинами переходного типа (ст. 674, 673, 655), сложена коричневато-шоколадными илами, обогащенными частицами алевритовой и песчаной размерности. В этих осадках содержание C_{opr} падает до 0,30—0,50%; окислительно-восстановительный потенциал поднимается до 440—100 *mv*. В иловых водах этих осадков количество железа близко к его содержанию в иловых водах предыдущей зоны и составляет 0,02—0,04 *мг/л*; количество марганца по сравнению с иловыми водами из прибрежных терригенных осадков и тем более из гемипелагических карбонатно-кремнисто-глинистых осадков уменьшается до 0,28—0,06 *мг/л*. Изменяются концентрации Си от 0,010 до 0,020, Ni от 0,003 до 0,020 и V от 0,006 до 0,017 *мг/л*.

По данным Лисицыной Н. А. с соавторами (1976), осадки пелагической глубоководной зоны представлены однородной толщей шоколаднокоричневых окисленных, бедных органикой, бескарбонатных глинистых илов с железомарганцевыми конкрециями на поверхности (ст. 655, 647, 643, 622, 619, 615, 613, 612). Частицы пелитовой размерности составляют 95%. Величина Ећ возрастает и колеблется от +550 до +600 mv.

Содержание железа в иловых водах этих осадков лежит на пределе чувствительности метода и составляет 0,02 и >0,02 мг/л. Содержание железа в воде Тихого океана, отобранной с глубины 250 и 1000 м, в этой части океана также равно 0,02 мг/л. Количество марганца в иловых водах красных глин 0,04—0,11 мг/л, что выше его концентрации в океанической воде (0,006—0,007 мг/л). В иловых водах этой зоны количество Си 0,01—0,025, Ni 0,015—0,020, V 0,006—0,017 мг/л.





Таким образом, по мере удаления от берега и переходе от восстановленных прибрежных осадков к окисленным глубоководным красным глинам концентрации в иловых водах поверхностных осадков железа и марганца значительно уменьшаются (фиг. 2). В содержании Сu, Ni, V в иловых водах заметных изменений по профилю не наблюдается.

Сопоставление данных по величине Eh, C_{орг} и $\Sigma S_{H,S}$ (суммы производных сероводорода), взятых из работы А. Г. Розанова и др. (1976), с содержанием железа в иловых водах поверхностных осадков исследуемого профиля (фиг. 3) показывает, что по мере удаления от берега в сторону открытого океана, с уменьшением в осадках C_{орг} и $\Sigma S_{H,S}$, количество железа в иловых водах резко снижается. Относительно большое количество железа в иловых водах прибрежных осадков (ст. 668, 669), совпадающее с максимумом содержания суммы производных сероводорода, говорит об интенсивности редукционного процесса.

М. А. Глаголевой с соавторами (1976) показано, что максимальное содержание Мп_{вал} в осадках изучаемого профиля приурочено к пелагическим глинам переходного типа и к гемипелагическим карбонатно-кремнисто-глинистым осадкам континентального склона. Иловые воды этих осадков также характеризуются высоким содержанием Мп. Высокое содержание Мп в иловых водах гемипелагических карбонатно-кремнисто-глинистых осадков следует объяснять тем, что здесь еще сохраняются условия, необходимые для диагенетических процессов, а малая скорость осадконакопления и достаточное количество поступающего тонкодисперсного материала приводят к обогащению осадков и контактирующих с ними иловых вод марганцем и другими элементами.

При обсуждении вопроса о причинах различной подвижности Fe и Mn в осадках Тихого океана А. Г. Розанов и др. (1976) указывают на легкость восстановления Mn в силу высокой величины нормального потенциала (E⁰) для реакции MnO(OH)₂ аст Mn²⁺, который при pH 8 равен 0,5 в. В этих же условиях величина E⁰ для реакции FeOOH аст Fe²⁺ равна -0,2 в. По мнению названных авторов, различия в E⁰ как бы сдвигают подвижность железа в зону более восстановленных осадков.

В отличие от Mn и Fe величины Eh и pH, видимо, не имеют большого значения для концентрации Cu, Ni и V в жидкой фазе осадков. Процесс их накопления обусловливается другими, еще невыясненными причинами. Как видно из изложенного выше материала, содержание Fe, Mn и в меньшей степени Cu, Ni и V в иловых водах тесно связано с окислительно-восстановительными условиями среды.

Железо. В толще высокоокисленных осадков (красных глубоководных глин) содержание железа в иловых водах изменяется мало, 0,02 и >0,02 мг/л. В переходных красных глинах и гемипелагических осадках его содержание также остается примерно постоянным — 0,02 мг/л по всей толще осадков (фиг. 4).

Иную картину наблюдаем в иловых водах восстановленных прибрежных, терригенных осадков континентального склона и Калифорнийского залива. Содержание железа в этих водах по вертикали колонок значительно изменяется, отражая динамику процессов диагенеза (фиг. 4). Так, на ст. 669 содержание железа в иловой воде постепенно уменьшается вниз по колонке от 0,24 до 0,04 mz/n. Аналогично на ст. 668 содержание Ге изменяется от 0,34 mz/n в слое 0—5 см до 0,06 mz/n на глубине 120—150 см.

Повышенные концентрации железа в иловых водах верхних горизонтов восстановленных осадков (ст. 668, 669) могут быть объяснены опережением процессов восстановления Fe³⁺ над формированием новых минеральных форм двухвалентного железа.

Распределение железа в иловых водах сильновосстановленных осадков Калифорнийского залива иное. Содержание железа в иловой воде этих осадков однородно по всей их толще (0,04 *мг/л* на ст. 664 и 0,02 *мг/л* на ст. 665). Присутствие большого количества реакционноспособного органического вещества (3—5%) приводит к усилению процесса редукции сульфатов, о чем свидетельствует наличие большого количества свободного сероводорода, до 12 *мг/л* на ст. 665, а в осадке $S_{\pi в p \pi r}$ — до 1,5% (Волков и др., 1976). Интенсивное образование сульфидов железа происходит за счет растворимого железа в иловых водах. Большое же количество свободного сероводорода указывает на дефицит в них реакционноспособного железа.

Марганец. Распределение марганца в осадках изучаемого профиля более разнообразно, чем железа. Это следует объяснить повышенным содержанием реакционноспособных форм марганца в осадках, а также большей растворимостью гидроокисей и сульфидов марганца. Кроме того, марганец относится к числу элементов, которые особенно сильно подвержены влиянию окислительно-восстановительных процессов.

В водах из однородных окисленных красных глубоководных глин содержание марганца изменяется незначительно, от 0,04 до 0,15 *мг/л* (см. фиг. 4). Однообразны здесь и значения Eh (от +550 до +600 mv).

Содержание Мп в иловых водах восстановленных прибрежных осадков ст. 669 увеличивается вниз по колонке от $0.18 \ mz/n$ в горизонте $0-5 \ cm$ до $0.31 \ mz/n$ на глубине 243—250 cm. Значение Eh вниз по колонке, наоборот, уменьшается. При отсутствии верхней окисленной пленки перераспределение Мп происходит в толще осадков.

На ст. 657, 671, 672, 673 и 674, расположенных в зоне переходных и гемипелагических осадков, иловые воды отличаются максимальными концентрациями Мп и наиболее значительными изменениями его содержания по глубине колонок. Максимальное количество Мп отмечается в иловых водах нижних частей колонок. Так, на ст. 657 (см. фиг. 4) содержание Мп в горизонте 0—5 см равно 3,80 мг/л, а на глубине 170—200 см уже 13,2 мг/л. Та же закономерность наблюдается в иловых водах ст. 674 (0,06 мг/л на поверхности и 2,4 мг/л на глубине 300 см).

Сравнивая количество Mn в иловых водах этих станций с изменением величины Eh осадков, нетрудно заметить обратную зависимость между содержанием Mn и значениями Eh: концентрация Mn в иловой воде



Фиг. 4. Распределение Fe и Mn в иловых водах, по вертикальной колонке осадков (мг/л) и Mn в осадке (%)





Фиг. 5. Распределение Си, Ni и V в иловых водах по вертикали осадков, ме/л 1-Си; 2-Ni; 3-V

выше в более восстановленных слоях осадков, которые приурочены к нижней части исследуемых колонок. Даже при высоких значениях Eh (+500 mv, ст. 674), по-видимому, происходит восстановление части реакционноспособного марганца, накопление его растворенных форм в иловой воде нижних, более восстановленных осадков. При диффузионном перемещении марганца вверх от больших концентраций к меньшим на контакте с окисленной зоной происходит окисление его двухвалентных форм и выпадение их в осадки, что приводит к значительному обогащению последних марганцем (фиг. 4).

Количество данных по содержанию в иловых водах Cu, Ni и V не позволяет рассмотреть закономерности их распределения по вертикали осадков. Можно лишь отметить следующее: в толще окисленных глубоководных красных глин содержание Cu в иловых водах 0,005—0,030 мг/л (фиг. 5). В переходных, гемипелагических и восстановленных прибрежных осадках количество Cu по сравнению с окисленными осадками несколько повышено. Например, на ст. 672 концентрация Cu в иловых водах 0,015—0,035, на ст. 674—0,020—0,070 мг/л, а на ст. 669—0,020— 0,040 мг/л.

В иловых водах Калифорнийского залива содержание Си очень низкое и однородное по всей толще осадков: на ст. 664 и 665 — 0,005 — 0,007 и 0,007 — 0,010 *мг/л* соответственно. При интенсивном развитии сульфатредуцирующих процессов в осадках Калифорнийского залива, что отме-

3		%						10-4%							
HT, C		Fe			Mn		Cu				Ni		Co		
№ стан горизо	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
615 017	5,87	3,03	2,84	0,44	0,04	0,40	170	40	130	106	31	75	50	5	45
615 5030	6,62	3,86	2,76	0,50	0,04	0,46	188	104	84	98	<u>35</u>	63	58	6	52
615 270-280	6,47	3,91	2,56	0,48	0,03	0,45	206	104	102	92	40	52	58	6	52
$\frac{619}{0-2}$	6,17	3,71	2,46	0,52	0,04	0,48	155	54	101	98	40	58	50	6	44
<u>657</u> 0 <u>-</u> 5	4,81	2,25	2,56	4,40	0,04	4,36	96	53	43	243	25	218	25	3	22
<u>657</u> 5-10	4,96	2,42	2,54	4,40	0,04	4,36	_	-		200	30	170	24	4	20
$\frac{672}{10-25}$	4,51	2,69	1,82	0,15	0,05	0,10	118	64	54	150	57	93	24	6	18
$\frac{672}{100-110}$	4,66	3,02	1,64	0,15	0,04	0,11	110	51	59	136	43	93	30	7	23
$\frac{672}{200-210}$	3,31	2,79	0,52	0,19	0,04	0,15	200	72	128	220	40	180	32	5	27
672 515-530	3,61	3,01	0,60	0,14	0,04	0,10	92	52	40	-	-	-	21	7	14
<u> </u>	3,31	2,44	0,87	0,066	0,055	0,11	-		 - ,	29	19	10	11	10	1
668 120	3,31	2,76	0,55	0,066	0,055	0,11		- `		33	19	14	11	10	1

Содержание Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Mo, V, Cr, Ga и Ge в осадке, минеральном

Примечание: 1 — содержание в осадке, 2 — в минеральном нерастворимом остатке, 3 — в солянокислой вытяжке. чалось выше, медь может активно связываться в нерастворимый сульфид меди CuS, который, по данным Ю. Ю. Лурье (1962), является одним из наиболее нерастворимых сульфидов (произведение растворимости CuS 6,3·10⁻³⁶).

Содержание Ni и V в иловой воде по вертикали окисленных глубоководных красных глин, а также гемипелагических и переходных осадков колеблется в одинаковых пределах: Ni 0,005—0,020, а V 0,006— 0,022 *мг/л*. Лишь в двух нижних горизонтах иловых вод гемипелагических осадков ст. 657 отмечены несколько повышенные содержания Ni — 0,030 и 0,035 *мг/л*. Иловые воды прибрежных восстановленных осадков по сравнению с иловыми водами остальной части профиля отличаются более низкими и однородными по всей толще концентрациями Ni и V (0,005—0,007 *мг/л* Ni и 0,006 *мг/л* V), что, вероятно, связано с выпадением их в осадок при образовании аутигенных минералов. Приведенные данные показывают, что нет значительных изменений в содержании Cu, Ni и V в иловых водах по вертикали осадков.

Рассмотренные выше материалы позволяют заключить, что иловые воды осадков на профиле от побережья Мексики до атолла Уэйк по сравнению с водой Тихого океана обогащены Fe, Mn, Cu, Ni, V. Степень обогащения иловых вод тесно связана с литолого-фациальными типами вмещающих осадков. Повышенные содержания железа (0,24—0,34 мг/л) наблюдаются только в сильновосстановленных прибрежных осадках. Наибольшие концентрации марганца (13,2 мг/л) отмечены в переходных

Таблица 2

	10-4%														
		Mo			V			Cr			Ga			Ge	
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
	3,8	0,7	3,1	132	86	46	86	79	7	1 8	16	2	1,8	1,8	Her
	3,9	0,7	3,2	160	96	64	130	113	17 [`]	21	20	2	1,0	1,0	×
	5,3	1,6	3,7	161	100	61	12 0	101	19	20	20	Нет	1,6	1,5	»
	3,5	0,5	3,0	135	89	46	96	81	15	18	19	»	1,9	2,0	»
	23,0	3,0	20,0	168	57	111	6 0	27	33	13	14	»	1,0	1,1	»
ł	14,3	3,7	10,6	145	60	85	51	33	18	10	11	>	1,0	1,2	»
ň	-	-	-	108	63	45	45	31	14	20	19	1	1,5	1,4	»
í.	2,9	0,9	2,0	145	83	62	51	36	15	19	20	-	2,0	1,9	0,1
	3,4	1,6	1,8	-	-	-	-	_	-	19	17	2	1,2	1,1	0,1
	3,1	0,8	2,3	111	75	36	45	31	14	16	18	Нет	-	-	-
		-		71	57	14	68	49	19	20	22	>	1,6	1,2	0,4
5 - C	-	-	-	95	52	43	78	49	29	26	25	1	1,4	1,5	Нет

нерастворимом остатке и солянокислой вытяжке

и гемипелагических карбонатно-глинистых осадках с высоким содержанием реакционноспособного (Mn⁴⁺) марганца и неустойчивыми значениями Eh (—150—+600 mv).

Обогащение иловых вод по сравнению с океаническими Fe, Mn, Cu, Ni и V однозначно указывает на диагенетическую переработку материала осадка, на ход физико-химического его уравновешивания. Но конкретные черты распределения элементов в иловых водах почти не поддаются однозначному толкованию, ибо являются динамическим итогом растворения исходных веществ и осаждения аутигенных.

О ФОРМАХ Fe, Mn, Cu, Ni и V В ИЗУЧЕННЫХ ОСАДКАХ

Чтобы составить представление о формах изучаемых элементов в осадках и ориентировочно представить, какую часть от валового их количества составляют растворенные в иловой воде исследуемые элементы, был применен метод 0,5 N солянокислых вытяжек.

К навеске осадка (2 г) приливают 100 мл 0,5 N соляной кислоты, добавляют 7 г солянокислого гидроксиламина и кипятят 5 мин. Горячий раствор отфильтровывают через бумажный фильтр. Нерастворимый остаток осадка промывают дистиллированной водой.

Железо, марганец, медь, никель и ванадий определяли как в оставшейся нерастворимой части осадка, так и в исходном (натуральном) образце. Количество элементов, перешедших в солянокислую вытяжку, вычислялось по разности. Указанные анализы выполнены в образцах из ст. 615, 657, 672 и 668, находящихся на различном расстоянии от берега и характеризующих три разных литолого-фациальных типа осадков.

Полученные данные (табл. 2) показывают, что из осадков прибрежной ст. 668 в солянокислую вытяжку переходит 16—26% Fe и столькоже Mn.

В осадках гемипелагической зоны (ст. 657 и 672) и в красных глубоководных глинах (ст. 615) содержание элементов, перешедших в солянокислую вытяжку, увеличивается: Fe 43—52, Mn 80—99, Ni 57—75, Cu 43—77, Co 75—90, Mo 69—87%. В значительных количествах в солянокислую вытяжку переходят и менее подвижные V и Cr. Галий и германий этой вытяжкой практически не извлекаются.

При изучении подвижных форм различных химических элементовиловых вод важно рассмотреть не только их концентрации в растворе, но и их количества в пересчете на 100 г осадка. Пересчет производился следующим образом: осадок с естественной влажностью принимался за 100%. Содержание Fe, Mn, Cu и V пересчитывалось на количество воды (в граммах), содержащееся в 100 г натурального осадка.

В табл. 3 и на фиг. 6 показано распределение исследуемых элементов, содержащихся в иловых водах, перешедших в солянокислую вытяжку и оставшихся в минеральном нерастворимом остатке. Эти количества элементов сопоставлены с валовым их содержанием в исходном осадке.

Сознавая, что такой пересчет приблизителен, считаем, что он все-таки дает возможность ориентировочно представить соотношение между элементами, находящимися в растворе (иловые воды), потенциально реакционноспособными формами, которые могут переходить в солянокислую вытяжку, и, наконец, наиболее устойчивыми труднорастворимыми формами, остающимися в нерастворимом остатке.

По Н. М. Страхову и Э. С. Залманзон (1955), соотношения между отдельными формами железа в осадках можно представить следующим образом: $Fe_{Ban} = Fe_{rugp}^{2+} + Fe_{pacr}^{3+} + Fe_{pacr}^{2+} + Fe_{nup} + Fe_{ofn}$. Железо пиритное (Fe_{nup}) так же, как и железо обломочное (Fe_{ofn}), относится к трудно-

растворимым формам, не извлекаемым соляной кислотой. Эти формы железа остаются в нерастворимом остатке. Остальные три формы железа способны растворяться в 0,5 N соляной кислоте. Сюда входят карбонаты, в том числе и железистые, гидроокиси двух- и трехвалентного железа, гидротроилит, частично глауконит и легкорастворимые силикаты (хлорит и лептохлорит).

Марганец, по данным А. Г. Розанова и др. (1976), в изучаемых осадках Тихого океана находится в виде Mn^{2+} и Mn^{4+} . Подобно железу он может быть в составе обломочных пород. В осадках окислительной среды основная форма марганца Mn^{4+} в форме гидратированной реакционноспособной двуокиси MnO (OH)₂, которая целиком переходит в 0,5 N солянокислую вытяжку.

В иловых водах формы Fe. Mn, Cu, Ni и V зависят от физикохимических свойств самого элеи окислительно-восстаномента вительных условий среды. В восстановленных прибрежных осадках Fe и Mn в иловых водах преимущественно в находятся бикарбонатной форме; в окисленных глубоководных красных глинах, вероятно, в виде хлоридов и сульфатов. Медь и никель в иловых водах присутствуют также в виде сульфатов и хлоридов, а ванадий — в форме растворимых фосфатов и ванадатов натрия. калия, а также органических комплексных соединений.

По мере удаления от берега в пелагиаль, по закону механической дифференциации (Страхов, 1962), содержание в осадке более тонких коллоидных и субколлоидных частиц увеличивается. Они уносятся в пелагиаль дальше, чем обломочные формы. Железо И марганец, мигрирующие в виде гидроокисной и коллоидной форм с адсорбированными на их поверхности микроэлементами, обогащают осадки пелагиали. Содержание фракций < 0,01 мм возрастает от берега к пелагиали с 37



1 — минеральный нерастворимый остаток; 2 — солянокислая вытяжка; 3 — иловые волы центах от валового содержания в осадках

Содержание Fe, Mn, Cu, Ni, V в минеральном нераство

Ma	Глубина	Влаж-	·····		Fe	· · · · · ·	Mn					
танция	отбора проб, <i>см</i>	ность, %	1	2	3	4	1	2	3	4		
615	0—17	64,1	$\frac{2,11}{100}$	$\frac{1,09}{52,0}$	$\frac{1,02}{48,0}$	$\frac{0,0013}{0,06}$	$\frac{0,16}{100}$	$\frac{0,01}{6,0}$	$\frac{0,15}{94,0}$	$\frac{0,0064}{0,004}$		
615	50—80	53,4	$\frac{3,11}{100}$	$\frac{1,81}{58,0}$	$\frac{1,30}{42,0}$	$\frac{0,0011}{0,04}$	$\frac{0,23}{100}$	$\frac{0,02}{9,0}$	$\left \frac{0,21}{91,0}\right $	$\frac{0,0032}{0,001}$		
615	270—280	59,5	$\frac{3,59}{100}$	$\frac{1,56}{60,0}$	$\frac{1,03}{40,0}$	$\frac{0,0012}{0,05}$	$\frac{0,19}{100}$	$\frac{0,02}{10,0}$	$\frac{0,17}{90,0}$	-		
619	0—2	65,5	$\frac{2,16}{100}$	$\frac{1,29}{60,0}$	$\frac{0,87}{40,0}$	$\frac{0,0013}{0,06}$	$\frac{0,18}{100}$	$\frac{0,02}{11,0}$	$\frac{0,16}{89,0}$	$\frac{0,0046}{0,003}$		
657	0—5	78,5	$\frac{1,06}{100}$	$\frac{0,50}{47,0}$	$\frac{0,56}{53,0}$	$\frac{0,0015}{0,14}$	$\frac{0,97}{100}$	$\frac{0,01}{1,0}$	$\frac{0,96}{99,0}$	$\frac{0,300}{0,031}$		
657	5—20	77,0	$\frac{1,09}{100}$	$\frac{0,53}{49,0}$	$\frac{0,56}{51,0}$	$\frac{0,0015}{0,14}$	$\frac{0,97}{100}$	$\frac{0,01}{1,0}$	$\frac{0,96}{99,0}$	$\frac{0,690}{0,071}$		
672	10—25	72,0	$\frac{1,26}{100}$	$\frac{0,75}{59,0}$	$\frac{0,51}{41,0}$	$\frac{0,0014}{0,11}$	$\frac{0,04}{100}$	$\frac{0,01}{24,8}$	$\frac{0,03}{74,0}$	$\frac{0,48}{1,20}$	ŀ	
672	100—110	67,5	$\frac{1,53}{100}$	$\frac{1,00}{65,0}$	$\frac{0,53}{35,0}$	$\frac{0,0013}{0,08}$	$\frac{0,05}{100}$	$\frac{0,01}{19,3}$	$\left \frac{0.04}{80.0} \right $	$\frac{0,35}{0,70}$		
672	200—210	63,3	$\frac{1,22}{100}$	$\frac{1,03}{84,0}$	$\frac{0,19}{16,0}$	$\frac{0,0013}{0,11}$	$\frac{0.07}{100}$	$\frac{0,01}{13,4}$	$\frac{0.06}{86.0}$	$\frac{0,38}{0,60}$		
672	515530	64,2	$\frac{1,33}{100}$	$\frac{1,11}{83,0}$	$\frac{0,22}{17,0}$	$\frac{0,0013}{0,10}$	$\frac{0.05}{100}$	$\frac{0,01}{19,3}$	$\frac{0,04}{80,0}$	$\frac{0,37}{0,70}$		
668	525	64,0	$\frac{1,13}{100}$	$\frac{0,88}{73,7}$	$ \frac{0,25}{26,3} $	$\frac{0,022}{1,9}$	$\frac{0,024}{100}$	$\frac{0,020}{73,7}$	$\frac{0,004}{26,2}$	$\frac{0,021}{0,087}$		
668	120—150	60,5	$\frac{1,32}{100}$	$\frac{1,10}{83,4}$	$\frac{0,22}{16,6}$	$\frac{0,0036}{0,23}$	$\left \frac{0,026}{100}\right $	$\frac{0,022}{83,4}$	$\frac{0,004}{16,5}$	$\frac{0,019}{0,072}$		

Примечание: 1 — валовое содержание в пересчете на влажную (натуральную) навеску; 2, 3 — соответственно содержание в минеральном нерастворимом остатке, в солянокислой вытяжке; в числитете — количество вещества в граммах на 100 г осадка, в знаменателе — процент от валового содержания; 1 — содержание в иловых водах, в числителе — в миллиграммах на 100 г осадка, в знаменателе, для Fe в 10⁻⁴.%, для Mn, Cu, NI, V в % от валового содержания.

(ст. 668) до 90% (ст. 615). В этом же направлении увеличивается количество растворимых в 0,5 N соляной кислоте гидроокислов железа и марганца с адсорбированными на их поверхности медью, никелем и ванадием. Так, в прибрежных осадках количество растворимых в соляной кислоте Fe и Mn всего 26% от их валового содержания в осадках, а в глубоководных красных глинах ст. 615. гидроокисные формы Fe и Mn составляют уже 43 и 92% соответственно. Содержание Fe, Mn, Cu, Ni, V, находящихся в иловых водах, т. е. в истинных растворах, не превышает доли процента от их валового количества в осадке: Fe 0,0004—0,0019, Mn 0,001—1,2, Ni 0,005—0,03, Cu 0,007—0,08, V 0,006—0,05%.

Как видим, содержание Fe, Mn, Cu, Ni, V в иловых водах невелико. Ничтожное количество исследуемых элементов в иловых водах есть результат непрерывно протекающего в них процесса новообразования минералов. Роль небольших количеств исследуемых элементов, содержашихся в иловых водах, в процессах образования аутигенных минералов и диагенеза определяется не их фактическим содержанием, а той высокой реакционной мобильностью, которая обеспечивает непрерывность течения реакций в жидкой фазе осадков. Если же представить непрерывность этих реакций на фоне геологического времени, то можно понять истинное значение иловых вод в процессе диагенеза. оимом остатке, в солянокислой вытяжке и в иловых водах

7	1	Ci	1			Ni			v					
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4		
	0,0061	0,0014	0,0047	0,0019	0,0038	0,0011	0,0027		0,0048	0,0031	0,0017			
	100	23,0	77,0	0,03	100	29,0	71,0		100	64	36,0			
	0,0088	0,0048	0,0040	0,0014	0,0046	0,0016	0,0030	0,0014	0,0075	0,0045	0,0030	<u>0,00013</u>		
	100	54,0	46,0	0,02	100	35,0	65,0	0,03	100	60,0	40,0	0,02		
	0,0082	0,0042	0,0040	0,0006	0,0037	0,0016	0,0021	l	0,0064	0,0040	0,0024	-		
	100	51	49,0	0,097	100	43	57,0		100	62,0	38,0			
	0,0054	0,0019	0,0035	0,0010	$\frac{0,0034}{100}$	0,0014	0,0020		0,0047	0,0031	$\frac{0,0016}{0}$			
	100	35,0	65,0	0,02	100	41,0	59,0	0.0040	100	66,0	34,0	0.0000		
	0,0021	$\frac{0,0012}{57.0}$	0,0009	0,0016	$\frac{0,0053}{-100}$	0,0006	0,0041	$\left \frac{0,0012}{0,0012}\right $	0,0037	0,0013	0,0024	$\frac{0,0000}{0,000}$		
	100	57,0	43,0	0,08		11,0	89,0	0,03	100	35,0	65,0	0,02		
	0,0021	$\frac{0,0000}{20,0}$	0,0015	—	$\frac{0,0044}{400}$	0,0007	0,0037	_	10,0032	10,0013	$\frac{0,0019}{0000}$	-		
	100	30,0	0.0045	0.0044		10,0	04,0	0.004/	100	40,0	00,0	0.0016		
	0,0033	54 0	10,0013	$\frac{0,0011}{0.02}$	400	$\frac{0,0010}{29.0}$	62.0	0,0014	10,0030	60 0	$\frac{0,0012}{40.0}$	0,0010		
	100	0.0047	40,0	0,03	0.0045	0.0014	02,0	0,05	100	00,0	40,0	0,00		
	10,0050	47 0	52 0	0.001	400	34.0	60 0	- I	400	58 0	42 0			
	0.007/	0,0027	0 0047	0,00	0.0081	0.0015	00,0		100	00,0	42,0			
	400	36 0	64 0	0.03	$\frac{0,0001}{100}$	18.0	81 0	0.005	_	-	-	-		
	0 0034	0.0019	0.0015	5 0,00	0.0038	0.0016	0.0022	20.0006	50.0041	0.0028	0.0013	0.0007		
	100	56.0	44.0	-	100	42.0	58.0	0.02	100	68.0	$\frac{32.0}{32.0}$	0.02		
		,-	, ·		0.0029	0.0019	0.001	0.000	50.0071	0.005	0.0014	0.0006		
	-		-	-	100	65,5	34.5	0.017	100	80.3	19.7	0,008		
		{	1		0,0033	0,0019	0,0014	10,000	50,0095	50,0052	0,0043	0,0006		
	-	-		-	100	58,0	42,0	0,01	100	54,7	45,3	0,006		
	ļ	1	1	ł	1			1	1	1 1	Ι ΄	1 1		

ЛИТЕРАТУРА

Алесковский В. Б. Концентрирование и определение микроэлементов, вып. 1, Л., Гидрометиздат, 1958.

- Бабинец А. Е., Митропольский А. Ю. Распределение микроэлементов в твердой фазе и поровых растворах донных осадков Черного моря. Проблема поровых растворов в геологии. Минск, «Наука и техника», 1973.
- Бусев А. И., Иванютин М. И. Потенциометрическое определение меди при помощи диэтилдитиофосфата никеля. — Ж. аналит. химии, 1956, т. XI, вып. 5. Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Фомина Л. С. Соединения серы в осад-

ках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана. Сб.: Биогеохимия диагенеза осадков. М., «Наука», 1976.

Глаголева М. А., Коннов В. П., Парахоня Ю. П., Ягодинская Т. А. Химические элементы в осадках северо-восточной части Тихого океана.- Литол. и полез. ископ., 1976, № 6.

Горшкова Т. И. Грунтовые растворы Балтийского моря и Рижского залива.- В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М., «Наука», 1970. Емельянов Е. М., Власенко Н. Б. Концентрации растворенных форм Fe, Мп и Си в

морских поровых водах бассейна Атлантического океана.— Геохимия, 1972, № 10. Залманзон Э. С. Методы определения малых элементов. В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. П. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Лисицина Н. А., Бугузова Г. Ю., Дворецкая О. А. Литолого-фациальные типы дон-ных осадков на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6. Лурье Ю. Ю. Справочник по аналитической химии. М., Госхимиздат, 1962.

Митропольский А. Ю., Ольштынский С. П. Особенности распределения микроэлементов в поровых растворах донных осадков тропической части Атлантического океа-

на. — Проблемы поровых растворов в геологии. Минск, «Наука и техника», 1973.

Мокиевская В. В. Марганец в воде Черного моря.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 6. Мокиевская В. В. Методы определения железа в морской и иловой воле.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 59, 1962. Розанов А. Г., Волков И. И., Соколов В. С., Пушкина З. В., Пилипчук М. Ф. Окисли-

тельно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и приле-

гающей части Тихого океана.— Сб.: Биогеохимия диагенеза осадков. М., «Наука», 1976.

Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Перераспределение химических элементов при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1967, т. 83.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962. Brooks R. R., Presley B. J. and Kaplan I. R. Trace elements in the interstitial water of

Presley B. J., Brooks R. R., Kaplan I. R. Manganese and related elements in the interstitial water of stitial water of marine sediments.— Science, 1967, v. 158, No. 3803.
 Presley B. J., Kolodny Y., Nissenbaum A. and Kaplan I. R. Farly diagenesis in a reducing field Science Left. Bettick Columbia.

cing fiord, Saanich Inlet, British Columbia — II. Trace element distribution in inter-stitial water and sediment.— Geochim. et cosmochim. acta, 1972, v. 36, No. 10. Spenser D. W., Robertson D. E., Turekian K. K. and Folsom J R. Trace element cali-

brations and profiles at the Geosecs. Test Station in the Northeast Pacific ocean .--J. Geophys. Res., 1970, v. 75, No. 36.

ł

гин ан ссср, Москва

Дата поступления 29.X.1975

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1977 г.

УДК 551.352.1:549.1(261)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ ФАРЕРО-ИСЛАНДСКОГО ПОРОГА И ФАРЕРО-ШЕТЛАНДСКОГО ЖЕЛОБА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

К. П. ЗАНГАЛИС, Г. С. ХАРИН

По данным комплексного изучения 102 проб во фракциях 0,01—0,005; 0,005—0,001; <0,001 *мм* показано, что состав глинистых минералов Фареро-Исландского порога и Фареро-Шетландского желоба различен. В первом случае он существенно смектит-хлоритовый, во втором — преимущественно гидрослюдистый. Различие в составе глинистых минералов объясняется влиянием различных областей сноса терригенного материала.

Состав и закономерности распределения глинистых минералов в осалках Северной Атлантики изучены слабо. Небольшое количество проб здесь было изучено В. А. Ерощевым-Шаком (1962) и Р. Е. Бискайе (Biscaye, 1965). По данным В. А. Ерощева-Шака, в осадках Фареро-Исландского порога и Фареро-Шетландского желоба преобладает монтмориллонит, а по Р. Е. Бискайе, иллит с примесью хлорита. Нами изучены глинистые минералы в 102 пробах, собранных в 26-м рейсе НИС «Михаил Ломоносов» по разрезу от шельфа Шотландии до шельфа Исландии (фиг. 1). В результате появилась возможность уточнить существующие представления о минеральном составе тонкодисперсной фракции осадков Фареро-Исландского порога и Фареро-Шетландского желоба, определить источники поступления глинистых минералов и, в частности, показать роль процессов преобразования пирокластики в формировании глинистых минералов поверхностных осадков.

В узкой юго-западной части Фареро-Шетландского желоба залегают грубые биогенные пески. На мелководье, примыкающем к Фарерским и Британским островам, отмечены галечники и пески. В глубоководной северо-восточной части желоба повсеместно развиты терригенные алеврито-пелитовые илы с редкой галькой базальтов, гранитов и других пород ледового разноса.

Фареро-Исландский порог, соединяющий в виде подводного хребта Исландию с Фарерскими островами, сложен базальтами. По данным сейсмопрофилирования (Jones et al., 1970), на поверхности порога имеются выходы фундамента. Драгировками в 26-м рейсе НИС «Михаил Ломоносов» было установлено, что порог и шельф Исландии и Фарерских островов сложены гиалобазальтами, базальтами, долерито-базальтами и долеритами. Поверхностные осадки, накапливающиеся в западинах порога, состоят из двух горизонтов — верхнего (0—3 см), представленного терригенно-вулканогенным алеврито-пелитовым жидким бурым



Фиг. 1. Основные типы осадков (слой 0—5 см) Фареро-Исландского порога и Фареро-Шетландского (Ф.— Ш.)желоба 1 — станции 26-го рейса:

І—станции 26-го рейса: НИС «Михаил Ломоносов» и места отбора проб; 2 изобаты, м; 3— терригенные песчаные и гравийные осадки; 4— терригенные глинистые осадки; 5— существенная примесь вулканокластики и пирокластики: в осадках

илом, и нижнего (3—15 см), сложенного вулканогенно-терригенным мелкозернистым песком и алевритом с примесью гальки, щебня базальтови других пород.

методы исследований

Изучение минерального состава и структурных особенностей глинистых образований производилось во фракциях <0,001; 0,001— 0,005; 0,005—0,01 мм рентгенодифрактометрическим (дифрактометр ДРОН-1,5), ИК-спектрометрическим (спектрометр UR-10), электронномикроскопическим (электронный микроскоп ЭМ-7) и химическим методами.

Перечисленные фракции были получены в результате водномеханического анализа. Пробы изучались до и после обработок. Были применены следующие известные виды обработок: смесью Мира и Джексона (Mehra, Jackson, 1960) и 10%-ным раствором Na₂CO₃ для обогащения проб в кристаллических компонентах; насыщение глицерином; насыщение магнием, насыщение литием (Green-Kelly, 1953; Муравьев, 1971) с последующим насыщением глицерином; прокаливание при 330, 550, 650° С с последующим насыщением глицерином; прокаливание при 750°; травление 10%-ным раствором соляной кислоты при 20 и 80° С. Для дифрактометрии и ИК-спектрометрии применялись ориентированные и неориентированные образцы (Бабицин и др., 1974).

Для приблизительной количественной оценки соотношений глинистых мянералов была применена методика Р. Е. Бискайе (Biscaye, 1965), однако для определения каолинита и хлорита использовались хорошо разрешающиеся рефлексы соответственно 002 и 004. Весовые факторы этих двух рефлексов были определены эмпирически применительно к имеющимся пробам. В конечном итоге был использован следующий набор усредненных факторов: для рефлекса 001 Mg-замещенного, насыщенного глицерином комплекса смектитов — 4, для рефлекса 001 гидрослюды — 1, для рефлекса 002 каолинита — 1, для рефлекса 004 хлорита — 2,2.

По количественному составу глинистых минералов пробы отчетливо разделяются на две большие группы.

1. Глинистые минералы в пробах Фареро-Шетландского желоба. Пробы были отобраны в северо-восточной глубоководной части Фареро-Шетландского желоба, где развиты алеврито-пелитовые и пелитовые илы.

Во фракции <0,001 мм преобладает гидрослюда (50—70% от суммы глинистых минералов), присутствуют каолинит (8—18%), хлорит (4— 12%) и смектиты (5—30%). Соотношение глинистых минералов мало изменяется по фракциям. Отмечается лишь увеличение отношения хлорит/каолинит по мере повышения размеров фракций. Содержание суммы глинистых минералов явно возрастает с уменьшением размеров фракций.

Слюдистый компонент обладает всеми признаками диоктаэдрической гидрослюды политипной модификации 1Ma преимущественно алюминиевого состава (без значительного количества трехвалентного железа в октаэдрическом слое); последовательность базальных отражений закономерна и характерна для гидрослюд, рефлекс 060 указывает на величину параметра b элементарной ячейки 9,0 Å; рефлекс 001 сильный; рефлекс 002, хотя и слабее рефлекса 001, все же имеет значительную величину; травление соляной кислотой не повлияло на величину и распределение рефлексов; прокаливание при температуре 750-770°C не привело к разрушению минерала. На рентгенограммах неориентированного образца (особенно обработанного кислотой) отчетливо выделяются рефлексы в области 5-2,5 Å, характеризующие политипную модификацию минерала. Обработки не повлияли на положение и интенсивность рефлексов. Обнаруживаются лишь слабые изменения: межплоскостное расстояние после насыщения глицерином сокращается на 0,15-0,2 Å; рефлекс 001 слегка асимметричен, асимметрия изменяется при обработках; полностью симметричным становится рефлекс лишь после обработки соляной кислотой. Эти данные позволяют заключить, что минерал представляет собой смешанослойное образование слюда-смектит с очень низким содержанием лабильных межпакетных промежутков (фиг. 2).

На ИК-спектрах гидрослюда хорошо проявляется. Диоктаэдричность минерала здесь несомненна: деформационные Si—O и комбинированная Si—O—A1 (VI) полосы в области 400—650 см⁻¹ характерны для диоктаэдрических гидрослюд. В области валентных колебаний ОН-гидроксильных групп на значительное содержание гидрослюды указывает полоса при 3630 см⁻¹, связанная с колебаниями ОН-группы внутри 2:1 пакета (фиг. 3).

Каолинит уверенно опознается даже на необработанных образцах по рефлексу 002. На рентгенограммах образца, обработанного соляной кислотой, видны чистые рефлексы каолинита. Они симметричны, но не очень остры. Рефлекс 060 указывает на значение d/n=0,49 Å. Прокаливание при 550° полностью разлагает минерал (фиг. 2). На ИК-спектрах каолинит представляется острой и сильной полосой 3700 см⁻¹, которая, как известно, связана с валентными колебаниями ОН-групп внешнего слоя пакета I: I. Полоса поглощения при 3620 см⁻¹, связанная с внутрипакетными ОН-колебаниями, сливается с аналогичными полосами других присутствующих здесь диоктаэдрических слоистых силикатов. Характерный для высококристаллизованного каолинита дублет при 3650 и 3670 см⁻¹ отсутствует. Другие полосы каолинита не выступают в чистом виде (фиг. 3).

На всех дифрактограммах (см. фиг. 2) обнаруживается серия относительно острых и симметричных рефлексов, значения которых строго кратны значению 14 Å. Аналитические данные минерала, отвечающего указанной серии рефлексов, позволяют считать, что это магнезиально-

2*



Фиг. 2 (левая часть)

.





а — воздушно-сухой ориентированный препарат; б — насыщенный глицерином; в — магнием; г — магнием и глицерином; д — прокаленный при 550° С; е — обработанный соляной кислотой; ж — обработанный по Грину-Келли. Участок рефлексов 060 снят с неориентированного образца; ст. 2083—1, 2077 — Фареро-Шетландский желоб; ст. 2084—1, 2080 — Фареро-Исландский порог



Фиг. 3. Инфракрасные спектры фракций <0,001 мм

а — неориентированный препарат (пресованная таблетка), образец обогащен; б — ориентированный препарат (осаждение суспензии на коллодиевую пленку), образец обогащен; в — неориентированный образец (пресованная таблетка), образец не обогащен; ст. 2083—1, 2077 — пробы Фареро-Шетландского желоба; ст. 2084—1, 2080 пробы Фареро-Исландского порога

железистый триоктаэдрический хлорит со значительным замещением Si на Al в тетраэдрах. Доля инородных пакетов в структуре должна быть минимальной. Аналитические факты таковы: травление соляной кислотой резко ослабляет рефлексы; нечетные рефлексы слабее четных; рефлекс 060 неопределим из-за присутствия кварца (рефлекс 2131). Состав бруситового «талькового» пакета слоя невозможно определить и с помощью ИК-спектров из-за наложения полос поглощения других фаз. Таким образом, вывод о триоктаэдричности минерала делается косвенно на базе соотношений интенсивности базальных рефлексов. Температурная обработка привела к известным для богатых железом хлоритов изменениям интенсивности пиков. После прокаливания при 550° С пакет хлорита несколько coкращается.

ИК-спектры (см. фиг. 3) подтверждают предположение о присутствии богатого

железом хлорита со значительным замещением Si на Al в тетраэдрических позициях: на спектрах появляется полоса 585 с m^{-1} (деформационная Si—O — полоса, связанная с перпендикулярными спайности колебаниями), полоса 645 с m^{-1} , которую частично можно приписать хлориту. Хлориту можно приписать и широкие слабые полосы при 3450 и 3570 с m^{-1} , а также некоторое уширение полос в области 400—500 с m^{-1} . Все эти признаки исчезают после обработки образца кислотой.

Несомненно присутствие смектитов в рассматриваемых пробах. Точная диагностика внутри группы смектитов, однако, затрудняется из-за низкой их концентрации. Видимо, здесь присутствует механическая смесь Na (или Na, Ca, Mg)-монтмориллонита и минерала с тетраэдрическим источником слоевого заряда, который более гочно невозможно диагностировать. Степень окристаллизованности этих минералов должна быть значительной. Рефлекс 001 в воздушно-сухом состоянии располагается в интервале между 11,5—14,5 Å с центром тяжести при 12,2 Å. Влияние большинства обработок характерно для смектитов. Прокаливание при 330° не приводит к сокращению пакета, при этом способность к набуханию сохраняется. После прокаливания при 550° происходит сокращение пакета до 10,3 Å и способность к разбуханию теряется. Обработка соляной кислотой приводит к уменьшению рефлекса примерно до одной трети. Обработка по Грину-Келли, выполненная при соблюдении рекомендации для многокомпонентных проб (Дриц, Градусов, 1972), привела к двоякому результату: некоторая часть рефлекса сократилась до 9,8 Å, остальная часть сместилась до 17 Å. На рентгенограммах неориентированных образцов рефлекс 1,51, видимо, принадлежит монтмориллониту. Рефлекс при 1,54 Å не может быть использован из-за присутствия хлорита и кварца (см. фиг. 2).

Очень низкая концентрация смектитов делает невозможным их обнаружение по ИК-спектрам. Только некоторую размытость полос поглощения ИК-спектра можно объяснить их присутствием (см. фиг. 3).

На электронно-микроскопических снимках, наоборот, частицы смектитов отчетливо выделяются. Уверенно определяется также каолинит. Частицы каолинита несовершенные, что совпадает со сделанным выше выводом о том, что каолинит слабо окристаллизован. Различной степени прозрачности многочисленные пластинчатые частицы изометрического и реже удлиненного облика, видимо, сложены гидрослюдой. Результаты химического анализа фракций <0,001 мм (таблица) подтверждают вывод о преимущественно гидрослюдистом составе их.

Из неглинистых минералов в пробах систематически обнаруживаются кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, кальцит, доломит, следы цеолитов. Обычно преобладает кварц. Во фракции <0,001 *мм* количество неглинистых минералов, за исключением клиноптилолита, значительно сокращается.

2. Глинистые минералы в пробах Фареро-Исландского порога. В песках и галечниках, развитых в пределах порога вблизи Исландии и Фарерских островов, пелитовой фракции практически нет. Осадки, содержащие пелитовую фракцию и глинистые минералы, обнаружены в средней части порога, на банке Розен-Гартен. Количество фракций 0,01-0,001 мм 5-20%, фракции <0,001 мм 3-10%. За пределами Фареро-Исландского порога, в Фареро-Шетландском желобе, вблизи шельфа Фарер, обнаружена лишь одна станция (2084-1), где состав глинистых минералов аналогичен.

Во фракции <0,001 мм много рентгеноаморфного вещества. На соответствующих дифрактограммах появляется лишь один слабый, размытый рефлекс в области 12—15 Å. С помощью обработок нам удалось значительно усилить аналитические признаки глинистых минералов и установить приблизительный состав фракций (%): хлориты (25—50 от суммы глинистых минералов), смектиты (25—40), слюдистые минералы (20— 40), каолинит (следы), галлуазит (?). Состав глинистых минералов не меняется по фракциям. Суммарное содержание их увеличивается по мере уменьшения размеров частиц. Хлорит диагностируется легко. Его аналитические данные аналогичны параметрам хлорита из проб Фареро-Шетландского желоба.

Дифрактометрическое изучение разбухающего компонента опиралось на единственный 001 рефлекс, который при различных обработках принимает следующие значения d/n: в воздушно-сухом состоянии — 12,2 Å; после насыщения магнием — 14,1 (при этом рефлекс резко увеличился); после насыщения глицерином — 17—17,2 Å (интенсивность рефлекса почти не изменилась); после прокаливания при температуре 550°С — 9,95 Å; травление соляной кислотой привело к исчезновению рефлекса; Химический состав фракций <0,001 *м.м* проб морских осадков из Северной Атлантики (необработанные фракции) и цементирующей массы базальтовой брекчии, вес. 🖗

ĺ		Cd	9 V	9 V	۶ V	9 ∨	рдинаты	c callo-	
		ບັ	134	56	54	492	лоб, коо	nnenago	
	×10-4	Ni	86	48	<u>8</u> 2	48	ский же	Unania	
		uΖ	185	186	187	240	Петландо	Ca 0030	ж.
		Сп	109	88	78	51	bapepo-I		00661 115
		H20+	6,36	9,00 9,00	8,46	5,44	к; 2 — ф	снарую	ал вите
		Сумма	99,58 00,71	100,1	100, 43	100, 36	л. 1110 ј	n – naw	M, LJ. B
	• •	Na ₂ 0	0,79	1,23	1,31	1,61	э. д., г.	490 M	ря 2637.
		K ₂ O	3,34	1,20	1,20	2,66	04°05'3″	. A. DI.	. LJ. MO
	· .	П.п.п.	11,59	12,83	12, 76	5,90	°′ c. Ⅲ.	5 / 00 /	51″ 3. д.
		P206	0,34	0.57	0,48	0,18	arы 60°57	C: E. I	05°20′3
		CaO	7,21	5,63	6,11	3,60	координа	N 03 34	30″ c. 🗉
		MgO	4,70	0,10 6,48	6,16	9,80	желоб,	тенироо	ы 64°52′
		Ouw	0,14	0,14	0, 17	0,17	андский	lopor, Kt	TEHHIDOO
		FeO	2,58	4,63 4,00	3,42	2,15	о-Шетла	НДСКИИ Г	Web», Ko
		Fe ₂ O ₃	7,07	8,05 8,05	8,62	14,00	- daper	po-MCJIA	Челленд
		Al ₂ 0 ₈	17,21	10,4/	11,65	10,40	дков: 1	- ⊷ape	Гломар
		TiO ₂	0,87	2,20	2,21	2,09	иции оса	₩, 0, 1	трения «
		SiO ₂	43,74	45,14 46,62	46,40	47,80	Н — фран	0011 . ILIO0	цного бу
	Гори-	30нТ, С.Ж	85-95	0-30	3 - 15	_	ие. 1—4	it in the second	VOOKORO
	Ž	станций	2077	2080	2080	Скв. 337]	MeyaH	· III · U2 40	(в. 337 гл
	ž	00du		vi m	4	2 	и Ц D в	0 / 60_00	HRTOM, CL

нитом. скв. 337 глубоководного бурения «Гломар Челленджер», координаты 64°52'30" с. ш., 05°20'51" з. д., гл. моря 2637 м. гл. ваятия пробы 115 м. Силикатыки анализ выполнен в центральной лаборатории Запсибтеолуправления, аналитик И. А. Дубровская; атомно-абсорбционный анализ — в лаборатории геологии Атлан-тики Ин-та океанологии АН СССР, аналитик Г. С. Хандрос.

после насыщения литием способность к набуханию сохранилась. В области шестого порядка рефлекса 010 не обнаруживается пика, характерного для диоктаэдрических смектитов. Широкий размытый рефлекс при 1,54 Å позволяет предположить присутствие триоктаэдрического смектита помимо хлорита и кварца. Очень слабый выступ около 1,515 Å не характерен для смектитов (фиг. 2).

На ИК-спектрах также невозможно обнаружить признаки диоктаэдричесмектитов. Спектры ских фракции <0,001 мм выглядят как сумма спектров триоктаэдрических слоистых силикатов и спектров минералов кремнезема. Здесь уместно отметить, что ИК-спектрометрия достаточно отчетливо выявляет различие в мотиве заоктаэдрических полнения пустот В структурах слоистых силикатов (Stubican, Roy, 1961).

Дифрактометрическое и ИК-излучение смектитов позволяет предположить присутствие сапонита. Данные химического анализа фракций <0,001 мм (таблица) подтверждают это предположение. Обращает на себя внимание повышенное содержание MgO (более 6%) в пробах Φapepo-Исландского порога, которое можно объяснить присутствием в осадках наряду с хлоритом и сапонита. В анализированных образцах содержится око-40% магнезиально-железистого ло хлорита от суммы всех глинистых минералов. Значительная часть фракции состоит из рентгеноаморфных веществ и других неглинистых минералов. Показательно также следующее. На дифрактограммах обработанных фракций рефлексы хлорита в пробах Фареро-Шетландского желоба более высокие, чем соответствующие рефлексы в пробах Фареро-Исландского порога. Это показывает, что абсолютные KOHцентрации хлоритов в первом случае более высокие, чем во втором. После обработок из проб Фареро-Шетландского желоба было удалено меньшее количество аморфных веществ, чем из проб Фареро-Исландского порога. Следовательно, необработанные фракции проб Фареро-Шетландского желоба. подвергнутые химическому анализу, содержали повышенное количество хлоритов по сравнению с соответству-



Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки фракций <0,001 мм а, б, в — ст. 2083—1, 2077 — Фареро-Шетландский желоб; г — ст. 2080 — Фареро-Исландский порог (образец не обработан содой), ×8000—1000

ющими фракциями Фареро-Исландского порога. Однако последние содержат больше MgO, чем первые, что также может указывать на присутствие сапонита в пробах Фареро-Исландского порога. Каолинит присутствует в следовых количествах.

Слюдистое вещество проб трудно диагностировать более точно. Низкое содержание кристаллического вещества в образце и малая отражающая способность слюд приводят к очень слабым рефлексам 001. Рефлекс при 10 Å значительно уменьшается после кислотной обработки. На рентгенограммах неориентированного образца присутствует очень слабый и широкий рефлекс 1,515 Å; рефлекс 002 достаточно выражен. Осложняет диагностику еще тот факт, что на электронно-микроскопических снимках (фиг. 4) часто видны частицы трубчатого облика, напоминающие галлуазит. ИК-спектры (фиг. 3) не дают основания предположить наличие значительных количеств галлуазита, глауконита и селадонита. Видимо, здесь присутствует смесь A1- и Fe-гидрослюд. На электронно-микроскопических снимках (фиг. 4) трудно обнаружить обособленные глинистые частицы. Отмечаются лишь агрегаты частиц. Неглинистые минералы выделяются отчетливо. Они представлены полевыми шпатами, кварцем, клиноптилолитом, доломитом, кальцитом в малых или следовых количествах. Содержание цеолита (клиноптилолита) более высокое, чем в пробах Фареро-Шетландского желоба. Кроме того, присутствует много аморфного биогенного кремнезема, представленного остатками диатомей и спикул губок.

обсуждение результатов

Различия в составе глинистых минералов поверхностного слоя осадков Фареро-Шетландского желоба и Фареро-Исландского порога зависят главным образом от состава терригенного и вулканогенного материала, приносимого в осадок, и от условий вторичных преобразований осадков.

Для Фареро-Шетландского желоба наиболее вероятным источником сноса являются Британские и Шетландские острова, а также Скандина-



Фиг. 5. Дифрактограммы глинистых минералов

I-цементирующая светло-зеленая масса базальтовой брекчии, скв. 337, гор. 115 м; II --светло-зеленая масса, заполняющая пустоты и миндалины палеогеновых базальтов, о. Стремё (Фарерские острова); III — прожилки, выполненные буро-зеленым материалом, в долерито-базальте Фареро-Исландского порога: а — ориентированный образец; б - насышенный этиленгликолем; в ---обработанный соляной кислотой; г — обработанный по Грину-Ќелли (насыщен глицери-ном); ∂ — рефлекс 060 с неориентированного образца

вия, в породах и почвах которых широко распространена гидрослюда, меньше каолинит, хлорит и монтмориллонит (Mackenzie et al., 1949; Беннинсон, Райт, 1972).

Платобазальты, развитые на Фарерских островах и на севере Шотландии, не оказывают значительного влияния на состав глинистых минералов в осадках желоба. Лишь в одном случае (станция 2084-1), вблизи шельфа Фарер, обнаружено высокое содержание смектита, первичным источником которого, вероятно, являются вулканические породы Фарерских островов. Пирокластический материал современных вулканов Исландии и Ян-Майена попадает сюда в крайне незначительном количестве. Кроме того, этот материал, как показывают данные микроскопических исследований алевритовой фракции осадков по колонкам станций 2077-3 и 2084 (длина колонок соответственно 4,4 и 4,3 м), почти не изменен. Вулканическое стекло сохраняет постоянными оптические свойства в разрезе четвертичной толщи осадков желоба. Почти постоянными остаются и соотношения глинистых минералов в изученных колонках. Это, очевидно, свидетельствует о незначительной роли процессов диагенеза в образовании глинистых минералов.

Осадки Фареро-Исландского порога формируются под влиянием размыва коренных пород, слагающих порог, терригенного материала, поставляемого с Исландского острова, и в меньшей мере с Фарерских островов, а также пирокластического материала, извергаемого вулканами Исландии. Сюда поступает также и материал континентального про-

исхождения. Об этом свидетельствует наличие граната, кварца, калиевых полевых шпатов в крупноалевритовой фракции осадков порога. Очевидно, континентальное происхождение имеют гидрослюда и каолинит, обнарупелитовой фракции женные в осадков. Смектит и хлорит, постоянно присутствующие в осадках Фареро-Исландского порога, скорее всего связаны с продуктами разрушения палеогеновых и неогеновых базальтов и в меньшей мере с продуктами преобрапирокластики. зования Микро--скопическое изучение базальтов, пробуренных и драгированных на Фареро-Исландском пороге И взятых на Фарерских островах и в Исландии, показывает постоянное присутствие в них хлорита, монтмориллонита, сапонита, иногда селадонита. В то же вре-



Фиг. 6. ИК-спектры сапонитов; характеристика проб I, II, III приведена на фиг. 5. Неориентированный образец (пресованная таблетка)

мя пирокластический материал алевритовой фракции осадков, как показывают микроскопические исследования, изменен незначительно. Лишь в отдельных участках отмечается небольшое количество палагонита и цеолитов, аутигенное происхождение которых в поверхностных осадках сомнительно. Скорее всего эти минералы также привносятся в осадки за счет эрозии цеолит- и палагонитсодержащих вулканических пород.

Сравнение глинистых минералов, развитых в осадках и базальтах Фареро-Исландского порога и на Фарерских островах, показывает их большое сходство. Особенно наглядно это при сравнении рентгенограмм и ИК-спектров сапонитов (фиг. 2, 3 и фиг. 5, 6). Близки также оптические свойства и химический состав глинистых минералов (таблица). Представлены они большей частью мелкозернистыми и тонкодисперсными агрегатами бледно-зеленовато-бурого, зеленовато-серого, реже голубовато-зеленого цветов. Средний показатель преломления сапонита равен 1,530—1,555. Хлорит и смектит слагают прожилки и миндалины в базальтах, цемент и включения в базальтовых брекчиях, милонитах и туфах. Отдельные горизонты туфов мощностью до 10—20 м иногда почти полностью сложены этими минералами. Обычно это очень мягкие породы, которые легко поддаются эрозии, что весьма существенно при формировании терригенных компонентов осадков.

выводы

1. Преимущественно гидрослюдистый состав глинистых минералов современных осадков Фареро-Шетландского желоба формируется под влиянием сноса с Британских и Шетландских островов и Скандинавии.

2. Распределение глинистых минералов в толще осадков Фареро-Шетландского желоба до глубины 4,4 м в общем аналогично современному, что указывает на постоянный источник сноса в течение последних 100-200 тыс. лет.

3. Преимущественно смектит-хлоритовый состав глинистых минералов поверхностных осадков Фареро-Исландского порога обусловлен разрушением вулканических и вулканогенных неогеновых и палеогеновых пород Фарерских островов, Исландии и Фареро-Исландского порога.

4. Роль пирокластики в формировании глинистых минералов осадков Фареро-Шетландского желоба и Фареро-Исландского порога в целом представляется незначительной.

ЛИТЕРАТУРА

Бабицин П. К., Киселева Ф. П., Ушатинский И. Н. Пленочный способ приготовления препаратов в инфракрасной спектрометрии. — Зап. Всес. минералог. о-ва, 1974, сер. II, ч. 103, вып. 3.

Беннисон Дж., Рай А. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972. Дриц В. А., Градусов В. П. Изучение контмориллонитовых минералов с помощью дифракции рентгеновских лучей. В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М., «Недра», 1972.

Ерощев-Шак В. А. Глинистые минералы в осадках Антлантического океана. — Океанология, 1962, № 1.

Муравьев В. И. Об идентификации монтмориллонитовых минералов.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.

Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic

ocean and adjacent seas and oceans.—Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 76, No. 7. Green-Kelly R. The identification of montmorillonoides.—Soil. Sci., 1953, v. 4, No. 2. Jones E. J. W., Ewing M., Ewing J. I., Eittreim S. L. Influences of Norwegian Sea Overflow water on sedimentation in the Northern. North Atlantic and Labrador Sea L. Carabara Dec. 1070, p. 75 No. 6

Sea. J. Geophys. Res., 1970, v. 75, No. 9.
 Mackenzie R. G., Walker J. F., Hart R. Illite in decomposed granite at Bolloter Aberdeenshire. — Mineral. Mag., 1945, v. 28.
 Mehra O. P., Jackson M. L. Iron oxide removal from soil and clays by a dithionate-citrate

system buffered with sodium bicarbonate.- Clays. and Clay Minerals, 1960, v. 5.

Stubicân V., Roy R. Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicate.— Amer. Mineralogist., 1961, v. 46, No. 1—2.

Атлантическое отделение Института океанологии, Калининград

Дата поступления 10.V.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1977 г.

УДК 552.14:551.35(262.5)

КАТИОННЫЙ ОБМЕН В СИСТЕМЕ ОСАДОК — ИЛОВАЯ ВОДА ПРИ ДИАГЕНЕЗЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

И. В. ВИТВИЦКАЯ, Ю. Н. ГУРСКИЙ, Т. В. ЛЕВШЕНКО

Проведено изучение состава обменных катионов и химического состава иловой воды в колонках донных отложений Черного моря на 100-километровом разрезе, идущем от устья р. Риони в море, и на нескольких станциях в северо-восточной части моря. Установлена связь емкости обмена и состава катионов с палеогидрохимической эволюцией бассейна, с фациальными и литологическими особенностями донных отложений и содержанием органического вещества в осадках. Изменение соотношений между катионами иловой воды и осадка при диагенезе донных отложений указывает на ведущую роль катионного обмена в процессах метаморфизации химического сстава иловой воды. С этими процессами тесно связаны формирование хлоркальциевых вод и аутигенно-минералогические преобразования в осадке.

Изучение процессов ионного обмена в системе морских донных отложений представляет большой интерес для решения многих вопросов литологии и геохимии. При седиментации на дно морского бассейна поступает разнообразный материал: терригенный, биогенный, хемогенный, материал, продуцируемый в водной толще бассейна и приносимый с суши. Оказываясь в новых термодинамических условиях, он стремится прийти в равновесие со средой и другими компонентами осадка. Это вызывает многочисленные диагенетические реакции химического и биохимического характера, реакции, которые протекают в водных растворах и приводят к интенсивному обмену между твердой фазой осадка и иловой водой.

Исследования процессов метаморфизации иловых вод, проведенные в последние годы на кафедре геохимии МГУ (Валяшко, Гурский, 1974; Гурский, 1974), показали, что изменение химического типа захороненной в отложениях воды происходит прежде всего за счет преобразования ее катионной части под влиянием обменных процессов в системе осадок — иловая вода. Поэтому представляло интерес выяснить, сколь велик резерв катионов, находящихся в сорбированном или поглощенном комплексе осадка, каковы факторы и закономерности, регулирующие его распределение в отложениях и взаимный обмен с иловой водой.

Такое исследование было проведено на материалах экспедиции НИС «Московский университет», собранных в 1972 г. на Рионском полигоне. Для изучения поглощенных катионов был избран разрез, протягивающийся от устья р. Риони в море приблизительно на 100 км и включающий шесть станций, на которых были отобраны колонки донных отложений. Длина колонок 2—7 м. Глубины моря на разрезе 30—1720 м. Осадки представлены глинистыми и алеврито-глинистыми илами с примесью гидротроилита. Содержание CaCO₃ для большинства проб 3— 15%, количество С_{орг} 1—2%. Несколько отличается от всех других наиболее удаленная от берега колонка со ст. 201, которая на глубине 1,5 *м*. от дна и ниже представлена глубоководным песком, что является довольно интересной находкой для данного района. Состав поглощенных катионов ранее был изучен также Т. В. Левшенко в образцах, собранных на НИС «Московский университет» в 1967—1968 гг. Некоторые результаты этого исследования включены в статью.

Осадки северо-восточной группы станций представлены преимущественно глинистыми илами, среди которых в отличие от рионского разреза встречаются сапропелевые прослои, обогащенные органическим веществом. Данные о составе осадков, органического вещества и иловых вод в колонках со ст. 37, 38, 42 частично опубликованы (Дроздова, Гурский, 1972; Валяшко, Гурский, 1971). Все изученные образцы осадков представлены современными (с. о.), древнечерноморскими (д. ч.) и новоэвксинскими (н. э.) отложениями (таблица). Иногда на крутом склоне происходит размыв осадков, и на поверхности дна обнаруживаются новоэвксинские отложения (ст. 214, 42, 62) — плотные серые глинистые илы со значительной примесью сульфидов железа в виде гидротроилита или конкреций пирита.

Поглощенные катионы в Черном море исследовали А. Д. Архангельский и Э. С. Залманзон (1930), Н. Д. Тагеева и М. М. Тихомирова (1962), В. А. Приклонский, Н. А. Окнина (1957) и Е. Д. Зайцева (1962). Работы проводились в основном на северо-западном шельфе и в глубоководной зоне моря. Эти исследования позволили оценить величину и состав обменного комплекса черноморских илов и установить некоторые общие закономерности распределения катионов. Однако из-за различия и несовершенства применявшихся методик и плохой сохранности некоторых образцов, использованных для анализа, результаты, полученные разными авторами, нередко противоречивы. В связи с этим даже на основной вопрос относительно соотношения катионов в обменном комплексе осадков были получены различные ответы.

Так, по данным А. Д. Архангельского и Э. С. Залманзон, обменные катионы в осадках образуют следующий ряд (по степени уменьшения): $Ca^{2+}>Na^+>Mg^{2+}>K^+$. В. А. Приклонский и Н. А. Окнина нашли, что в обменном комплексе резко преобладает кальций. Н. В. Тагеева и М. М. Тихомирова приводят иное соотношение катионов: $Mg^{2+}>Na^+>$ > $K^+>Ca^{2+}$. Е. Д. Зайцева для современных осадков дает следующий ряд: $Na^+>Mg^{2+}>Ca^{2+}>K^+$, для новоэвксинских осадков — $Ca^{2+}>$ > $Mg^{2+}>Na^+>K^+$.

Это свидетельствует о том, что изучение состава обменных катионов не утратило актуальности. Кроме того, необходимы совершенствование и стандартизация методов их анализа. Прежние исследования обменных катионов были приурочены к западным и центральным частям бассейна, настоящая работа посвящается наименее изученным в этом отношении восточным и северо-восточным районам Черного моря.

Определение поглощенного комплекса осадков проводилось по усовершенствованной методике М. А. Хачванкяна (1948) и К. К. Гедройца (1955), применявшейся в разных вариантах Н. В. Тагеевой, М. М. Тихомировой (1962) и Е. Д. Зайцевой (1962). В качестве вытеснителя использовался раствор хлористого аммония 0,5 N (для образцов 1967— 1968 гг.) и 1 N (для образцов 1972 г.).

Навеска, 15—20 г осадка, тщательно перемешивалась с раствором NH₄Cl в соотношении 1:5 и выдерживалась в течение суток. Затем осадок переносился на фильтр и промывался раствором хлористого аммония до отрицательной реакции на Ca²⁺. При таких условиях можно рассчитывать на полное вытеснение поглощенного комплекса.

Для определения емкости обмена использовались образцы, полученные после отпрессования илового раствора, и образцы с естественной влажностью (станции 1972 г.). Для учета поправки на катионы иловогораствора определялась остаточная влажность и содержание Cl-иона в водной вытяжке.

После перехода всех катионов поглощенного комплекса в аммонийную вытяжку в фильтрате определяли ионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , щелочной резерв и SO_4^{2-} . Анионы определяли для того, чтобы учесть долю водорастворимых солей, переходящих в аммонийную вытяжку вместе с поглощенными катионами.

Расчет емкости обмена и состава поглощенного комплекса осадков проводился по методам М. А. Хачванкяна (1948) и Н. В. Тагеевой, М. М. Тихомировой (1962).

Исследования показали, что емкость катионного обмена для осадков восточной части Черного моря меняется от 2,7 до 36,1 *мг.экв* на 100 г осадка. Наибольшая величина емкости обмена обнаружена в современных отложениях. С увеличением глубины по колонке при переходе к древнечерноморским и новоэвксинским осадкам обычно наблюдается уменьшение емкости обмена. Это отражает, с одной стороны, процесс постепенного осолонения Черноморского бассейна в посленовоэвксинское время, с другой — уменьшение сорбционной способности илов, связанное с уплотнением и перекристаллизацией терригенных компонентов осадка. В сапропелевых слоях, сильно обогащенных органическим веществом, содержание обменных катионов повышено, что связано с их большой сорбционной способностью.

На фациальном профиле отложений намечается небольшое понижение обменной емкости илов при удалении от шельфа, в зону глубоководной впадины. Это прослеживается в изменении емкости обмена верхнего слоя современных отложений на рионском разрезе и менее определенно в изменении обменной емкости новоэвксинских отложений. Указанная особенность свидетельствует, по всей вероятности, о том, что максимальная сорбция катионов достигается довольно быстро в процессе переноса осадочного материала уже в зоне шельфа или континентального склона при сравнительно небольшом удалении от берега (несколько километров). В последующем этот процесс стабилизируется либо сменяется противоположным, т. е. при транспортировке на большие расстояния может происходить частичная десорбция катионов, что как бы предваряет последующие диагенетические преобразования, связанные с дегидратацией и упорядочиванием осадочного материала.

Помимо времени контакта осадка с водной средой и интенсивности диагенетических преобразований на величину емкости обмена влияют литологические и химические особенности осадка и иловой воды. В глинистых илах, как правило, наблюдается повышенная емкость обмена, в алевритовых и особенно в песчаных прослоях емкость обмена минимальная. Наблюдается связь между емкостью обмена и содержанием пелитовых фракций в осадках. Наличие органического вещества улучшает сорбционные свойства илов. В противоположность этому осадки с низким содержанием органического вещества имеют и невысокую обменную емкость. Процесс обезвоживания осадка при его уплотнении или же невысокая влажность вследствие гранулометрических особенностей илов приводит к понижению емкости обмена.

Обменный комплекс тесно связан с составом иловой воды, контактирующей с осадком. Прежде всего это выражается в прямой зависимости емкости обмена от суммарной минерализации иловых вод. Кроме того, наблюдается связь между отдельными катионами обменного комплекса осадка и катионами иловой воды (фигура). Связь эта довольно своеобразна. Если в современных отложениях, особенно в их верхних горизонтах наблюдается, как правило, прямая зависимость между катионами осадка и иловой воды, то в древнечерноморских отложениях связь нарушается, а в новоэвксинских, особенно в более глубоких слоях, удается проследить уже обратную зависимость между катионами осадка и ило-

Станция Глубина, м	- Горизонт, <i>см</i>	Воз- раст	Характеристика осадка	Влаж- ность, %	Фрак- ция <0,01, <i>мм</i>	C _{opr} ,	рН	Eh, мө	Емкость обмена <i>мг-экв</i> на 100 г влажн. ила	О бменные катноны ме-экв на 100 г влажного ила				Процент от суммы катнонов мг-экв, %			
				1						2	3	4	5	6	[7	8	٤٩
$\frac{210}{30}$	0-2	c. o.	Глинистый ил	52,8	83,4	-	8,58	+6	17,1	3,4	3,9	7,8	2,0	19,9	22,8	45,6	11,7
» »	$15-25 \\ 25-70$	» »	Глинисто-алевритовый ил Глинистый ил с гидротро-	52,01 43,57	28,02 66,08	1,17	7,58 7,57	+6 -29	15,9 13,0	2,8 2,1	3,1 3,3	8,1 5,9	1,9 1,7	17,6 16,1	19,4 25,4	50,9 45,4	11,9 13,1
» » »	75—125 175—225 275—325 375—425 490—558	> > > >	илитом Глинистый ил » Гидротроилитовый ил » Глинистый ил	42,09 38,29 34,74 29,00 34,97	68,15 57,52 50,01 54,98 83,89	0,79 1,02 0,96 0,73 1,06	7,56 7,94 7,74 7,62 7,59	$ \begin{array}{c} +9 \\ -8 \\ -58 \\ +27 \\ -123 \end{array} $	12,5 9,1 9,9 9,9 13,8	1,6 2,0 1,2 1,3 1,6	2,6 2,2 2,3 2,8 2,7	6,4 4,1 4,9 5,1 7,2	1,90,81,50,72,3	12,9 22,0 12,1 13,1 11,6	20,7 24,2 23,2 28,3 19,5	51,2 45,0 49,5 51,5 52,2	15,2 8,8 15,2 7,1 16,7
$\frac{211}{125}$	0—18	>>	Глинистый слабо известко- вый ил	54,16	51,49		8,08	+196	17,8	2,0	5,0	8,8	2,0	11,2	28,1	49,4	11,2
» »	18—85 85—136	» »	То же Глинистый ил с гидротро-	40,06 43,47	69,23 78,29	0,81 0,41	$7,50 \\ 7,42$	+4 11	14,9 16,3	1,8 1,2	$5,1 \\ 3,4$	7,1 10,2	0,9 1,5	12,1 7,4	34,2 20,8	47,7 62,6	6,0 9,2
» »	175—215 260—320	» »	илитом То же »	41,12 36,92	64,59 68,15	0,63 0,68	$7,41 \\ 7,56$	$+1 \\ -38$	9,5 12,4	0,9 1,5	1,8 1,8	6,1 7,1	0,7 2,0	9,5 12,1	18,9 14,5	$\substack{64,2\\53,2}$	7,4 16,2
214	15-50	н. э.	Глинистый ил	38,42	76,06	0, 6 8	8,0	+10	10,6	2,5	3,1	3,1	1,9	23,7	29,2	29,2	17,9
»	50—100 100—152	» »	» Глинистый ил с ракови-	44,07 42,01	76,10 80,91	0,57 1,98	7,86 7,66	+17 +6	13,2 12,7	$^{2,4}_{2,0}$	2,6 4,5	6,3 3,3	1,9 2,9	18,2 15,7	19,7 35,4	$\begin{array}{c} 47,7\\ 26,0 \end{array}$	14,4 22,9
»	152—185	»	Глинистый ил с гидротро- илитом	43,23	69,17	0, 66	7,90	143	12,7	2,2	1,7	7,0	1,8	17,3	13,4	55,1	14,2
<u>.</u>	185-219	»	То же	27,29	72,56	0,63	7,74	0.	9,2	1,8	2,0	3,9	1,5	19,6	21,7	42,4	<u> 16,3</u>
<u>216</u>	20-50	c. o.	Известково-глинистый ил	58,02	79,38	0,77	7,62	-130	15,0	2,6	2,8	7,7	1,9	17,3	18,7	51,3	12,7
>	58-90	>		58,17	71,32	0,99	7,64	-144	15,0	2,9	2,3	7,9	1,9	19,3	15,3	52,7	12,7

Состав обменного комплекса осадков восточной и северо-восточной частей Черного моря

35

» » »	90—140 140—200 200—250	д. ч. »	Известково-глинистый ил Глинистый слабо известко- вый ил То же	50,31 47,29 45,96	64,45 75,42 58,69	0,36 0,89 0,39	7,98 7,94 7,82	163 158 190	12,9 13,8 12,8	1,2 2,8 0,9	2,9 2,5 1,7	7,5 7,4 8,1	1,3 1,1 2,1	9,3 20,3 7,0	22,5 18,1 13,3	58,1 53,6 63,3	10,1 8,0 16,4
204	0-50	c. o.	Известково-глинистый ил	50,15	76,21	_	7,92	-33	12,4	0,8	3,4	6,6	1,6	6,5	27,4	53,2	12,9
1300 * * * *	$5090 \\ 95-131 \\ 131-206 \\ 276-355 \\ 371-410$	д. ч. » н. э. »	» Глинисто-известковый ил » Глинистый ил с гидротро- илитом	50,05 42,39 44,78 41,20 37,22	81,56 78,63 64,04 83,33 94,53	1,13 0,53 0,47 0,67 0,49	7,96 7,90 8,14 7,74 7,80	$-47 \\ +43 \\ +30 \\ -180 \\ -3$	11,0 12,8 12,8 7,7 11,1	1,4 2,0 1,9 1,8 1,6	2,3 2,5 2,5 1,4 1,4	5,8 7,2 6,7 3,2 6,0	1,5 1,1 1,7 1,3 2,1	$12,7 \\ 15,6 \\ 14,8 \\ 23,4 \\ 14,4$	20,9 19,5 19,5 18,2 12,6	52,7 56,3 52,3 41,5 54,1	$\begin{array}{c} 13.7\\8,6\\13,4\\16,9\\18,9\end{array}$
$\frac{201}{1720}$	0-50	c. o,	Известково-глинистый ил	51,53	73,87	0,40	8,05	-41	11,8	2,0	3,4	5,1	1,3	16,9	28,8	43,2	11,1
»	90-156	д. ч.	Глинистый ил с гидро-	43,37	70,87	0,84	7,80	—31	8,7	1,2	3,0	3,8	0,7	13,8	34,5	43,7	8,0
»	156-240	н. э.	Песок с обломками рако-	16,81	-	0,42	7,86	+40	4,2	0,8	0,8	1,9	0,7	19,0	19,0	45,2	16,8
» » » »	$\begin{array}{c} 240 - 300\\ 300 - 400\\ 400 - 500\\ 500 - 600\\ 600 - 670\\ 670 - 720\end{array}$	» » » »	To же » » » »	22,12 16,05 21,33 19,07 16,48 14,80	5,90 2,91 4,67 	0,22 0,22 0,33 0,29 0,19	7,82 8,14 7,96 7,80 8,0 8,06	$^{+8}_{+105}_{+24}_{-12}_{+186}_{+223}$	2,9 3,0 2,4 3,4 2,7 2,9	0,7 0,9 0,9 0,5 0,7 0,5	$\begin{array}{c} 0,6\\ 0,6\\ 0,2\\ 0,6\\ 0,6\\ 1,1 \end{array}$	1,1 1,0 1,0 1,4 0,9 0,8	0,5 0,5 0,3 0,9 0,5 0,5	24,2 30,0 37,5 14,7 25,9 17,2	20,7 20,0 8,3 17,6 22,1 37,9	37,9 33,3 41,7 41,2 33,3 28,7	17,2 16,7 12,5 26,5 18,6 17,2
$\frac{42}{1460}$	20-47	н. э.	Глинистый ил	53,5	54,64		7,54	+60	10,0	1,7	1,3	6,0	0,95	16,8	13,3	60,8	9,1
1140 » »	47—86 161—206	. »	» Глинистый ил с гидротро- илитом	38,0 37,8	60,32 54,91	0,47	$7,53 \\ 7,47$	+100 +120	7,6 7,2	н. о. 3,4	1,8 0,6	3,4 1,1	2,4 2,1	47,1	$\substack{23,7\\8,2}$	44,8 15,2	31,5 29,5
»	258—278	×		20,4	49,94		7,93	-10	6,4	0,4	2,4	2,0	1,7	5,4	36,5	31,4	26,3
$\frac{53}{1800}$	0—19	c. o.	Глинистый ил с ракушкой, гальками и др. следами		-			_	36,1	0,9	5,4	26,6	3,2	2,8	16,5	71,0	9,7
» » »	1950 5074 7490	» » Н. Э.	переотлож. осадков Глинистый ил.	 		0,81		 	27,6 26,9 23,9	н. о. » 2,8	2,0 4,4 1,4	20,1 19,0 16,1	5,5 3,5 3,6	 5,2	7,6 16,4 2,6	72,5 70,5 85,5	19,9 13,1 6,7

Окончание таблицы

	Горизонт, см		Характеристика осадка		Фрак- ция <0,01 <i>мм</i>	С _{орг} , %	рН	Ећ, <i>мв</i>	Емкость обмена <i>кг-эке</i> на 100 г влажн. ила	Обменные катионы				Процент от суммы катионов				
Станция Глубина, м		Воз- раст		Влаж- ность, %						<i>мг-экв</i> - на 100 г влажного ила					мг-экв, %			
										Ca²+	Mg²+	Na+	К+	Ca2+	Mg²+	Na+	К+	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
$\frac{62}{120}$	049	н. э.	Глинистый ил с гидротро- илитом		-	2,3	7,50	+65	15,7	3,4	2,8	7,2	2,4	21,4	17,7	45,9	15,0	
» » »	49—72 72—122 122—172 172—217	» » »	То же » То же с конкрециями			 1,52	7,65 7,75 7,80 7,70	$ \begin{array}{r} -110 \\ -55 \\ -70 \\ -80 \\ \end{array} $	13,4 13,3 9,6 23,7	н. о. 0,8 н. о. »	1,5 2,9 2,5 3,8	9,7 7,2 4,8 15,2	2,4 2,3 2,2 4,7	6,3 —	9,7 22,2 25,8 16,0	64,7 54,2 50,3 64,1	25,5 17,3 23,9 19,9	
»	257-272	»	»		-	2,33	7,90	-80	13,1	0,02	2,9	7,2	2,9	0,2	22,3	55,3	22,2	
63 1200	40-60	c. o.	Глинистый ил	_	·	-	7,65	-210	10,7	н. о.	1,1	7,2	2,3		10,1	62,1	27,8	
» »	90—99 99—120	н. э. »	» Глинистый ил с гидротрои- литом				7,90 8,35	$-180 \\ -220$	· 21,3 19,9	» »	1,7 2,9	16,4• 11,2	$^{3,2}_{2,9}$	=	7,9 17,2	$69,9 \\ 65,3$	15,2 17,5	
»	120-145	»	То же	-		-	8,15	-130	7,3	»	0,7	4,1	2,3		9,7	56,3	34,0	
37 930	44-63	д. ч.	Сапропелевый ил	66,5		7,41	7,70		28,7	1,9	1,1	22,8	2,9	6,6	3,8	79,5	10,1	
»	119—151	н. э.	Глинистый ил с гидротрои-	53,7	61,9	0,41	7,40	-265	11,7	1,6	1,7	7,9	0,5	13,7	14,6	67,5	4,3	
» »	151—201 251—268 268—336	» » »	то же »	45,1 26,1 33,8	6 <u>6</u> ,2	0,76 0,56 0,33	$7,48 \\ 7,55 \\ 7,80$	$ \begin{array}{r} -212 \\ -190 \\ -100 \end{array} $	10,8 11,3 7,9	$0,3 \\ 2,8 \\ 2,4$	$0,8 \\ 0,5 \\ 0,5 \\ 0,5 \end{cases}$	$6, 6 \\ 4, 6 \\ 4, 3$	3,1 3,4 0,7	2,8 24,8 29,5	7,4 4,5 6,7	61,1 40,6 53,6	28,7 30,1 10,2	
$\frac{38}{2140}$	1855	c. o.	Глинисто-известковый ил	58,3		1,32	7,88	200	14,7	0,4	4,7	7,2	2,4	2,7	32,2	49,7	16, 0	
» » » »	96-99 99-131 171-191 191-208 191-235 262-272 272-328 328-357	д. ч. » » н. э. »	» Сапропелевый ил » Глинистый ил То же с гидротроилитом Глинисто-алевритовый ил	52,4 48,4 66,7 50,7 62,3 52,3 41,3 41,8	70,32 66,99 66,19 70,82 49,90 31 73	1,29 1,10 19,33 0,78 0,73 1,05	7,94 8,46 7,90 7,70 7,38 7,31 7,65	$\begin{array}{ } -190 \\ -255 \\ -150 \\ -245 \\ -270 \\ +50 \\ -180 \\ -230 \end{array}$	14,6 10,4 32,2 12,8 16,7 36,6 9,9 12,5	0,6 1,0 1,2 2,3 1,5 3,3 1,0 2,3	2,4 4,8 5,2 7,2 3,9 2,5	11,3 3,4 25,5 3,8 6,7 22,6 2,7 6,4	$ \begin{array}{c c} 0,3\\1,1\\0,7\\1,5\\4,2\\2,5\\2,4\\1,3\end{array} $	3,9 8,9 3,8 17,9 9,1 9,3 10,2 18,4	16,4 48,3 15,0 40,4 25,8 20,2 39,3 20,4	77,6 33,0 79,1 29,7 40,1 63,5 26,9 51,4	2,1 9,8 2,1 11,9 25,0 7,0 23,6 10,4	

34



Соотношение катионов поглощенного комплекса осадков (п. к.) и катионов иловой воды (и. в.) в отложениях

а — Са²⁺ — современных: 1 — ст. 210 (гл. 30 м), 2 — ст. 211 (гл. 125 м), 3 ст. 53, 38, 204 (гл. >1500 м); 6 — Са²⁺ — новоэвксинских: 4 — ст. 214, 5 — ст. 62, 37, 48, 42, 6 — ст. 201; в — Na⁺ — современных; г — Na⁺ — новоэвксинских

вой воды. В большей степени эта закономерность касается поведения кальция и натрия и в меньшей степени магния.

Указанные соотношения характеризуют процессы обмена катионами в системе осадок — иловая вода при седиментации и диагенезе донных отложений Черного моря. Прямая зависимость между одноименными катионами иловой воды и осадка свидетельствует о достижении уже в процессе седиментации более или менее устойчивого равновесия в системе и о достаточно полном насыщении осадка катионами. Причем в колонках отложений, отобранных относительно далеко от берега и на больших глубинах, система катионного равновесия более стабильна, чем в мелководных участках (фигура). Это объясняется тем, что изменение содержания катиона в иловой воде на одну и ту же величину в колонках, отобранных с больших глубин, приводит к меньшим колебаниям концентрации ионов в составе поглощенного комплекса. Прежде всего это касается кальция, концентрации которого в поглощенном комплексе и иловой воде приблизительно одного порядка.

В последующем диагенезе при уплотнении и частичном обезвоживании осадка первоначальное равновесие нарушается, и происходит обмен

3*
катионами между твердой и жидкой фазами осадка. О направлении процесса свидетельствует поведение отдельных катионов иловой воды и осадка в вертикальном разрезе донных отложений. Обмен идет по типу реакции:

$$Ca_{\pi\kappa}^{2+} + 2 Na_{\mu\nu}^{+} = 2 Na_{\pi\kappa}^{+} + Ca_{\mu\nu}^{2+}$$

Это вызывает изменение состава поглощенного комплекса и метаморфизацию иловой воды, вплоть до формирования вод хлор-кальциевого типа, широко распространенных в толще новоэвксинских отложений Черного моря (Шишкина, 1972; Валяшко, Гурский, 1974).

Полученные данные (таблица) указывают на то, что в составе обменного комплекса наблюдается тот же последовательный ряд катионов, что и в иловой воде: Na⁺>Mg²⁺>Ca²⁺>K⁺. Лишь в отдельных горизонтах заметно отклонение от этой последовательности, когда оказывается, что Ca²⁺>Mg²⁺ или K⁺>Ca²⁺.

В то же время нетрудно заметить, что относительные концентрации катионов в поглощенном комплексе довольно близки между собой, тогда как в иловой воде натрий резко преобладает над остальными катионами.

Различные соотношения катионов в твердой и жидкой фазах отложений являются одной из причин, вызывающих метаморфизацию иловой воды и аутигенное минералообразование в осадках. Известно, что обменный комплекс осадков — основной резерв катионов, используемых в процессах диагенетического преобразования глинистых минералов. Сведения о составе глинистых минералов в осадках восточной части Черного моря содержатся в работах Г. Ю. Бутузовой (1960), Ф. А. Щербакова, А. Я. Шевченко (1972). По этим данным, в составе глинистых минералов исследуемого района преобладают каолинит, гидрослюда, различные смешанослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, встречается хлорит, а в прибрежных осадках Рионского района также чистый монтмориллонит. Наличие монтмориллонитовых пакетов может приводить к более активному извлечению Na⁺ и Mg²⁺ из иловой воды.

Взаимное поведение катионов в иловой воде и обменном комплексе дает ценный материал для суждения о возможности участия тех или иных катионов в диагенетическом преобразовании глинистых минералов и в других аутигенно-минералогических процессах. При изучении указанного взаимодействия, по-видимому, имеет смысл рассматривать не абсолютные концентрации ионов, а их отношения к хлору, с тем чтобы снять возможное влияние колебаний общей минерализации вод в бассейне седиментации. Когда градиенты изменения относительных концентраций одного и того же иона в вертикальном разрезе колонки имеют противоположные знаки в иловой воде и обменном комплексе (увеличение — уменьшение или наоборот), то можно говорить о взаимном обмене, т. е. сорбции или десорбции катиона. Однако когда относительные концентрации катиона понижаются одновременно и в иловой воде и в обменном комплексе, весьма вероятно предполагать участие этого катиона в формировании тех или иных аутигенных образований.

Последнее прослеживается чаще всего в поведении магния, а в прибрежных осадках также и в поведении кальция. Кроме того, в относительно более глубоководных осадках наблюдается обмен кальция поглощенного комплекса на натрий иловой воды по приведенной выше реакции.

Роль калия в поглощенном комплексе осадков значительно повышена по сравнению с относительным участием его в составе иловой воды. В прибрежных колонках (ст. 210, 211) концентрации К⁺ возрастают сверху вниз и в поглощенном комплексе и в иловой воде, что свидетельствует либо о продолжающемся процессе подводного выветривания алюмосиликатов, либо о разрушении малоустойчивых коллоидных образований, выпавших в осадок при смешении речной и морской воды. Последнее наблюдается визуально в Черном море, в нескольких километрах от устья р. Риони. В относительно глубоководных колонках калий в иловой воде при углублении в толщу ила начинает убывать, а в поглощенном комплексе количество его либо возрастает, либо неравномерно колеблется от слоя к слою. Такое поведение калия позволяет предполагать участие его в аутигенно-минералогических преобразованиях осадка.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Несколько слов о диагенезе морских глини-стых отложений.— Докл. АН СССР, 1930, № 18.
- Битизова Г. Ю. Глинистые минералы в осадках восточной части Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Валяшко М. Г., Гурский Ю. Н. О метаморфизации иловых вод Черного моря. Тез. докл. научн. конф. по химии моря ИО АН СССР, М., 1971.
- Валяшко М. Г., Гурский Ю. Н. Новые данные о составе иловых вод Черного моря.-В сб.: Роль поровых растворов в формировании инженерно-геологических свойств осадочных пород. Киев, «Наукова думка», 1974.

Гедройц К. К. Химический анализ почв. Избр. соч. т. 2. М., Сельхозгиз, 1955.

- Гурский Ю. Н. Химический состав иловых вод Каспийского моря. В сб.: Роль поровых растворов в формировании инженерно-геологических свойств осадочных по-
- род. Киев, «Наукова думка», 1974. Дроздова Т. В., Гурский Ю. Н. Условия сохранности хлорофилла, феофитина и гуминовых веществ в отложениях Черного моря.— Геохимия, 1972, № 3. Зайцева Е. Д. Обменные катионы осадков Черного моря.— Тр. Ин-та океанол. АН
- СССР, 1962, т. 65.
- Приклонский В. А., Окнина Н. А. Предварительные данные об инженерно-геологическом изучении четвертичных илов северо-западной части Черного моря. Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, 1957, т. 15. Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Гидрогеохимия донных осадков Черного моря. М.,
- Изд-во АН СССР, 1962.

Хачванкян М. А. Комплекс адсорбированных на глине катионов в равновесии с некоторыми типами природных вод. Гидрохим. матер., 1948, т. 14. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., «Наука», 1972.

Щербаков Ф. А., Шевченко А. Я. Особенности состава глинистой части современных прибрежно-морских отложений.— Сб.: Комплексные исследования природы океана. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972, вып. 3.

мгу Москва Дата поступления 13.VIII.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1977 г.

УДК 552.14: 551.782.12(470.6)

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ДИАГЕНЕЗА ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Ю. О. ГАВРИЛОВ

Оценена степень уплотнения глинистых отложений среднего миоцена Восточного Предкавказья на основе изучения взаимоотношений раннедиагенетических конкреций со слоистостью вмещающих пород. Выяснено, что в среднем мощность глинистых пластов сократилась в 4, а в отдельных случаях в 5 раз и более. Песчаные и алевритовые породы уплотнены в 1,2--2 раза. Наиболее интенсивно процессы уплотнения протекали в диагенезе. Большое различие в сокращении мощности песчаных и глинистых пластов способствовало возникновению перепада давлений между захороненными в этих отложениях водами. Взаимодействие соседних в разрезе литологически и геохимически отличных пород в условиях миграции растворов в алевриты и пески при уплотнении глин привело к образованию разнообразных карбонатных стяжений.

Диагенетические процессы, происходящие в песчано-глинистых отложениях, протекают на фоне постепенного обезвоживания осадка в результате его уплотнения. Уменьшение объема и обводненности первоначально накопившегося ила ведет к изменению его механических свойств, сказывается на ходе взаимодействия реагирующих компонентов, на процессах диффузии, т. е. является неотъемлемой составной частью диагенеза. В связи с этим вызывает интерес количественная оценка уплотнения песчано-глинистых пород. При изучении особенностей диагенетических преобразований в чокракско-караганских отложениях Северо-Восточного Предкавказья нами была предпринята попытка оценить степень сокращения мощности песчаных и глинистых слоев, а также выяснить специфику процессов, сопровождающих уплотнение, в толщах, представляющих собой переслаивание литологически различных пород. Работа проводилась в течение 1974—1975 гг. под руководством В. Н. Холодова.

ОЦЕНКА ВЕЛИЧИНЫ СОКРАЩЕНИЯ мощности песчано-глинистых отложений

В чокракско-караганских отложениях Северо-Восточного Предкавказъя широко распространены диагенетические карбонатные конкреции. Приурочены они в основном к глинистым слоям. Среди конкреций можно выделить незональные кальцитовые, сидеритовые и редко встречающиеся доломитовые, а также зональные — ядро которых сложено магнезиальным кальцитом, внешняя же зона — железистым карбонатом. Название «кальцитовые» и «сидеритовые» условно, так как первые представлены магнезиальным кальцитом с примесью FeCO₃ (5—10%); состав же вторых отвечает сидероплезиту с примесью CaCO₃.

Различия минералогического состава конкреций сопровождаются различием их по форме. Кальцитовые и зональные стяжения обычно эллипсоидальные, иногда шаровидные, сидеритовые же разности, как правило, сильно уплощены (фиг. 1). Стяжения залегают согласно напластованию глин, образуя прослои. Размер конкреций — от 2—3 см до нескольких дециметров в диаметре.

Существование зональности в конкрециях указывает на разновременность образования различных карбонатных минералов: вначале формировалось кальцитовое ядро, в дальнейшем — сидеритовая оболочка. Это





a — кальцитовая конкреция (коэффициент усадки Ky=a/b); б — зональная конкреция с кальцитовым ядром и сидеритовой внешней зоной ($Ky_1=a_1/b_1$, $Ky_2=a_2/b_2$, $Ky_1>Ky_2$); s — сидеритовая конкреция

подтверждается также тем, что в незональных кальцитовых конкрециях в отличие от сидеритовых хорошо сохраняются раковины птеропод и пелеципод. Содержание нерастворимого остатка 7—13% (у сидеритовых 20—30%).

Овальная и шаровидная форма стяжений указывает на их образование в обводненном, неуплотненном осадке. Формирование конкреций на различных стадиях диагенеза отражено в их взаимоотношении с вмещающей глиной. Слойки глины облекают кальцитовые стяжения, значительно изгибаясь. Часть слойков хорошо прослеживается внутри стяжений, давая возможность наблюдать первоначальную текстуру осадка, «запечатанную» карбонатным веществом (фиг. 1, a). Изгиб слойков около уплощенных сидеритовых конкреций незначителен, слоистость в них прослеживается плохо (фиг. 1, e). Зональные стяжения в этом отношении занимают промежуточное положение (фиг. 1, b).

Огибание конкреций слойками вмещающих пород возникло в процессе уплотнения глин. Карбонатное вещество плотно цементировало отдельные участки осадка, которые в последующем уже не изменяли своего объема, в то время как глина постепенно уплотнялась. Разница во времени образования кальцитовых и сидеритовых конкреций привела к различию в их взаимоотношениях с вмещающей породой.

Огибание диагенетических конкреций слойками глин привлекалось некоторыми исследователями для количественной оценки сокращения мощности осадков в процессе их литификации (Приходько, 1963; Зарицкий, 1966). При оценке степени уплотнения чокракско-караганских пород нами также использовался этот метод.

Для обозначения величины уплотнения пород применяют «коэффициент усадки» (Ку). Под этим термином понимают отношение наибольшего расстояния между слойками, огибающими конкрецию, к расстоянию между ними на некотором удалении от стяжения, там, где влияние конкреции на их изгибание не сказывается. В этом случае коэффициент усадки указывает, во сколько раз сократилась мощность вмещающей породы по сравнению с ее первоначальной величиной.

Другим способом оценки усадки глины является сравнение мощности маркирующего слойка, прослеживающегося в конкреции, с его мощностью во вмещающей породе. Однако выделить подобные маркирующие слойки зачастую не удается. В тех случаях, когда это можно сделать, коэффициенты усадки, полученные разными способами, дают весьма близкие значения.

С какой степенью точности отражает коэффициент усадки сокращение мощности слоев? Существует мнение, что в результате роста конкреции происходит раздвигание слойков породы, вмещающей конкрецию, что, естественно, может привести к завышенным значениям коэффициента. В чокракско-караганских отложениях наиболее значительные значения коэффициента усадки отмечались около кальцитовых конкреций. Однако параллельность слойков внутри стяжений, характерная для этого типа конкреций, однозначно указывает на отсутствие их раздвигания.

В некоторых зональных конкрециях с постепенным переходом от ядра к внешней зоне имеет место искривление слойков и их сближение у края конкреции. Но это объясняется не раздвиганием слойков в центре стяжения, а довольно продолжительным временем роста подобных образований — надстраивающий конкрецию карбонат цементирует все новые участки вмещающей глины, уже частично уплотнившейся. Такое объснение подтверждается минералогическими наблюдениями — край стяжений сложен более поздним диагенетическим минералом — сидероплезитом.

То, что раздвигание вмещающих осадков нехарактерно для раннедиагенетических конкреций, отмечала Л. Н. Ботвинкина (1962). П. В. Зарицкий (1966) высказал сомнение вообще в существовании такого явления для диагенетических конкреций, отметив, что в противном случае по бокам уплощенных конкреций, т. е. в направлении преимущественного роста, имело бы место смятие слойков вмещающей глины, чего никогда не наблюдается. В чокракско-караганских отложениях нами также не встречено каких-либо доказательств существования раздвижения слойков в процессе роста конкреции, поэтому мы имеем основание в выполненных подсчетах это явление не учитывать.

Некоторое влияние на величину коэффициента усадки может оказывать перераспределение карбонатного вещества. При росте конкреции происходит стягивание карбоната и соответственно отток его из соседних участков осадка, что при достаточной интенсивности этого процесса может вызвать уменьшение мощности первоначально образовавшегося слоя. Очевидно, что дополнительное сокращение мощности вмещающего конкрецию слоя глин тем заметнее, чем больше количество стянувшегося карбонатного вещества и чем ближе конкреции расположены друг к другу. Таким образом, величина погрешности, обусловленная этим явлением, будет прямо пропорциональна величине конкреции и обратно пропорциональна расстоянию между соседними стяжениями. Несложный расчет показывает, что при расстоянии между ними, превышающем их размеры в 5—6 раз, производимые измерения коэффициента усадки достаточно точно отражают степень уплотнения глин, и толькопри расположении конкреций вблизи друг от друга, на расстоянии, сопоставимом с их размерами, в вычисления следует вводить поправку.

Таблица 1

		Коэффициенты усадки					
Тип конкреций	Число замеров	интервал полученных величин	средние значения				
Кальцитовые Зональные Сидеритовые	31 20 21	3,0-5,3 1,9-3,5 1,4-2,5	4,0 2,4 2,0				

Demining Roomwindhenion leaden day vouchedun paouoro run	Величина	коэффициентов	усадки	для	конкреций	разного	тип
--	----------	---------------	--------	-----	-----------	---------	-----

Таким образом, факторы, способные завысить значение коэффициента усадки, не играют заметной роли. С другой стороны, нужно иметь в виду, что к моменту образования стяжений осадок уже до определенной степени уплотнился и реальное сокращение мощности пластов должно быть больше, чем зафиксированное по огибающим конкрецию слойкам. Даже максимальные величины коэффициентов усадки, полученные около раннедиагенетических конкреций, не полностью отражают происшедшее уплотнение глин и всегда немного занижены.

В связи с образованием конкреций различного минералогического состава на разных стадиях диагенеза нами оценивалось уплотнение глины в отдельности около кальцитовых, сидеритовых и зональных стяжений.

Как видно из табл. 1, наибольшие величины коэффициента характерны для кальцитовых (среднее 4), а для сидеритовых конкреций — наименьшие (среднее 2); промежуточные величины присущи зональным стяжениям (2, 4). Значительное сокращение мощности пород иногда приводит к соскальзыванию вмещающих глин с тела конкреции, в результате чего на них образуется характерная вертикальная штриховка; это явление особенно типично для наиболее округлых кальцитовых стяжений, поверхность которых часто напоминает миниатюрные «зеркала скольжения».

Полученные высокие значения уплотнения могут объясняться двумя обстоятельствами: во-первых, ранним образованием кальцитовых конкреций и формированием их на глубине в несколько дециметров под поверхностью осадка; во-вторых, особенностями вмещающих пород. Фиксируемая величина уплотнения глин в определяющей степени зависит от первоначального объема, занимаемого свежим осадком, от которого можно будет тем или иным способом начать отсчет при оценке усадки. В двух случаях, при равенстве абсолютных масс, тот осадок занимает больший объем, для которого характерна бо́льшая пористость, рыхлость, а соответственно и обводненность.

На примере современных осадков, а также по экспериментальным данным показано, что пористость зависит от гранулометрического состава осадка, степени обогащения его органическим веществом, диагенетической цементации, минералогического состава глин, скорости осадконакопления и др. Думается, что в нашем случае основную роль играют первые два фактора и до некоторой степени третий.

В обзорной работе по уплотнению глин Р. Г. Мид (Meade, 1966) приводит многочисленные данные различных исследователей, определенно указывающие на обратную зависимость между пористостью осадка и медианным диаметром слагающих его частиц. Увеличение размера частиц обычно ведет к уменьшению пористости осадка, а соответственно и его объема. Кроме того, появление в глинистом иле алевритовой примеси приводит к образованию относительно жесткого каркаса, с некоторого момента препятствующего уплотнению осадка. В чокракскокараганских отложениях горизонты глин, содержащие кальцитовые конкреции (так называемые сланцеватые), отличаются чистотой. Изредка встречающаяся мелкоалевритовая примесь присутствует в таком подчиненном количестве, что не оказывает влияния на физико-механические свойства осадка.

Свойства осадка в значительной мере определяются содержанием в нем органического вещества. Н. В. Тагеева и М. М. Тихомирова (1962), изучая гидрогеохимию донных осадков Черного моря, отметили, что существует прямая зависимость между содержанием воды и количеством С_{орг} в осадках. При этом зависимость между естественной влажностью и С_{орг} выражена даже в большей степени, чем между влажностью и гранулометрическим составом. В чокракско-караганских «сланцеватых» глинах содержание С_{орг} весьма высокое — 5—6% (Холодов, Гаврилов, 1974). Таким образом, мы видим, что для чокракско-караганских глин в ряде случаев характерны высокая дисперсность и обогащенность органикой, т. е. то, что обусловливает наибольший первоначальный объем осадка.

Если эти факторы создают благоприятные предпосылки для появления высоких значений коэффициента усадки, то диагенетическая карбонатная цементация может оказывать сдерживающее влияние на уплотнение глин. В «сланцеватых» глинах, однако, содержание рассеянного карбоната не превышает 2—3%. Очевидно, что этот фактор не мог оказать заметного влияния на уплотнение.

В итоге благоприятные для максимального водонасыщения свойства глинистых отложений, а также сравнительно быстрое формирование конкреций на раннем этапе диагенеза обусловило появление высоких значений коэффициентов усадки для горизонтов «сланцеватых» глин.

В тех же «сланцеватых» глинах встречаются прослои зональных конкреций. Измерение уплотнения, проведенное около этих стяжений, дало относительно невысокие значения коэффициента усадки, в среднем равное 2,4. Такое расхождение становится понятным, если учесть длительность формирования зональных конкреций. Действительно, их ядра являются аналогом кальцитовых стяжений и возникли в сходных условиях. В последующем, зачастую после перерыва, образовывалась внешняя сидеритовая зона путем цементации железистым карбонатом прилегающих к конкреции слойков глины. На фиг. 1 отчетливо видно, как изменяется искривление слойков по мере удаления от конкреции. Вполне понятно, что после образования внешней зоны конкреций значение коэффициента усадки снизилось. В тех случаях, когда можно было провести измерения по ядру и по поверхности зональных стяжений, отношение двух величин показывало, что коэффициенты, полученные вторым способом, уменьшались в 1,5—1,8 раза. Увеличив приведенные в табл. 1 для зональных стяжений коэффициенты, получим значения 3,6—4,3, т. е. величины, характерные для кальцитовых конкреций.

В горизонтах с зональными конкрециями сидерит не только стягивался около кальцитовых ядер, но изредка образовывал самостоятельные незональные стяжения. В тех немногих случаях, когда можно было наблюдать эти стяжения и измерить около них коэффициент усадки, величина последнего колебалась в интервале 2—2,3.

То, что для «сланцеватых» глин получены столь различные значения коэффициента усадки (в среднем двукратное отличие), с одной стороны, подтверждает разновременность образования в диагенезе конкреций различного минералогического состава, а с другой — указывает на важность правильного выбора объекта, около которого проводится оценка уплотнения, поскольку, проводя измерение усадки без выяснения времени образования конкреций, можно получить цифры, не отражающие истинной величины сокращения мощности вмещающих пород.

Кальцитовые конкреции, наиболее точно фиксирующие степень уплотнения пород, характеризуются довольно узкой фациальной приуроченностью и вне горизонтов «сланцеватых» глин практически не встречаются. В связи с этим мы не можем утверждать, что четырехкратное сокращение мощности свойственно для всех горизонтов глин чокрака карагана.

Прослои сидеритовых стяжений обычно встречаются в глинах с содержанием C_{opr} 1,5—2% и иногда с примесью песчано-алевритового материала. Как видно из табл. 1, коэффициент усадки, полученный около этих конкреций, в среднем равен 2. Однако по изложенным выше причинам эти цифры следует рассматривать как явно заниженные и не отображающие истинной величины уплотнения пород. Проводя аналогию с конкрециями «сланцеватых» глин и учитывая их специфические свойства, думается, что для глин, вмещающих сидеритовые стяжения, вполне реальным может быть сокращение мощности слоев в 3,5 раза.

Приведенные данные указывают на довольно значительное уплотнение глинистых отложений. Другие авторы оценивают величину сокращения мощности глин более скромно. П. В. Зарицкий по наблюдениям над конкрециями угленосной толщи Донбасса приводит значение уплотнения, равное 2,3. Ю. Н. Приходько считает вероятным полуторакратное уплотнение, Н. Б. Вассоевич (1958) — более чем двукратное. В зарубежной литературе отмечаются довольно высокие значения коэффициентов усадки¹. Так, Л. Фергюсон (Ferguson, 1963) по степени деформации раковинок брахиопод и по огибанию их слойками глины оценил сокращение мощности вмещающих пород в среднем в 6 раз (4,5-8). Дж. Шелтон (Shelton, 1962), реконструировав первичный вид искривленных нептунических даек, пришел к выводу об уплотнении глин, в которых они залегали, в 2,6 раза (2,0-3,4). Однако Л. Фергюсон (1964), критически рассмотрев метод, предложенный Дж. Шелтоном, отметил, что приведенные им цифры явно занижены. Используя специфические условия залегания песчаных линз в глинах и их взаимоотношения, Б. Болдвин (Baldwin, 1971) вычислил коэффициент усадки глин 4,7-4,9. Как видим, сокращение мощности глин по данным Л. Фергюсона и Б. Болдвина даже превышает полученные нами величины уплотнения. Разнообразие приведенных цифр вызвано, во-первых, различием свойств самих глин, обусловленных, как было отмечено ранее, многими факторами, вовторых, особенностями методик оценки уплотнения. Очевидно, не нужно пытаться устанавливать универсальную величину уплотнения глин. Скорее всего эта величина может меняться в широких пределах, и в каждом конкретном случае нужно оценивать ее, используя тот или иной метод.

Мы не можем привести точные данные коэффициентов усадки для алевритов и песков в чокракско-караганских отложениях, так как неотчетливая слоистость их не позволила произвести необходимые измерения. Иногда удавалось проследить взаимоотношение слоистости с различными включениями (минерализованные остатки стволов деревьев, редкие конкреции и др.). В этих случаях крайне незначительное огибание их слойками указывает на небольшое сокращение мощности. Об этом также говорит присутствие в пачках алевритов и мелкозернистых песков раковинок двустворок и гастропод хорошей сохранности, в то время как в глинах они всегда раздавлены.

¹ Обычно употребляется термин «decompaction number».

По данным К. Г. Войновского-Кригера, В. В. Погоревича (1947), Ю. Н. Приходько (1963) и главным образом П. В. Зарицкого (1966), величины коэффициентов усадки меняются от 1,15 для среднезернистых слабослоистых песчаников до 2,1 для мелкозернистых глинистых алевролитов. Эти значения вполне согласуются с ориентировочной оценкой сокращения мощности тех же пород чокрака — карагана.

Среднемиоценовые отложения, распространенные в пределах Черных гор, испытывали уплотнение не только в диагенезе, но и позже — на стадии начального катагенеза, будучи перекрытыми толщей более молодых отложений мощностью в 2-2,5 км (Холодов и др., 1976). Однако ряд факторов указывает на наиболее интенсивное протекание процессов уплотнения именно в диагенезе. Так, по соотношению слоистости в зональных конкрециях отчетливо видно, что осадки испытали значительное уплотнение еще до образования внешней зоны стяжений (фиг. 1, б). Для глин, вмещающих сидеритовые конкреции, величина коэффициента усадки колеблется от 1,4 до 2,5 (табл. 1). Сидеритовые стяжения являются относительно поздними диагенетическими образованиями, фиксирующими уплотнение глин, но с их формированием стадия диагенеза не заканчивается. Поэтому приведенные значения коэффициентов усадки отражают суммарное уплотнение, происшедшее в позднем диагенезе — начальном катагенезе. Следовательно, степень катагенетического уплотнения заведомо ниже этих величин.

Наконец, снять до некоторой степени влияние на уплотнение перекрывающих отложений помогает природный объект — останцы чокракских пород в Горном Дагестане (с. Буцра), которые перекрывались отложениями мощностью по ориентировочной оценке, очевидно, не более нескольких десятков метров. Тем не менее коэффициенты усадки, вычисленные для пачек черных глин с кальцитовыми конкрециями, равны 3,8—3,9, т. е. близки средним значениям для «сланцеватых» глин в пределах основной полосы выходов чокракских толщ.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СЛОЕВ С РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНЬЮ УПЛОТНЕНИЯ

Среднемиоценовые отложения представляют собой толщу чередования глин, алевритов, песков. Показанное выше различие в сокращении мощности пластов разного литологического состава приводило к возникновению разницы давлений между захороненными в них водами и обусловливало частичную миграцию последних из одних пластов в другие. Отображением этого процесса явилось образование своеобразных субвертикальных карбонатных стяжений, в частности пирамидальных конкреций и дайкоподобных тел.

Субвертикальные стяжения встречаются довольно часто в разрезе чокрака — карагана в обнажениях рек Сулак, Ярык-Су, Элистанжи, Фортанга. Залегают они повсеместно в сходных условиях, поэтому опишем снизу вверх наиболее характерный интервал разреза с этими образованиями, наблюдавшийся в верхней части чокрака по р. Элистанжи (фиг. 2, 3).

1. Песчаная пачка с глинистыми прослоями. Песок от зеленоватосерого до желтого, мелко- и среднезернистый, иногда волнисто-слоистый (мощность слоев 15—20 см). Глины коричневые, полосчатые, с многочисленными линзочками алеврита (мощность прослоев 5—10 см). В кровле пачки залегает пласт (30 см) зеленовато-серого песка. Видимая мощность пачки 3 м.

2. Глины темно-бурые, слоистые, с остатками раздавленных раковин двустворок. Прослеживаются 6 прослоев конкреций. Конкреции прослоя I — сидеритовые, незональные (20—30 см×5—10 см); прослоев II и III — зональные с ядром, сложенным магнезиальным кальцитом и сидеритовой внешней зоной (15—25 см×5—8 см); прослоев IV, V, VI —



Фиг. 2. Зарисовка обнажения с пирамидальными конкрециями и карбонатными дайками

1 — глина; 2 — алевритистая глина; 3 — алевритистый, мелкозернистый песок; 4 — кварцевый песок; 5 — зональные конкреции; 6 — сидеритовые конкреции; 7 — сростки зональных конкреций, возникшие вдоль трещин; 8 — карбонатные дайки; 9 — пирамидальные конкреции; 10 — трещинки в глинах и в алевритистых глинах; 11 — доломитовые линзы



Фиг. 3. Карбонатные стяжения

а — взаимоотношение зональной конкреции со слоистостью вмещающих глин; б — линзовидные зональные конкреции слоя 2 и субвертикальное стяжение (отмечено стрелкой), возникшее вдоль трещинки; в — субвертикальные образования слоя 3: І — пирамидальное стяжение, II — карбонатная дайка; г, д, е, ж — пирамидальные конкреции мелкие тонкие незональные сидеритовые линзочки (5—10 с $m \times 1-2$ сm). Контакт слоев 1 и 2 резкий. На контакте залегают крупные сидеритовые линзы (l до 2,5 m; h=0,1-0,2 m). В конкрециях можно выделить две части: верхнюю — развитую по глине слоя 2, й нижнюю — по песку. Мощность — 1,8 m.

3. Глины слоя 2 с постепенным переходом перекрыты светлыми, серыми, комковатыми, неяснослоистыми алевритистыми глинами. Мощность 1,5 *м*. В глинах залегают многочисленные пирамидальные сидеритовые конкреции и карбонатные дайки.

4. Песок, зеленовато-серый, мелкозернистый, неслоистый. В песке отмечены крупные доломитовые линзы (*h* — 0,7 *м*, *l* — 5—10 *м*). Мощность 0,8—0,9 *м*.

Выше слоя 4 прослеживается фрагментарный выход серой слоистой глины, но в основном этот интервал закрыт.

Характерной особенностью слоев 2 и 3 являются трещинки, рассекающие слагающие их породы. В пределах слоя 3 они бывают заполнены песчано-алевритовым материалом из вышележащего пласта, образуя, таким образом, мелкие (толщиной не более 1—2 см) нептунические дайки, выклинивающиеся и переходящие в обычные трещинки в темнобурых глинах. Некоторые из них по прихотливой линии рассекают слой 2 и заканчиваются у его подошвы, упираясь в конкреции, залегающие на контакте слоев 1 и 2.

Пирамидальные конкреции состоят из нескольких лепешковидных образований, как бы положенных друг на друга (фиг. 3, г-ж). Диаметр лепешек от 2 до 25 см, высота конкреций от 15 см до 1 м. В большинстве случаев можно проследить трещинку, сцементированную карбонатом конкреции и проходящую через ее центр, причем в центре инограскрывается, да трещинка образуя тонкий канальчик. Другой разновидностью субвертикальных. стяжений являются дайкообразные тела (фиг. 3, в), высота их достигает 1,5 м, толщина — 15 см, а длина нескольких метров. С нептуническими дайками их роднит прослеживающаяся по центру трещинка (1-2 см), заполненная песчано-алевритовым материалом. Карбонат, слагающий дайку, цементирует как трещинку с песком, так и прилегающую глину. Сверху и снизу субвертикальные стяжения слабо огибаются глиной, что указывает на образование их до полного уплотнения вмещающих пород. В этом обнажении, как и в других местах, пирамидальные конкреции и карбонатные дайки неизменно залегают в слое серых глин (слой 3), который является промежуточным между подстилающим слоем бурых глин и перекрывающим песчано-алевритовым пластом. Образование субвертикальных стяжений становится понятным, если рассмотреть, во-первых, распределение давлений интерстициальных вод в пластах BO время диагенетического уплотнения и, во-вторых, геохимические особенности описываемых отложений.

По величинам коэффициентов усадки, полученным для глин слоя 2, можно оценить сокращение мощности этого пласта в 3,8—4 раза. Песчано-алевритовый слой 4, напротив, уплотнился весьма незначительно, очевидно, не более чем в 1,5 раза. Алевритистые, массивные глины слоя 3 в этом отношении занимают промежуточное положение.

Как было показано Н. М. Герсевановым (1933), в случае приложения внешней нагрузки к глинистому осадку давление воспринимается в начальный момент в основном жидкой фазой и лишь по мере уплотнения осадка постепенно распределяется на его скелет. В песках же и алевритах давление перекрывающих слоев принимает на себя преимущественно твердый скелет и в весьма чезначительной мере жидкая фаза. В связи с этим давление иловой воды в уплотняющемся глинистом осадке будет больше, чем в песчано-алевритовом. Ю. В. Мухин (1965) отмечает, что если глинистый осадок подстилается и перекрывается песчанистым, то давление захороненных вод в песчаниках в обоих случаях будет меньше, чем в глинах. При этом отток воды из уплотняющегося осадка происходит и вверх и вниз, граница же зон миграции проходит где-то ниже середины слоя осадка. Ю. В. Мухин показал, что «при погружении глинистого осадка под вышележащие породы на глубину, не превышающую мощности слоя осадка, весь отток отжимаемых флюидов направлен только вверх; при погружении на тройную мощность осадка вверх отжимается лишь 60% всех флюидов, а на десятикратную только 52%» (Мухин, 1965, стр. 89). При дальнейшем погружении количество отжимаемых вверх и вниз флюидов может считаться одинаковым в обоих направлениях.

По простиранию проницаемые песчаные пласты могли соединяться с прибрежными фациями, через которые осуществлялась связь заключенных в песчаниках вод с водами в бассейне седиментации. Соответственно существовала возможность оттока из песков избытка воды, появлявшегося в результате отжимания растворов из глин.

Аналогичная схема распределения давлений в слоистой серии, но с различными добавлениями, проводится в работах Ж.-Л. Рюмо и К. Сурисса (Rumeau, Sourisse, 1972) и К. Магары (Magara, 1974).

Таблица 2

Обра- зец, №	CaCO₃	FeCOs	MgCO3	MnCO ₃	R₂O₃	Минераль- ный нераст- воримый остаток	Сумма	Тил карбонатных стяжений
1677	3.99	27.92	19.58	0,45	2.66	44.37	98,97	Пирамидальное
1681	7.03	37.27	29,00	0.45	3,99	22,10	98,84	Карбонатная дайка
1812	8,98	48,16	28,93	0,23	1,79	9,55	97,64	Внешняя часть зональной
			, í		,	'	,	конкреции
1811	13,55	45,25	25,18	0,29	2,95	7,80	96,02	Тоже
1809	9,53	49,06	25,64	0,23	3,41	7,97	96,84	Субвертикальное стяжение
					,			из слоя с зональными конкрециями
1805	9,19	39,37	22,47	0,29	6,11	17,65	97,08	Конкреция на границе слоев 1 и 2
1814	19,94	53,11	15,54	0,10	3,76	52,06	96,81	Линза в слое 4

Химический состав карбонатных стяжений, вес. % *

* Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР аналитиком Н. Л. Калашниковой.

Легко представить, как вели себя интерстициальные воды при появлении хорошо проницаемых путей миграции между слоями с различной. степенью уплотнения. Роль этих путей играли трещины, возникновение которых следует, видимо, связывать с землетрясениями, происходившими довольно часто в среднемиоценовое время на Кавказе. На высокую сейсмичность района указывают многочисленные оползни и нептунические дайки, повсеместно встречающиеся в чокракско-караганских отложениях. Отжимание растворов и их миграция по трещинам из пластов с высоким давлением в пласты с относительно низким явилось определяющим условием формирования субвертикальных стяжений. Второй причиной их возникновения было значительное отличие геохимических обстановок в слоях 1-4 на стадии диагенеза. Из фиг. 2 (диаграмма слева) видно, что содержание в пластах Сорг и CO2 различно, поэтому, по всей вероятности, захороненные воды в каждом слое также характеризовались своим особым состлвом. К моменту образования проницаемых путей между пластами в слое 2 происходило формирование внешней железисто-карбонатной части зональных стяжений (табл. 2, обр. 1811, 1812), и растворы были насыщены бикарбонатом железа с примесью бикарбонатов Са и Мg. Здесь также по сравнению с ниже- и вышележащими слоями было относительно повышено давление СО₂. При поступлении растворов из зоны повышенного давления в слой 3, сложенный алевритистыми и более пористыми вследствие меньшего уплотнения глинами, происходила дегазация флюидов, что приводило к осаждению здесь FeCO₃ — наименее растворимого из содержащихся в растворе карбонатов. В тех случаях, когда трещинка оказывалась заполненной песком, растворы перемещались по всей проницаемой зоне, формируя дайкообразное тело. В случае закрытых трещин они перемещались по наиболее проницаемым участкам, часто имевшим вид трубчатых канальчиков, в результате чего образовывались пирамидальные стяжения. Обедненные бикарбонатом железа растворы уходили дальше в песчаный пласт, причем остатки Fe(HCO₃)₂ осаждались в песке, что хорошо фиксируется в обнажении в виде красноватых ветвящихся полос в нижней части слоя 4. Бикарбонаты Са и Mg, достигнув песка, очевидно, вместе с находившимися здесь карбонатами принимали участие в формировании доломитовых линз. Перераспределению карбонатов в песке способствовал также поступавший сюда CO₂.

Поскольку отжатие флюидов в уплотняющейся толще происходит не только к кровле, но и к подошве пласта, с нисходящей миграцией к подошве связано появление сидеритовых линз, залегающих на контакте слоев 1 и 2. Если в глинах слоя 3 растворы постепенно теряли CO₂, что обусловило появление удлиненных вертикальных стяжений, то на границе с хорошо проницаемым песком дегазация происходила весьма быстро, и карбонат железа выпадал на самой границе двух литологически и геохимически различных слоев.

Таким образом, появление описанных карбонатных стяжений хорошо объяснимо миграцией растворов из материнского слоя бурых глин. При этом местами осаждение FeCO₃ происходило уже в самих глинах слоя 2 около трещинок, в результате чего образовались причудливые сростки из обычных пластовых зональных конкреций и субвертикальных стяжений (фиг. 3, δ). Из табл. 2 видно, что состав «сидеритовых» тел во всех слоях сходен.

Можно было бы предположить, что материнскими для карбонатных растворов, формировавших дайки и пирамидальные стяжения, являлись глины самого слоя 3. Однако для этих глин характерны очень низкие содержания С_{орг}, необходимого для образования подвижного бикарбоната железа. В других пачках глин с таким малым количеством органики сидеритовые конкреции нами не встречались. Кроме того, в этом случае любые трещинки вызывали бы образование карбонатных даек, что не наблюдалось. Все они возникали вдоль тех трещин, которые не затухают в слое 3, а доходят до горизонта бурых глин.

В некоторых горизонтах с пирамидальными конкрециями видимых нарушений сплошности в виде трещин не наблюдалось. Возможно, это связано с характером самих глин, часто бесструктурных, неслоистых, алевритистых, в которых трещинки просто не заметны. Но скорее всего перепад давлений в этом случае оказывается вполне достаточным, чтобы отжимающиеся растворы сами прокладывали себе пути. Отжимание происходило не фронтально, а по отдельным наиболее проницаемым участкам, вдоль которых и образовывались пирамидальные стяжения.

Выше была отмечена дифференциация карбонатов при миграции растворов из одних пластов в другие. Аналогичная картина выявлена Н. М. Страховым (Страхов и др., 1968) при рассмотрении им генезиса Лабинского марганцеворудного месторождения, где из насыщенных бикарбонатами флюидов при их движении из морских глинистых отложений в песчаниковые дельтовые (в латеральном направлении) вначале оседали карбонаты Fe, а в дальнейшем Mg, Ca и Mn. При этом диффузионный ток поддерживался выжиманием растворов из глинистых отложений. Думается, что механизм образования карбонатных даек и пирамидальных стяжений может рассматриваться как миниатюрная модель гораздо более мощных рудообразующих процессов, разобранных Н. М. Страховым. Определенную аналогию можно провести и с механизмом образования скоплений сидеритов Березовского железорудного месторождения, описанного Ю. П. Писцовым (1969). Используя терминологию, употребляемую этим автором, следует назвать карбонатные дайки и пирамидальные стяжения метасоматически-диагенетическими образованиями.

Необходимым условием для формирования субвертикальных карбонатных стяжений, как было показано, является чередование слоев, характеризующихся различным давлением интерстициальных вод на стадии диагенеза, что в значительной степени обусловливается контрастным распределением и степенью обогащенности пород органическим веществом. Эти условия соблюдаются в разрезах среднего миоцена в пределах Северного Дагестана и Чечено-Ингушетии, где и встречаются субвертикальные стяжения. Напротив, в чокракско-караганских отложениях Северной Осетии, для пород которых характерны относительно невысокие содержания Сорг и его довольно равномерное распределение, пирамидальные конкреции отсутствуют.

Карбонатные дайки, морфологически сходные с описанными выше, были встречены П. В. Зарицким (1963, 1970) в каменноугольных отложениях Донбасса. Однако генезис их существенно иной и связан с возникновением в пластах, где шел роог обычных конкреций, диагенетических трещин усыхания, вдоль которых, цементируя прилегающие глины, отложился карбонатный материал.

С различной степенью уплотнения соседствующих пластов разного литологического состава связано образование конкреций, расположенных в приконтактовой зоне. При этом внутри слоев стяжений может не быть — карбонат находится в рассеянном состоянии. В тех местах, где из приконтактового слоя глин в более проницаемую породу отжимался раствор, здесь же, около контакта, но вне «материнского» слоя, формировались конкреции (фиг. 4). Встречающиеся иногда следы роющих организмов в виде многочисленных тонких трубочек, прослеживающихся от кровли песчано-алевритового слоя на 10—15 см, повышают проницаемость слоев и облегчают перемещение растворов из перекрывающего глинистого пласта.

Некоторые прослои мергелей, приуроченные к контакту слоев, также могут возникать подобным образом. Форма выделения карбонатного вещества в виде конкреций или прослоев, очевидно, обусловлена количеством мигрирующего раствора, а также свойствами вмещающих пород.

Помимо карбонатов отжимающиеся воды могут переносить и другие растворенные в них компоненты, в том числе и органическое вещество. Факт миграции углеводородов на стадии раннего диагенеза из глинистых пластов, обогащенных органикой, в соседние песчаные слои отмечен в современных осадках, а также подтвержден экспериментально В. В. Вебером (Вебер, 1955, 1956), И. А. Юркевичем (Юркевич, 1956) и др. Вполне понятно, что появление такого активного геохимического агента, как органическое вещество, в тех пластах, где оно изначально отсутствовало, может существенным образом изменить течение процессов перераспределения веществ и аутигенного минералообразования. В чокракско-караганских отложениях свидетельством мобильности углеводородов на стадии диагенеза могут служить своеобразные конкреции — битуминозные линзы, встречающиеся как в глинах, так и в ядрах карбонатных стяжений.

При имевшем место значительном уплотнении глин часть растворенного в иловой воде органического вещества неизбежно должна была отжиматься в более пористые отложения. Очевидно, этим можно объяснить образование сидеритовых и других карбонатных стяжений в некоторых пластах кварцевых песков. В изучавшихся отложениях иногда удавалось зафиксировать следы диагенетической миграции органического вещества. Однако зачастую сделать это бывает трудно, так как изменение количества Сорг в породе может связываться с изменением условий накопления осадков. Вместе с тем реальность существования этого процесса должна учитываться при геохимических исследованиях.



Фиг. 4. Карбонатные конкреции на границе глинистого и песчано-алевритового слоев

Взаимное влияние друг на друга пластов различного литологического состава в чокракско-караганской толще не ограничивается миграцией вещества в результате отжатия вод. Отмечены многочисленные случаи диффузионно-гравитационного перетекания из глин в пески сульфидов железа, изменения минералогического состава карбонатных прослоев под действием диагенетических процессов во вмещающих глинах и др.

Вопрос о взаимодействии соседних геохимически различных слоев подробно рассматривался Н. М. Страховым (1960, 1963), П. В. Зарицким (1971) и др. При этом было показано большое значение диффузии, играющей на ранней стадии диагенеза (в значительно обводненном осадке) главную роль. В дальнейшем, при погружении осадка под перекрывающие слои и возникновении разницы давлений между захороненными водами в пластах с различной степенью уплотнения, ведущим процессом во взаимодействии слоев становится отжатие и миграция вод с растворенными в них веществами в менее уплотненные слои.

Формирование в диагенезе различных новообразований из растворов, образовавшихся не на месте, а пришедших из соседних пластов, может затруднять и путать как литолого-геохимические, так и палеогеографические построения. Если карбонатные, сульфидные и другие аутигенные минералы внутри пластов глин достаточно точно характеризуют происходившие здесь диагенетические преобразования, то в песках и в других относительно проницаемых породах, являющихся естественными резервуарами для отжимаемых из глин вод, могут присутствовать новообразования, не отражающие их исходный облик и условия осадконакопления, в которых они возникли. Для реконструкции описанных процессов необходимо тщательное изучение закономерностей пространственного размещения конкреций разного состава как в пределах одного пласта, так и всей толши пород в целом. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 59.

Вассоевич Н. Б. Текстура осадочных пород. Справ. руков. по петрографии осадочных пород. т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Вебер В. В. Фации осадков, благоприятные для накопления исходного (для нефти) органического материала. В сб.: Происхождение нефти. М., Гостоптехиздат, 1955.

Вебер В. В. Накопление органического вещества в осадках. — В сб.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.

Войновский-Кригер К. Г., Погоревич В. В. Опыт определения степени сокращения при диагенезе некоторых нижнепермских алевролитов. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947. № 2

Герсеванов Н. М. Основы динамики грунтовой массы. М., Госстройиздат, 1933.

Зарицкий П. В. Раннедийтенетические трещины в угленосных отложениях среднего карбона Донецкого бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.

Зарицкий П. В. О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе.— Литол: и полезн. ископ., 1966, № 1.

Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений, ч. 1. Харьков, Изд. ХГУ, 1970. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений, ч. 2, Харь-

ков, Изд. ХГУ, 1971.

Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965.

Писцов Ю. П. Сидериты Березовского типа.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1. Приходько Ю. Н. Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, Nº 2.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза Черноморских отложений. -- Ли-

тол. и полезн. ископ., 1963, № 1. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.

Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Гидрогеохимия донных осадков Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О. О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-Су. Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.

Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. — Литол. и полезн.

ископ., 1976, № 5. Юркевич И. А. Некоторые данные о дифференциации и перемещении органического Поркевич И. А. Некоторые данные о дифференциации и перемещении органического материала современных осадков в процессе его разложения. - В сб.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.

Baldwin B. Ways of deciphering compacted-sediments. J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, No. 1.

Ferguson L. Formation of the compaction factor of a shale from distorted brachiopod shells.— J. Sediment. Petrol., 1963, v. 33, No. 3.

Brends, J. Steinheit, Steinheit, 1950, V. 50, Vo. 50, To. 51.
Ferguson L. A comparison of two techniques for measuring shale compaction.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, No. 2.
Magara K. Compaction, ion filtration and osmosis in shale and their significance in primary migration.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1974, v. 58, No. 2.
Meade R. H. Factors influencing the early stages at the compaction of clays and sands.

Review.-J. Sediment. Petrol., 1966, v. 36, No 4.

Rümeau J.-L., Sourisse C. Compaction, diagenese et migration dans les sediments argileux.— Bull. Centre Rech. Pau: SNPA, 1972, v. 6, No. 2. Shelton J. W. Shale compaction in a section of cretaceous Dakota sandstone, north-

western North Dakota.-J. Sediment. Petrol. 1962, v. 32, No. 4.

3

ГИН АН СССР, Москва

Дата поступления 4.VIII.1976

134 ÷.,

 $\mathbf{T}^{\mathbf{r}}$

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1977 г.

УДК 552.14(571.51)

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛЕНСКОГО УГЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА

Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, О. В. ЯПАСКУРТ

Приведены новые данные о закономерностях эпигенетических изменений пород угленосной формации северной части Ленского угленосного бассейна по разрезу, а также вдоль и вкрест простирания главнейших структур. Результаты петрографических наблюдений сравниваются с изменениями физико-механических свойств пород и со степенью метаморфизма углистого вещества. Полученные выводы увязываются с эпигенетической зональностью, выявленной ранее рядом исследователей для смежной с юга площади бассейна. Установлены некоторые особенности накопления осадков и их дальнейших преобразований, свойственные изученному региону.

I. ВВЕДЕНИЕ

Угленосная формация Ленского бассейна, выполняющая северную часть Приверхоянского краевого прогиба, сложена преимущественно терригенными отложениями, которые в приосевых участках и на прискладчатом крыле прогиба характеризуются многокилометровыми мощностями и весьма интенсивными эпигенетическими (катагенетическими) преобразованиями. Обстоятельное исследование этих преобразований на юге угленосного бассейна и на смежных с ним площадях Сибирской платформы и складчатой области Западного Верхоянья было впервые отражено в работах А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1955, 1956) и А. Г. Коссовской (1958, 1962). В них дана общая схема эпигенетической зональности для комплекса терригенных отложений от нижней перми до верхнего мела включительно, в том числе и для угленосных толщ верхнеюрского и нежнемелового возраста. Подробно рассмотрены особенности формирования и изменения минерального состава обломочных пород на разных стадиях их существования и в условиях различных тектонических режимов.

Для северной части Ленского бассейна, между широтой пос. Жиганск, современной дельтой р. Лены и низовьями р. Оленек, постседиментационные изменения отложений меловой и частично юрской систем изучены А. С. Запорожцевой (1958, 1960_{1, 2}, 1962). В ее работах главное внимание уделено раскрытию зависимости между особенностями процессов диагенетической стадии преобразования осадков в различных физико-географических обстановках и характером последующего формирования аутигенных минералов в соответствующих породах. Эти исследования были дополнены А. В. Ивановской (1967), показавшей стадийность в образовании глинистых минералов при диагенезе и эпигенезе отложений мезозоя, преимущественно подстилающих угленосную формацию.

Авторы статьи продолжили исследования предшественников. Приведенные ниже данные получены в результате изучения угленосности



Фиг. 1. Схема геологического строения северной части Ленского угленосного бассейна. Геологическая основа, взятая с геологической карты западной части Якутской АССР (Геология СССР..., 1970), под ред. Ф. Г. Маркова, упрощена

1 — четвертичная система; 2 — палеоген и верхний мел; 3 — нижний мел; 4 — юра и триас; 5 — палеозой; 6 — докембрий; 7 — основные участки полевых наблюдений: I — низовья Оленекской протоки; II — Хараулахские горы; III — р. Булкур; IV — хр. Туора-Сис; V — р. Тигие; IV — мыс Чекуровский; VII — мыс Чуча; VIII — р. Эбитиэм; IX — западнее пос. Кюсюр; X — мыс Огонер-Юрях; XI — р. Элиэтибийз; XII — р. Семейка; XIII — р. Саята; XIV—XVI окрестности пос. Жиганск

северной части Ленского бассейна в 1972— 1975 гг. (фиг. 1). К главным задачам этих работ относилось дальнейшее раскрытие закономерностей эпигенетических преобразований углевмещающих пород как по разрезу, так и на одинаковых стратиграфических уровнях в разной тектонической обстановке; увязка выявленных закономерностей с изменениями степени метаморфизма углистого вещества и сопоставление полученных результатов с выводами предыдущих исследователей.

Геологическое строение Ленского угленосного бассейна описано во многих работах (Геология СССР..., 1970; Геология месторождений угля..., 1973). Мы ограничимся приведением схемы стратиграфического сопоставления изученных нами разрезов (табл. 1), к которой будем обращаться в дальнейшем. Отметим лишь, что во всех этих разрезах преимущественно распространены песчаные породы, несколько уступают им количественно алевритовые. Глины и аргиллиты играют подчиненную роль, и подавляющее большинство из них содержит алевритового или псаммитового примесь материала.

По этой причине, а также в связи с тем, что песчаники представляют собой чуткие индикаторы эпигенетических преобразований, они послужили главным объектом исследований. Основное внимание уделено оптическим наблюдениям над взаимоотношениями аутигенных минералов и над осо-

бенностями постседиментационных структур. Привлечены также результаты исследования физико-механических свойств песчаных пород и определения степени метаморфизма углистого вещества из включений в этих породах и угольных пластов. Метаморфизм углистого вещества оценен по замерам отражательной способности витринита, которые выполнены впервые для описываемой территории из взятых нами проб научным сотрудником ИГИ Министерства угольной промышленности В. Я. Лимоновой под руководством проф. И. В. Еремина.

II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Песчаники и пески верхней юры и нижнего мела на всей изученной территории преимущественно аркозовые, с высоким содержанием кислых плагиоклазов. Песчаные породы близки между собой по минеральному составу обломков и отличаются лишь колебаниями количественных соотношений между кварцевыми, полевошпатовыми и другими обломочными зернами. Среди песчаных пород преобладают мелко- и среднезернистые разности с довольно хорошей отсортированностью и средней степенью окатанности обломочного материала. Многие из них во фракциях от 0,25 до 0,05 мм содержат 1—1,5% и более акцессорных минералов, главным образом гранатов, эпидота, апатита, в меньшем количестве сфена, циркона, роговой обманки и др.

Будучи сходными по составу обломков и по характеру седиментогенных структур, песчаные породы из разных частей угленосной формации отличаются друг от друга типами постседиментационных структур и составом минералов цемента. Эти различия заметны прежде всего при сравнении отложений на прискладчатом и приплатформенном крыльях Приверхоянского прогиба.

1. Песчаные породы прискладчатого крыла прогиба

Подробная характеристика пород прискладчатого крыла прогиба дана на примере одного из наиболее полных разрезов угленосной толщи, который обнажен в бассейне р. Менгкере, по ее притоку р. Саяте (см. фиг. 1, точка XIII). Мощность этого разреза, согласно оценке Б. Н. Леонова и Г. М. Покровского (1968), близка к 5 км. В зависимости от глубины залегания песчаники обнаруживают закономерные изменения типов цементации обломков и состава аутигенных минералов.

Взаимосвязанность их изменений с положением в разрезе сильно осложнена влиянием многих иных факторов. Замечено, в частности, что чем крупнее зернистость и чем больше насыщенность породы терригенными компонентами, тем раньше (т. е. выше по разрезу) песчаники испытывают эпигенетическое перерождение. На характер их вторичных изменений влияют также: 1 — количество исходного глинистого вещества в цементе (песчаники с плотно соприкасающимися зернами более чутко реагируют на внешнее воздействие, чем те из них, у которых обломки «запечатаны» в первоначальном цементе); 2 — состав обломков (например, у кварцевых разностей раньше развивается регенерационный цемент, чем у полевошпатовых); 3 — содержание обугленного детрита (при большом его количестве значительно раньше появляются регенерационные кварцевые каймы) и другие причины.

Среди перечисленных факторов, по нашим наблюдениям, наибольшую роль играют особенности первичных структур. Как уже отмечалось, измельчение зерен ослабляет эффекты вторичных изменений. Рубежи эпигенетических преобразований легче фиксировать, изучая песчаники с размерами зерен 0,25—0,5 мм и используя разности с иными структурами только для дополнительной характеристики. Именно таким способом в разрезе по р. Саяте удается наметить четыре интервала или зоны с нечеткими границами.

I. Верхняя зона слабо измененных пород охватывает интервал разреза видимой мощностью около 1000±200 м — менгкеринскую и частично джарджанскую свиты (см. табл. 1). Для нее характерна неравномерность, контрастность вторичных изменений, что выражено прежде всего в чередовании пород различной крепости: от рыхлых песков до слабосцементированных песчаников. В составе последних наиболее представительны разности, у которых цемент состоит из слабо поляризующей основной массы и тонко измельченного терригенного материала. В нем Корреляционная стратиграфическая схема нижнемеловых и верхнеюрских угленосных толщ северной части Ленского угленосного бассейна *

_		Оленекский угленосный район (по П. И. Глушинскому, 1970; 1974 и др.)		Булунский угленосный район (по П. И. Глу- шинскому, 1970, 1974, и др.)			Жиганский угленосный район			
ема, отдел	Ярусы						по Б. Н. Леонову, Г. М. Покровскому и др., 1968	по Р. А. Биджиеву, 1968		
Сист		Дельта р. Лены, л реками Куогастал	левобережье (между х и Мастах)	Нижнее ми Ти	течение р. Лены, между гие и Семейка	у река-	р. Саята — верхний приток р. Менгкере	Левобережье р. Лены, ни- же и выше пос. Жиганск		
		СЕ	зиты		свиты	_	свиты	Свиты		
	Альб- ский	Менгюряхская 700 Укинская (угленос	ная) 370—470							
	งหห้	Лукумайская (частью угленосная) 300— 550		Лукумайская 150—220			Менгкеринская 200—350			
Anre		Огонер-юряхская (угленосная) 60—200		Огонер-юряхская (угленосная) 250-450			Джарджанская (угленос- ная) до 1000	•		
кний мел	рремский	Чонкогорская бах- ская 200-400	Бахская 80—120 Булунская (угленос- ная) 030	Берисская 700—800 (до 1000?)	Бахская до 300 Булунская (угленосная) до 100—250	Сиктяхская бекчерин- ская 500— 800	Бахская 1315 Булунская (угленосная) 650			
Них Ба			Чонкогорская 370— 380		Чонкогорская 200—500		Чонкогорская 685			
	Готе- рив- ский	Кюсюрская от 100-125 до 150-270		Кюсюрская (угленосная) 250-500			Кюсюрская (угленосная) 670			

ляхская 200—320 Кигиляхская (частью угленосная) 200—400 Саятинская (угленосная) blигырская (угленосная) 200—250	насский ярус 100-200 Ханргасская 150-370	Сытогинская 80 Сытогинская до 30—56 Джаскойская 350 (угленос- Джаскойская (угленосная ная)	X.
Кигиляхская 200—32	Берриасский ярус 10		s metpax.
жин- Валан-		RRHXQ98 6Q0	* Мощности - в

удается наблюдать формирование из неоднородной глинистой массы прозрачного светлозеленого хлорита, образующего вокруг обломков тонкие крустификационные каемки. В порах встречается опал либо халцедон. Очень редок (в низах разреза) цеолит. Структуры этих песчаников обычно почти неизмененные обломочные, и только у разностей с крупными обломками в самих низах разреза отмечаются слабые признаки раскалывания соприкасающихся зерен и деформированности чешуек слюд.

II. Вторая зона, охватывающая низы джарджанской свиты и бахскую свиту (около 1500 м), так же как и предыдущая, характеризуется неравномерностью вторичных изменений песчаных пород. Наиболее представительны песчаники с господствующим хлоритовым пленочным и подчиненным кремнистым поровым цементами. Пленки вокруг обломков и поры выполнены крупночешуйчатым яркозеленым хлоритом, который к центру отдельных, наиболее крупных пор постепенно переходит в тонкоагрегатную массу, сменяемую халцедоном, а иногда кварцем. В некоторых разностях, не насыщенных углистым детритом, обнаруживается в порах ломонтит, окаймленный хлоритом.

Структуры песчаников данного интервала в основном близки структурам вышележащих пород, но местами отмечаются единичные слуконформных взаимоотношений чаи между наиболее крупными обломками.

III. Третья зона преобладающего хлоритокварцевого порового цемента и частых конформных структур охватывает интервал до 2000 м, начиная от булунской до верхов саятинской свиты включительно. Причем песчаники булунской свиты сочетают в себе признаки этой зоны и предшествующей.

Здесь постепенно сглаживается контрастность в крепости цементации терригенного материала соседних прослоев. В цементе практически отсутствует халцедон (за исключением единичных находок среди песчаников булунской и верхов чонкогорской свит). На смену ему приходит выполняющий поры кварц в сочетании с хлоритовыми или гидрослюдистохлоритовыми каемками вокруг обломочных зерен (фиг. 2, а). В разностях, не содержащих углистого вещества, часто присутствует поровый ломонтит (фиг. 2, б), но в низах зоны он редок.

Рассматриваемая зона характеризуется массовым распространением структур растворения обломков под давлением, преимущественно конформных. В верхах зоны конформность своеобразна: между выпукло-вогнутыми



Фиг. 2. Песчаники из нижнемеловых отложений угленосной формации (шлифы)

a - c хлоритовым пленочным (1) и кварцевым поровым (2) цементами, р. Саята, кюсюрская свита, николь один, $\times 200$; $\delta - c$ хлоритовым пленочным (1) и ломонтитовым поровым (3) цементами, р. Саята, чонкогорская свита, николь один, $\times 200$; e - c инкорпорационными взаимоотношениями между калиевым полевым шпатом (4) и кварцем (5), р. Саята, саятинская свита, николи +, $\times 200$; e - c инкорпорацией калиевого полевого шпата (4) в зерно плагиоклаза (6), мыс Чуча, огонер-юряхская свита, николи +, $\times 200$; $\partial - c$ конформными и инкорпорационными структурами, мыс Чуча, кигиляхская свита, николи +, $\times 130$; e - c кварцевым цементом «типа припая» (внизу и справа от кварцевого обломка), хр. Туора-Сис, хаиргасская свита, николи +, $\times 130$

поверхностями соседних зерен остаются тонкие хлоритовые пленки. Ниже бахской свиты часто встречаются непосредственно контактирующие зерна; широко распространено сочленение зерен по микростилолитовым швам.

IV. Четвертая зона — господствующего кварцевого цемента, конформных и иногда инкорпорационных структур охватывает самые низы разреза: частично саятинскую свиту нижнего мела (фиг. 2, *в*), а также сытогинскую и джаскойскую свиты верхней и средней юры (500—600 *м*). В песчаниках здесь резко уменьшается общий объем цемента. В его составе по-прежнему присутствуют гидрослюда и хлорит, но толщина пленок вокруг обломков гораздо меньше, чем у вышележащих песчаников, а пленки прерывисты. Широко распространенный аутигенный кварц обнаруживает все более частые переходы от порового типа цемента к цементу «типа припая» (по терминологии А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1955)). Кварц в поровых участках приобретает ту же оптическую ориентировку, что и окружающие его терригенные зерна, как бы припаиваясь к ним. Такой характер цементации является переходным к регенерационному типу цемента, развитому в нижележащих толщах мезозоя, но отличается от последнего наличием тонких нитевидных хлоритовых каемочек, обозначающих первоначальные контуры обломочных зерен (фиг. 2, ∂ , e).

Таким образом, главными индикаторами намечающейся зональности являются глинистое вещество цемента, аутигенные хлорит, опал, халцедон и кварц, отчасти гидрослюда и типы образуемых ими цементов, а также различные структуры растворения зерен под давлением. Среди аутигенных минералов есть и такие, распространение которых не столь явно подчиняется фактору глубинности залегания пород. К ним относятся карбонаты, образующие поровый тип цемента во многих песчаниках и разнообразные конкреционные стяжения (Крашенинников, Япаскурт, 1973), а также отчасти цеолиты, поведение которых в разрезах было детально исследовано А. С. Запорожцевой (1960₂, 1962), а потому здесь не рассматривается.

При изучении песчаников из других, более северных по отношению к вышеописанному выходов, нами было обнаружено, что общая направленность в изменениях их структур, типов цементации и аутигенных минералов при переходе от относительно молодых отложений к более древним в общем такая же, как и на р. Саяте. В то же время вторичные преобразования песчаников, однотипные с таковыми в саятинском разрезе, приурочены здесь к иным стратиграфическим уровням, расположенным выше по разрезу, нежели на предыдущем участке.

Например, в обнажениях по левому берегу р. Лены, ниже пос. Кюсюр, на мысах Чуча, Чекуровский и по р. Тигие (см. фиг. 1, точки VII, VI. V) не были встречены песчаники со слабо измененным глинистым веществом в цементе, с зарождающимся крустификационным хлоритом и опалом в порах, принадлежащие I зоне вторичных изменений. Не характерны для этих участков и песчаники с признаками II зоны. В самых верхних свитах (огонер-юряхской и бахской), на мысах Чуча и Чекуровский (см. табл. 1) песчаники подвержены эпигенетическим преобразованиям значительно интенсивнее, чем в сопоставляемых с ними по возрасту свитах джарджанской и бахской на р. Саяте, и обладают всеми признаками III зоны (преобладающего хлорито-кварцевого порового цемента и частых конформных структур). Здесь же в наиболее крупнозернистых разностях наблюдались инкорпорационные взаимоотношения между обломками (см. фиг. 2, г). Ниже по разрезу, начиная с кюсюрской угленосной до хаиргасской свиты включительно, песчаники постепенно приобретают признаки следующей IV зоны (см. фиг. 2, д). Они становятся аналогичными песчаникам из верхне- и среднеюрских отложений на р. Саяте.

Более интенсивные изменения обнаруживаются у песчаников средней и нижней юры на мысах Чуча и Чекуровский, а также хаиргасской свиты нижнего мела северо-восточнее рассмотренных обнажений, на хр. Туора-Сис (см. фиг. 1, точка IV). Эти изменения характеризуют V зону — господства регенерационного кварцевого цемента, которая не известна на р. Саяте. Здесь характер цементации и эпигенетических структур, присущих мелкозернистым песчаникам, такой же, как у среднезернистых в хаиргасской свите IV зоны на левобережье Лены (см.



Фиг. 3. Песчаники из толщ, подстилающих угленосную формацию

а — с кварцитовидной структурой, мыс Чуча, средняя юра, николи +, ×60; б, в — с регенерационным кварцем, инкорпорацией и зачатками бластеза на контактах кварцевых и полевошпатовых обломков, низовья р. Лены, Хараулахские горы, верхняя пермь, николи +, ×130 фиг. 2, е). Среднезернистые же разности песчаников V зоны изменены еще сильнее. У них кварцевый цемент «типа припая» сосуществует с регенерационным. Последний наиболее распространен там, где количество кварца больше, чем полевых шпатов. Возникают участки прочно сцементированных регенерационным кварцем зерен, мозаично угасающих при наблюдениях со скрещенными николями (фиг. 3, а). Впервые замечена также частичная регенерация полевых шпатов в виде тончайших прерывистых каемочек кислого плагиоклаза. Ощутимо возрастает роль инкорпорации и учащаются случаи грануляции обломков, редко имевшие место в вышеописанных разрезах.

2. Об эпигенетических изменениях песчаных пород на прискладчатом крыле прогиба

Во всех изученных нами разрезах удалось наблюдать, что изменения песчаных пород имеют сходную направленность при переходе от молодых пород ко все более древним. Эмпирически намечается пять зон основных преобразований, границы между которыми весьма постепенные, расплывчатые, но тем не менее вполне ощутимые при петрографических наблюдениях и фиксирующиеся изменениями физико-механических свойств пород (см. ниже).

Эти зоны скоррелированы с зонами эпигенеза, которые выделены на соседней с юга территории А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1955, 1956). В частности, наша I зона, охватывающая самые молодые (менгкеринскую и частично джарджанскую) свиты на р. Саяте, соответствует части «верхней зоны», или «зоны глинистого цемента», к которой на соседней с юга площади отнесена верхняя половина нижнемеловых отложений. Вторичные преобразования этих отложений, по А. Г. Коссовской (1962), характеризуют стадию раннего эпигенеза.

Следующие зоны II, III и IV, охватывающие большую часть нижнемеловых и юрских пород на р. Саяте и практически все породы нижнего мела до хаиргасской свиты включительно на мысах Чуча, Чекуровском и р. Тигие, соответствуют большей части «нижней зоны» или «зоны хлорито-кварцевого цемента», к которой на сопредельной территории А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым отнесены толщи низов нижнего мела и всей верхней юры. Они отвечают стадии позднего эпигенеза.

Наконец, наиболее измененные в наших разрезах породы нижней средней юры на левобережье Лены, ниже пос. Кюсюр, а также хаиргасской свиты нижнего мела на хр. Туора-Сис сочетают признаки как вышеупомянутой зоны, так и нижележащей «зоны регенерационно-кварцевого цемента», к которой А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым отнесены породы от средней юры до верхней перми включительно. Один из главных признаков данной зоны — вытеснение кварцевого цемента «типа припая» регенерационным. Этот процесс достигает максимального развития в песчаниках верхоянского комплекса, подстилающих описываемые нами толщи в западных отрогах Хараулахских гор. Так, например, для среднезернистых песчаников пермского возраста характерно сплошное развитие кварцевого регенерационного цемента, частое присутствие полевошпатового регенерационного цемента, а также наличие серицита (вместо гидрослюд) в пленочных оторочках вокруг первичных, впоследствии регенерированных обломков. Здесь же господствуют структуры растворения под давлением и характерна грануляция многих зерен (фиг. 3, б, в). На периферии части обломков, вдоль их контактов, имеют место бластические мозаичные взаимные прорастания (см. фиг. 3, в), а начало бластеза — это качественно новый этап, характеризующий стадию метагенеза.

Хотя по особенностям вторичных преобразований отложения юры и нижнего мела на хр. Туора-Сис приурочены к границе между поздним эпигенезом и метагенезом, но у них признаки позднего эпигенеза преобладают.

3. Песчаные породы приосевых участков и приплатформенного крыла прогиба

Изменения песчаных пород вкрест простирания прогиба удалось изучить на площади между пос. Кюсюр и левыми протоками Лены — реками Элиэтибийэ и Семейка (см. фиг. 1, точки IX, X, XI, XII). Отложения приосевых участков прогиба охватывают в этом районе диапазон разреза от кюсюрской до лукумайской свиты нижнего мела включительно (см. табл. 1). Низы толщи обнажены в ядре Кюсюрской антиклинали, на левобережье Лены, западнее пос. Кюсюр, а верхи — в центральной части синклинали на мысе Огонер-Юрях.

По характеру вторичных преобразований песчаники здесь близки песчаникам II зоны из разреза на р. Саяте (джарджанской-бахской свит) и изменены значительно слабее, чем одновозрастные с ними породы на мысе Чуча.

Песчаники приплатформенного крыла прогиба, принадлежащие хаиргасской, кигиляхской и кюсюрской свитам, на реках Элиэтибийэ и Семейка более рыхлые, чем на востоке. В обнажениях четко проявляется контрастность в цементации различных прослоев, из-за чего выветрелые поверхности приобретают ступенчатую форму. Количество цемента в таких песчаниках непостоянно, в основном он хлоритовый поровый и пленочный, иногда с халцедоном, и только в самых низах хаиргасской свиты — с кварцем в порах. Ломонтит встречается относительно редко. Зато значительно большую роль, чем в предыдущих участках, играет карбонатный (кальцитовый) цемент выполнения пор, охватывающий горизонты в десятки сантиметров мощностью. Вторичные изменения обломков выражены в частичной аморфизации и хлоритизации биотита, в гидрослюдизации полевых шпатов. Структуры растворения обломков крупнозернистых песчаников под давлением здесь не характерны. У иногда встречаются участки цементации вдавливания, но между внедряющимися друг в друга обломками сохраняются каемки более раннего хлоритового цемента.

Таким образом, песчаники приосевых участков и приплатформенного крыла прогиба на широте пос. Кюсюр обладают в основной массе признаками соответственно позднего эпигенеза и самой конечной стадии раннего эпигенеза.

В более южных, чем рассмотренное, местах зональность вторичных изменений пород вкрест простирания прогиба более контрастна. На широте пос. Жиганск, по направлению от верховьев р. Саяты к р. Лене, происходит смена песчаных пород, претерпевших поздне- и раннеэпигенетические преобразования, породами со слабыми признаками эпигенетических изменений, а затем рыхлыми, слабо сцементированными песками.

Изменения песчаных пород вкрест простирания прогиба происходят гораздо быстрее и контрастнее, чем по простиранию.

III. ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОИСТВ ПЕСЧАНИКОВ И О МЕТАМОРФИЗМЕ УГЛИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Песчаники с разной степенью эпигенетических изменений обнаруживают различия физико-механических свойств, таких, как прочность на сжатие, пористость, объемный и удельный вес и др. Это видно из табл. 2, где приведены усредненные значения анализов 40 проб среднезернистых песчаников из разрезов угленосной формации вблизи пос. Кюсюр — на мысах Чуча, Огонер-Юрях, на реках Элиэтибийэ и Семейка (по итогам исследований В. Л. Аронова). Полученные данные согласуются с итогами наших петрографических наблюдений над эпигенетической зональностью вкрест простирания Приверхоянского прогиба.



Фиг. 4. Отражательная способность R° и степень углефикации органического вещества в отложениях северной части Ленского угленосного бассейна (замеры выполнены в масляной иммерсии, аналитик В. Я. Лимонова) 1—9 места взятия проб: 1 — близ Оленекской протоки, из скважин; 2 — там

же из естественных обнажений; 3— р. Тигие; 4— мыс Чуча; 5— левобережье р. Лена, напротив пос. Кюсюр; 6— мыс Огонер-Юрях; 7 р. Элиэтибийэ; 8— верховья р. Менкере, р. Саята; 9— окрестности пос. Жиганск; цифры возле значков — номера проб; ось ординат — мощн., м

Сравнение физико-механических свойств песчаников из обнажений вдоль простирания прискладчатого крыла прогиба также увязывается с рассмотренными выше заключениями об изменениях характера эпигенетических преобразований одновозрастных толщ в долготном направлении. В частности, определения физико-механических свойств песчаников из разреза по р. Саяте подтвердили вывод о том, что степень их эпигенетических изменений меньше, чем таковая в разрезах у мыса Чуча и севернее. На р. Саяте величина прочности сжатия 270—878 $\kappa c/cm^2$ для песчаников средней и верхней юры соответственно, снижается до 260 $\kappa c/cm^2$ в песчаниках саятинской свиты и колеблется от 628— 643 $\kappa c/cm^2$ в кюсюрской свите до 1091 $\kappa c/cm^2$ (единичный обр.) в чонкогорской свите; прочность сжатия составляет 636—830 $\kappa c/cm^2$ в булунской и 172—351 $\kappa c/cm^2$ в джарджанской свите. Эти величины ниже значений прочностей сжатия песчаников из одновозрастных свит на мысе Чуча (см. табл. 2).

Сделанный вывод согласуется с результатами замеров отражательной способности витринита в углистых включениях и углях (фиг. 4),

Изменения физико-механических свойств песчаников в зависимости от степени вторичных преобразований *

		Физико-механические свойства								
Место отбора проб и их стратиграфическая приуроченность (свиты)	Зоны вторичных изме- нений (по данным петрографических наблюдений) и их структурное положе- ние в пределах прогиба	удельный вес, <i>г/см</i> ^в	объемный вес, г/см ³	пористесть, %	прочность сжа- тия, <i>ке/см</i> ³	коэффициент ва- риации для сжа- тия	скорость ультра- звуковых волн, V _p м/сек	коэффициент ва- риации V _P	ко зфф ициент анизотропии	
Левобережье Лены вбли- зи рек Элиэтибийэ и Се- мейка (хаиргасская, киги-	II, приплатфор- менное крыло	2,65	2,26	15,0	350	20,1	1600	26,8	0,80	
ляхская) Мыс Огонер-Юрях (лу- кумайская, огонер-юрях-	II, приосевые участки	2,67	2,43	9,0	580	14,2	1860	18,1	0,96	
ская, оахская) Мыс Чуча (огонер-юрях- ская, бахская, чонкогор-	III, прискладча- тое крыло	2,66	2,49	6,5	1040	10,0	2600	15,4	0 ,9 7	
ская) Мыс Чуча (кюсюрская, кигиляхская, ханргасская)	IV, прискладча- тое крыло	2,68	2,55	5,0	1600	8,3	3300	7,7	1,05	

• Разрезы вблизи пос Кюсюр, см. фиг. 1, точка IV-XII.

показавшими несколько большую степень метаморфизма углистого вещества в разрезах прискладчатого крыла прогиба вблизи пос. Кюсюр и севернее по сравнению с углями близких стратиграфических уровней на р. Саяте.

Сравнение физико-механических свойств песчаников из различных выходов угленосной формации со степенью метаморфизма углистого вещества показало, что породы юры и низов мела, претерпевшие максимально высокие эпигенетические преобразования вблизи складчатой области Верхоянья, с величинами прочности на сжатие порядка 1600 $\kappa z/cm^2$, относительно большими скоростями прохождения продольных волн (3300 *м/сек*), высоким объемным весом (2,55 z/cm^3) и соответственно низкими значениями пористости (5%), вмещают угли марки Ж. Наоборот, песчаники из приплатформенного крыла прогиба, обладающие существенно иными показателями, а именно величиной прочности на сжатие порядка 350 $\kappa z/cm^2$, скоростью прохождения продольных волн 1600 *м/сек* и пористостью порядка 15%, отвечают зоне углей марки Д—Г.

Необходимо обратить внимание на существенную оговорку: прямой связи всех подобных показателей вмещающих угли пород со степенями метаморфизма угля нет. Причина этого в том, что физико-механические свойства определяются не только степенью эпигенетических преобразований, т. е. вторичными факторами, но во многом зависят от состава и количества цементирующего вещества, от текстурных особенностей пород и от других причин, связанных с особенностями накопления соответствующих осадков, и их раннедиагенетическими изменениями.

IV. ВЫВОДЫ

1. Зональность вторичных изменений пород на севере Ленского угленосного бассейна наиболее контрастно проявлена вкрест простирания краевого прогиба, полнее всего — в Жиганском районе, где от пос. Жиганск в 150—180 км на восток происходит смена пород, практически не прошедших эпигенетической стадии, породами, претерпевшими ранне- и позднеэпигенетические преобразования. Севернее широты пос. Кюсюр отложения верхней юры — нижнего мела на приплатформенном крыле прогиба обладают признаками конечной стадии раннего эпигенеза, а на прискладчатом — признаками позднего эпигенеза; местами же (в Тасаринской синклинали, хр. Туора-Сис) характер вторичных преобразований пород отвечает границе между поздним эпигенезом и началом метагенеза. Здесь контрастность эпигенетических изменений вкрест простирания менее резкая, чем в Жиганском районе, но и расстояние между крыльями прогиба небольшое (первые десятки километров).

2. Вдоль границ прогиба со складчатой областью Западного Верхоянья, от верховьев рек Менгкере, Саята к северу — северо-западу изученного района, намечается усиление степени эпигенетических преобразований пород юры и мела на одинаковых интервалах разреза. Учитывая это, можно высказать следующее предположение об особенностях осадконакопления в раннемеловую эпоху на севере рассматриваемой территории, в Булунском угленосном районе (пос. Кюсюр и севернее). Высокая степень эпигенетической измененности пород по всему разрезу, снизу доверху, здесь может быть объяснена лишь тем, что они находились под кровлей достаточно мощной толщи более молодых отложений, не сохранившихся в настоящее время. Такая толща, соответствующая укинской и, возможно, менгюряхской свитам оленекской серии (см. табл. 1), вероятно, накапливалась не только вблизи современной дельты Лены, где выделены стратотипы упомянутых свит (Геология СССР..., 1970), но и в Булунском районе, где прогибание было не менее интенсивным, нежели на площади современных рек Менгкере и Саята. В неогене и в начале четвертичного периода большая часть отложений оленекской серии Булунского района была денудирована, что согласуется с данными неотектоники об интенсивных восходящих движениях в низовьях р. Лены (Тимашев, 1970).

3. Высокая степень эпигенетических преобразований пород нижнего мела и юры свидетельствует о большой роли содержавшихся в них вод, без которых подобные преобразования не были бы возможны. Причем, эти воды должны были находиться ниже базиса эрозии, определяемого бассейном Северного Ледовитого океана. Возможность разгрузки подземных, особенно артезианских вод на дне морских бассейнов (Куделин и др., 1971; Зекцер и др., 1972), позволяет предполагать, что нижнемеловые отложения насыщались подземными водами, поступавшими с воздымавшейся на юге площади современного Алданского массива и мигрировавшими к северу. С этим фактором может быть также связана долготная зональность в эпигенетических изменениях одновозрастных пород.

4. Участие разнообразных факторов в эпигенетических изменениях пород, по-видимому, объясняет отсутствие прямой коррелятивной зависимости между характером преобразования этих пород и метаморфизмом заключенных в них углей. В то же время общая тенденция к повышению метаморфизованности углистого вещества совпадает с главными направлениями эпигенетической зональности в породах мезозоя.

5. Проблема эпигенеза рассмотренных толщ многопланова. Один из путей ее дальнейшего развития — выяснение связей между характером эпигенетической зональности и различными генетическими типами отложений угленосной формации.

ЛИТЕРАТУРА

Геология СССР. т. XVIII. Западная часть Якутской АССР (кн. 1 и 2), М., «Недра», 1970.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. т. 9, кн. 2, М., «Недра», 1973.

Запорожцева А. С. Ломонтит из меловых отложений Ленского угленосного бассейна.— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 2.

Запорожцева А. С. Литология и фациальные условия накопления меловых отложений района Чай-Тумусского месторождения угля (левобережье дельты р. Лены).-Тр. НИИГА, 1960, т. 112.

Запорожцева А. С. О региональном распространении ломонтита в меловых отложениях Ленского угленосного бассейна.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960₂, № 9.

Запорожцева А. С. О зависимости процессов диагенетических и катагенетических преобразований от фациальной обстановки накопления осадков. -- Тр. НИИГА, 1962, т. 121, вып. 18.

Зекцер И. С., Иванов В. А., Месхетели А. В. О разгрузке подземных вод в моря.-Водные ресурсы, 1972, № 3.

Ивановская А. В. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены, Новосибирск, «Наука», 1967.

Коссовская А. Г. История мезозойского осадконакопления в Вилюйской впадине и За-падном Верхоянье.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 7.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. — Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразо-

Коссосний в разрезе мезопалеозойских отложений Западного Верхоянья.— В сб.: О вторичных изменениях осадочных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5. Крашенинников Г. Ф., Япаскурт О. В. Конкреции нижнемеловой угленосной форма-ции Ленского бассейна.— В сб.: Конкреции и конкреционный анализ. Всес. научн. конф. (27—28 ноября 1973 г.). Тез. докл. Харьковский гос. университет, ротапринт, 1973

Куделин Б. И., Зекцер И. С., Месхетели А. В., Брусиловский С. А. Проблема подземного стока в море.— Сов. геология, 4971, № 1.

Леонов Б. Н., Покровский Г. М. Нижнемеловые отложения внутреннего крыла Приверхоянского прогиба (Ленская ветвь).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 1.

Тимашев И. Е. Унаследованность придельтового участка долины р. Лены. — Вестн. МГУ. Сер. географ., 1970, № 1.

мгу. Москва

Дата поступления 11.VIII.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1977 г.

УДК 552.541

О МИКРОСТРОЕНИИ И КЛАССИФИКАЦИИ МЕЛОВ

В. А. МОЩАНСКИЙ

Рассмотрен принцип классификации микроструктур мелов и мелоподобных пород с использованием фотографий, полученных на сканирующем электронном микроскопе. Предложена классификация микроструктур мергельномеловых пород. Приведены основные физико-механические свойства изученных образцов.

По внешнему виду различные мелы весьма однообразны, поэтому за ними укрепилось определение однородных пород. Даже на пришлифовке образца мела (особенно сухого) его текстура просматривается с большим трудом, а чаще незаметна, и поэтому она долго оставалась не изученной. Только в 50-х годах Г. И. Бушинским (1947, 1954) был предложен метод проявления скрытых текстур мелов путем пропитки их пришлифованной поверхности минеральными маслами. Последующими работами Г. И. Носова (1957), С. И. Шуменко (1964), Ю. Г. Копысова (1968) и др. методы исследования мезотекстур были усовершенствованы. Эти работы позволили создать классификацию мезотекстур (Шуменко, 1971). Микротекстура мелов оставалась слабо изученной до 1973 г., когда автором совместно с И. А. Парабучевым (1973) были продемонстрированы результаты ее изучения на сканирующем электронном микроскопе.

Аналогично обстоит дело и с изучением структуры мелов. Внешняя «землистость» излома породы позволяла называть их «мелкозернистыми», и только в некоторых типах мела, содержащих в своем составе повышенное количество фораминифер, обломков раковин иноцерамов или терригенных песчано-пылеватых примесей, выделялись такие микротекстуры, как «фораминиферовая», «сферовая», «детрито-фораминиферовая», «алевритистая», «песчанистая» и некоторые другие, доступные исследованию под световым микроскопом. Вернее было бы назвать их мезоструктурами, так как основная часть породообразующих компонентов, а именно кокколиты и обломки раковин фораминифер, наблюдению не поддавались и поэтому практически выпадали из наименований указанных структур. Между тем содержание этих наиболее мелких структурных элементов обычно превышает 75-80%, а нередко и 90%, т. е. именно они определяют собственно микроструктуру мела и некоторых литологически близких к нему пород. Косвенные данные о микроструктурных элементах можно было получить из результатов гранулометрических анализов. Однако они были в значительной степени условными, так как зависели от метода подготовки образца к анализу.

Определения гранулометрического состава мела выполнялись многими исследователями, начиная с работ М. М. Васильевского (1933) и Г. И. Бушинского (1947). Интересные результаты по гранулометрии мела были получены Е. М. Сергеевым с сотрудниками (1950; Куприна и др., 1957) и И. М. Горьковой с сотрудниками (1962), применявшими более совершенные способы дезинтеграции анализируемых образцов,

5*

включая использование в качестве диспергатора пирофосфата натрия. Выполнялись и сравнительные определения с использованием различных, способов подготовки образцов к анализу (Шуменко, 1971), диспергация с помощью ультразвука (Мощанский, Парабучев, 1974). Была показана несопоставимость результатов анализа для различных типов мела и для одного и того же образца мела при различных способах подготовки его к анализу.

В упомянутой выше работе Е. М. Сергеева и Г. А. Сидоровой (1950) было показано, что в чистых турон-коньякских мелах Подгорненского района Воронежской области с нерастворимым остатком (н. о.) от 0,2 до 2,1% преобладают частицы размером 0,05—0,005 мм (60—80%), а частиц крупнее 1 мм не обнаружено; содержание частиц размером 1—0,54 мкм составляет 3—6,5%. Микрофотографии фракций показывали достаточно четкую диспергацию агрегатов на элементарные составляющие (кристаллиты), которые были приняты тогда за чистый хемогенный кальцит.

Применение в качестве диспергатора пирофосфата натрия в комбинации с механическим растиранием пасты (Горькова и др., 1962) повышает выход тонкодисперсных частиц (для глинистого мела выход частиц меньше 0,5 мкм возрастает до 67%), что, по-видимому, является искажением истинных результатов и обусловлено механическим разрушением собственно кокколитов при растирании пасты. В. А. Мощанский и И. А. Парабучев (1974) для типичных глинистых мелов олигоцена района среднего течения р. Евфрат в Сирии (н. о. 10-12%) при подготовке к анализу мела в виде суспензии с пирофосфатом натрия, но не растиранием, а разрушением агрегатов ультразвуком, получили следующий выход фракций (среднее из 5 анализов, в %): >0,1 мм - 0,45; 0,1-0,05 MM - 2,37; 0,05-0,01 MM - 12,12; 0,01-0,005 MM - 25,20; 0,005-0,001 мм - 42,22; <0,001 мм - 17,64. Это значительно лучше соответствует соотношению структурных элементов, получаемому при просмотре мелов под сканирующим электронным микроскопом, и данным анализов Е. М. Сергеева (1950) с учетом большей глинистости олигоценового мела по сравнению с турон-коньякским.

Уже работами С. И. Шуменко (1964), базировавшимися на изучении мела с помощью реплик на обычном электронном микроскопе, было показано, что подавляющее большинство частиц размером менее 10 мкм представляет собой либо целые кокколиты, либо их фрагменты. Использование сканирующего электронного микроскопа значительно увеличивает возможности визуального изучения микроструктуры, включая наблюдения ненарушенных образцов. На фиг. 1 и 2 хорошо видны сохранные кокколиты и «процесс» их разрушения, а также облик «порошковатого кальцита» (кристаллитов), образующегося при разрушении кокколитов. Можно достаточно точно определить и размеры структурных элементов. Более того, на этих фотографиях хорошо видны фрагменты кокколитов, которые так же, как и целые кокколиты, легко могут быть разделены на отдельные кристаллиты («порошковатый кальцит») даже при незначительном механическом или ином воздействии (например, при кипячении). Из фиг. 2, а видно, что процесс разрушения кокколитов не уникален. Там же и на фиг. 3, а видно разнообразие кокколитов. а следовательно, форм и размеров образующихся элементарных частиц «порошковатого кальцита». Более того, размеры самих особей (коккосфер), из которых образуются кокколиты, в зависимости от стадии их развития и отмирания могут различаться на порядок величины (см. фиг. 3, а), а следовательно, также могут различаться размеры отдельных кристаллитов, слагающих основную часть «порошковатого кальцита».

Таким образом, формы, размеры и количество зерен «порошковатого кальцита» как в природе (естественные структуры), так и в условиях



Фиг. 1. Микрофотографии скола естественной структуры мела. Образец чистого мела из Воронежской обл., д. Костенки, овраг Попов лог, К^{1-сп}

а — сохранный кокколит Tergestiella margereli (Noël) характерный для нижнего турона, увел. 12000; б — характер распада кокколитов или их фрагментов на элементарные зерна (кристаллиты), увел. 10000

лабораторного гранулометрического анализа зависят от многих факторов, и в первую очередь от преобладающего вида породообразующих кокколитофорид, степени дезинтеграции их панцирей и характера воздействий при нарушении естественной структуры мела, включая переотложение более древних мелов и методы подготовки образцов к гранулометрическому анализу.

Возможность наблюдения основных породообразующих (структурных) элементов мелов, включая «порошковатый кальцит», позволяет подтвердить вывод С. И. Шуменко (1971) об органогенной природе породообразующего кальцита мелов. Несомненно, что практически весь



Фиг. 2. Микрофотографии скола естественной структуры мела. Тот же образец, что и на фиг. 1

а — соотношение сохранных кокколитов, их фрагментов и кристаллитов («порошковатого кальцита»), характерное для кокколитопоршковатой микроструктуры, увел. 3000; б — взаимное расположение сохранных кокколитов и их фрагментов, увел. 10 000

кальцит, входящий в состав мелов, является кокколитовым. Роль дру-гих породообразующих организмов (фораминифер, моллюсков, криноидей и др.) обычно подчиненная и заметна только в некоторых нетипичных разностях, например в так называемых фораминиферовых или иноцерамовых мелах. Можно показать, что даже в типичных «форамини-Среднего Поволжья, феровых» маастрихтских мелах описанных А. Д. Архангельским (1912), даже при сравнительно высоком содержании фораминифер (до 20-30%) основными породообразующими являются кокколиты или их фрагменты (фиг. 3, б). Фораминиферы в структуре мелов выполняют роль «крупных» включений, разобщенных между собой кокколитовой массой. Более того, сами раковины фораминифер внутри обычно заполнены теми же кокколитами, которые составляют



Фиг. З. Микрофотографии скола естественной структуры мела a -мел глинистый, Pg_{3}^{3a} , среднее течение долины р. Евфрат, соотношение сохранных кокколитов и пылеватых зерен, характерное для пелито-кокколитовой микроструктуры, увел. 5000; δ — мел чистый (н. о.=3,5%) с фораминиферами, из карьера завода «Большевик» Вольского района Саратовской обл., K_{2}^{cp} ; фораминиферококколито-порошковатая микроструктура, увел. 200

основную массу мела. При разрушении раковин фораминифер также образуются зерна (кристаллиты) «порошковатого кальцита», но более изометричной формы, с выпуклыми гранями (фит. 4, а). Поскольку сами фораминиферы не доминируют в мелах, то и в составе «порошковатого кальцита» их фрагменты не могут доминировать.

Хемогенные кристаллы кальцита, как указывалось еще Г. И. Бушинским (1954) и С. И. Шуменко (1963, 1971), содержатся в незначительном количестве (до 3—4%) и легко различимы на электронно-микроскопических снимках. Это призмы и ромбоэдры, характерные для кальци-


Фиг. 4. Микрофотография скола естественной структуры мела a — мел глинистый (то же, что и на фиг. 3, a), внутренняя поверхность раковины фораминиферы с кристаллом кальцита (светлая пластинка) и кокколитом; увел. 5000; δ — мел чистый (то же, что и на фиг. 1) с микротрещиной, микроструктура порошковатая; увел. 3000

та. Иногда они образуют друзы (щетки) на внутренней поверхности раковин фораминифер или в кавернах. Глинистые минералы легко различимы (хотя визуально не всегда удается установить их минералогическую принадлежность) по характерному виду чешуек, а аутигенные зерна пирита — по их кубической форме. При значительном содержании глинистых частиц, например в туронских мергелях Крыма или в мергелистых разностях олигоценовой толщи долины р. Евфрат, кокколиты хорошо видны между глинистыми чешуйками. В глинистых мелах и особенно в их разностях, переходных к мергелям, сохранность кокколитов значительно выше, чем в чистых мелах.

Доломитизация для мелов не характерна, во всяком случае для типичных мелов Русской платформы и Англо-Парижского бассейна, т. е. мелов гумидной зоны. Видимо, поэтому процесс доломитизации для мелов в литературе почти не отмечался. В мелах Восточной Белоруссии слабая, видимо вторичная, доломитизация (до 1,5—2,0%) указывалась Ю. Г. Копысовым (1968). Более подробно этот процесс описан в работе автора совместно с И. А. Парабучевым (1974) для олигоценовых мелов аридной зоны долины р. Евфрат. Показано, что доломит в мелах имеет как минимум две генерации: диагенетическую (названную нами «фоновой») и эпигенетическую. Во избежание повторений следует отметить только, что в первую очередь доломитизируются самые мелкие кристаллиты кальцита («порошковатый кальцит»), затем более или менее сохранные кокколиты и в последнюю очередь раковины фораминифер. При изучении микроструктуры мелкие кристаллы доломита хорошо опознаются на электронно-микроскопических снимках, а более крупные — под поляризационным микроскопом.

Как итог изложенному следует отметить, во-первых, практически полную органогенную природу основных породообразующих карбонатных компонентов мелов, а также верхнемеловых или более молодых мергелей, во-вторых, резкое преобладание в мелах кокколитов или их фрагментов над всеми остальными породообразующими компонентами. В мергелях (в зависимости от степени их глинистости) это положение сохраняет силу лишь в известных пределах. Отсюда следует, что наименования микроструктур мелов (частично мергелей) и самих этих пород должны отражать преобладание в них именно кокколитовой составляющей. В общем случае мелы следовало бы именовать нетвердыми кокколитовыми известняками.

Изучение фотографий, полученных на сканирующих электронных микроскопах при увеличениях от 3000 до 50 000, позволяет выделить более дробные градации микроструктур, ориентируясь прежде всего на соотношение сохранных (или относительно сохранных) кокколитов и порошковатого кальцита. Другие компоненты (фораминиферы, призмы раковин иноцерамов и глинистость) также должны учитываться соответственно их количественному содержанию. Предварительная классификация микроструктур мергельно-меловых пород, характерных для глинистых мелов олигоцена среднего течения р. Евфрат, предлагалась в работе автора совместно с И. А. Парабучевым (1974). С учетом микроструктур, характерных для чистых и «фораминиферовых» мелов турон-коньякского и кампан-маастрихтского возраста района верхнего течения Дона и Саратовского Поволжья, классификация дополнена и приводится в табл. 1.

Необходимо подчеркнуть, что, по мнению автора, при содержании фораминифер даже более 15% представляется не совсем правильным называть микроструктуру, например, «фораминиферовой» или «сферовой», как это предложено С. И. Шуменко (1971). Даже при высоком содержании фораминифер (15—25%, и только в исключительных случаях до 40%) основу породы, определяющую ее облик и свойства, составляют кокколиты или их фрагменты, и, следовательно, влияние фораминифер должно отражаться только в приставке термина. То же относится и к наименованиям «детрито-фораминиферовая» и «фораминиферо-детритовая», в которых основной породообразующий компонент — кокколиты или их фрагменты («порошковатый кальцит») — даже не находит отражения.

К сожалению, в исследованных мелах не было выявлено разностей со значительным содержанием фрагментов раковин иноцерамов, но поскольку наличие таких разностей не вызывает сомнений, то представляется целесообразным предложить для их наименования по типу фораминиферосодержащих мелов путем введения приставки «иноцерамо» или «иноцерамово», хотя в подавляющем большинстве случаев в мелах содержатся не целые раковины двустворок, а их обломки. В табл. 1 эти наименования не введены, но при необходимости они должны использоваться.

Для глинистых мелов вообще и для олигоценовых мелов долины р. Евфрат в частности микроструктуры с содержанием порошковатого кальцита более 20% не характерны и встречаются в породе только локально в малых объемах (сечения участков измеряются долями миллиметра), но для чистых (слабоглинистых), особенно для турон-коньякских и маастрихтских мелов центральных областей Европейской части СССР, востока Белоруссии и Днепровско-Донецкой впадины, различные порошковатые микроструктуры весьма характерны. Такие разности мела слагают мощные пласты, поэтому в глинистых мелах «кокколитовые» и «порошковатые» микроструктуры, а также их сочетания не выделяются в самостоятельные, а их место занимают «пелитово»-содержащие микроструктуры.

Таблица 1

	Содержание о	сновных породос	образующих ком	ипонентов, %	
Микроструктура	сохранные кокколиты	«порошкова- тый кальцит»	глинистые частицы	форамини- феры	№ фигуры
]	. Чистые и с	лабоглинистые	мелы		
Кокколитовая Порошковато-кокколитовая Кокколито-порошковатая Порошковатая Фораминиферо-кокколитовая Фораминиферо-порошковато- кокколитовая Фораминиферо-кокколито-по- рошковатая	$ \begin{array}{c} 75 \\ 50-75 \\ 15-40 \\ 15 \\ 70 \\ 50-70 \\ 50-70 \\ 50-70 \\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 15\\ 15-50\\ 40-75\\ 75\\ 15\\ 15-50\\ 15-$	До 10 » » » »	До 5 » 5—30 5—30 5—30	2, 6 2, a 4, 6 -
potitionalan	II. Глинисты	е мелы и мерг	ели		0, 0
Пелито-кокколитовая Кокколито-пелитовая Пелито-порошковатая Порошкова го-пелитовая Пелитовая Переходные разности: пелито-порошковато-кокко- литовая порошковато-кокко-	4080 1530 10 10 10	До 10 [*] 40—80 40—15 До 25	10-5050-7510-5050-7575	До 5 » » До 3	3, a
колито-пелитовая и т. п.	10-20	2040	30—75	До 5	

Классификация микроструктур мергельно-меловых пород

Рассматривая микроструктуры глинистых мелов и мергелей, следует оговорить применение термина «алевритистая структура», предложенного С. И. Шуменко (1971) для некоторых мергелей при содержании терригенных компонентов алевритовой размерности от 5 до 25%. Нужно заметить, что в целом и для глинистых мелов, и для большинства мергелей в гранулометрическом составе характерно преобладание терригенных компонентов глинистой (пелитовой) размерности. Это характерно и для тех разностей, в которых содержится существенная примесь терригенных алевритовых зерен, так как и в этом последнем случае количество терригенных компонентов пелитовой размерности будет преобладать над таковым алевритовой размерности. Таким образом, более правомерно введение понятия «пелитовой», а не «алевритистой» Микроструктуры как составного звена термина. Наконец, следует заметить, что изучение структуры при микроскопических исследованиях производится на образцах малых размеров, и количественное соотношение различных структурных элементов следует экстраполировать на породу в

целом с достаточной осторожностью. В этом смысле приведенные выше соотношения основных породообразующих компонентов как характеристики микроструктуры, являющиеся основанием для соответствующего наименования, должны рассматриваться только как приблизительные. Достаточно уверенно можно утверждать, что даже в пределах обычного штуфа или монолита мела имеются участки с разными количественными соотношениями породообразующих компонентов. Безусловно, что в этом случае большую роль будет играть типичность малых образцов, отобранных для микроскопических исследований на основании обычного макроскопического просмотра крупных штуфов, которые, в свою очередь, должны быть типичными для того или иного горизонта.

Таким образом, предлагаемая классификация микроструктур мелов и близких к ним литологических разностей отражает в соответствующих наименованиях содержание основного породообразующего компонента, а именно кокколитов или их фрагментов, а в качестве соподчиненных приставок — содержание других компонентов, которые иногда играют весьма заметную роль в структуре и облике породы. Автор далек от мысли, что предлагаемая классификация является исчерпывающей, но ему представляется, что она может служить по крайней мере генетической основой для дальнейших разработок и усовершенствований.

Если на приведенных выше примерах проследить текстурные особенности на микроуровне (на уровне, соизмеримом с размерностью структурных элементов), то можно заметить, что в подавляющем большинстве случаев расположение и кокколитов и «порошковатого кальцита» (а также фораминифер и глинистого материала) не имеет четко выраженных закономерностей, т. е. микротекстура мелов (и многих мергелей) беспорядочная. Более крупные элементы текстуры, например ходы илоедов или фекальные зерна, могут быть расположены в определенном порядке или иметь определенный «рисунок». Но размер таких текстурных элементов на два-три порядка превышает размер структурных элементов, и его изучение должно производиться на мезоуровне, что вполне отвечает указанному выше изучению текстур, предложенному Г. И. Бушинским (1954) и уже имеющему достаточно последовательно разработанную методику и классификацию. Совершенствование этого направления представляет самостоятельную задачу, выходящую за рамки данной работы.

Наконец, следует подчеркнуть, что микроструктуры мелов в значительной степени предопределяют их основные свойства и, в частности плотность, прочность и водопроницаемость. Их изучение является большой самостоятельной темой, хотя, конечно, контроль микроструктур значительного количества образцов под сканирующим электронным микроскопом может быть затруднительным. Основные показатели плотности и прочности, характерные для мелов, рассматриваемых в статье, приведены в табл. 2. Большинство других показателей может быть оценено по приведенным с различной, но достаточной для практических целей точностью. В данной статье не представляется возможным подробно рассмотреть физико-механические свойства мелов, и в случае необходимости для некоторых из них имеются более подробные сведения в работе автора совместно с И. А. Парабучевым (Mochanski, Parabutchev, 1975), где приведены и соответствующие корреляции. Здесь можно отметить, что микроструктурные исследования в данном случае проведены на различных мелах от чистых турон-коньякских с низким содержанием некарбонатных примесей (н. о.) и низкой плотностью естественного сложения (см. табл. 2, обр. 1 и 2) до глинистых мелов с н.о. более 10% и повышенной плотностью естественного сложения (см. табл. 2, обр. 4). Образец 3 кампанского мела Саратовского Поволжья занимает промежуточное положение по содержанию н.о., но имеет наиболее высокую плотность естественного сложения. В литературе делались многократные попытки выявления четких зависимостей между различными показателями мелов и прежде всего между плотностью естественного сложения, прочностью и деформируемостью. В общем виде такие зависимости существуют, что частично видно и из показателей. приводимых в табл. 2. Чем выше глинистость (н.о.), тем выше плотность естественного сложения и соответственно прочность. Однако такие зависимости отнюдь не однозначны и, как правило, не линейны.

Таблица 2

Показатели	некоторых	физических	свойств	исследованных	образцов				
мергельно-меловых пород									

			1	Основные свойства						
№ обр.	Возраст	Тип •	н. о., %	п, %	<i>R</i> _{сж} возд. сух. н/см ^а	R _{сж} водонас. <i>м/см³</i>	гуры в текс- те			
1	K2 ^{cn}	Мел чистый, кокколито-по- рошкозатый	1,2	47,5	179,5	51,8	2, a			
2	K_2^t	То же	2,2	49,4	250,5	81,1				
3	K ^{<i>cp</i>} ₂	Мел чистый, фораминиферо- кокколито-порошковатый	3,5	40,8	304,0	141,4	3, б			
4	Pg3 ^{<i>a</i>}	Мел глинистый, пелито-кон- колитовый	12,5	42,7	_	284,0	3, a			

Примечания. І. К показателям свойств: н. о. — нерастворимый в 1,5%-ной HCl остаток, % к общему весу породы; п — пористость, \mathcal{K}_{CM} – сопротивление одноосному сжатию в \mathcal{H}/cm^4 (ньютон на

1 кв. см). 11. Номера образцов: 1, 2 — Воронежская обл., с. Костенки, овраг Попов лог; 3 — район г. Вольс-ка, карьер завода «Большевик»; 4 — котлован ГЭС Табка на р. Евфрат, пачка 3 а.

Более того, после определенного предела по содержанию н.о. зависимости могут изменяться на обратные (Mochanski, Parabutchev, 1975). Показатели физических свойств и состава мелов имеют между собой более тесные связи, но зависимости прочности и деформируемости от состава мела и его плотности более сложны и обусловлены, помимо физических свойств. наличием микродефектов структуры, пример которых показан на фиг. 4, б. Поскольку характер и размер дефектов структуры весьма различен — от обычной макротрещиноватости до микроскопических разрывов, имеющих протяженность сотые доли миллиметра и раскрытия, измеряемые микронами, --- то учет количественного влияния таких нарушений крайне затруднителен, а их суммарный эффект всегда индивидуален. Поэтому влияние микродефектов структуры должным образом еще не изучено.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Материалы для геологии России, М., 1912, т. 25.

Бушинский Г. И. Структуры и текстуры мергельно-меловых пород и меловых кремней.-Бюл. Моск. о-ва испыт природы. Отд. геол., 1947, т. 22, № 1.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. М., 1954, вып. 156.

Васильевский М. М. О механическом анализе мела. Материалы Центр. н.-и. геол.-раз-

вед. ин-та, серия петрогр. и минер., М., 1933, сб. 1. Горькова И. М., Душкина Н. А., Окнина Н. А., Рябичева К. Н., Сафохина И. А., Ченик В. Д. Природа прочности и деформационные особенности мела и некоторых мелоподобных пород — Тр. Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского АН

СССР. М., 1962, т. 43. Копысов Ю. Г. Мергельно-меловые породы востока Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1968. Куприна Г. А., Полтев Н. Ф., Сергеев Е. М. Инженерно-геологическая характеристика

мела Воронежской области. Тр. сов. по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. П. М., Изд-во АН СССР, 1957.

- Мощанский В. А., Парабучев И. А. Новые данные о микроструктуре мергельно-меловых пород и особенности их состава.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973, т. VIII, № 5.
- Мощанский В. А., Парабучев И. А. Опыт комплексного изучения состава, структуры и текстуры олигоценовых мелов долины р. Евфрат. ВИЭМС, Экспресс-информация, М., 1974, сер. VII, вып. 2.
- Носов Г. И. Опыт детального литологического расчленения толщи писчего мела туронского возраста в Донецком бассейне.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957, т. 22, № 1.

Сергеев Е. М., Сидорова Г. А. К вопросу о составе и свойствах меловых толщ Воронежской области.— Вестн. Моск. ун-та, М., 1950, № 12.

- Шуменко С. И. О текстурно-структурной характеристике верхнемеловых отложений Белгородской области КМА. В кн.: Материалы по литолог. и палеонтолог. левобережн. Украины. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1964.
- Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений Востока Украины и области Курской Магнитной Аномалии. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1971.
- Mochanski V. A., Parabutchev J. A. Formation des properties geotechniques des roches marno-crayeuses dans des conditions de lithogenese en milieu type aride.—Bull. l'assoc. geol. l'ingenieur, Krefeld, 1975, № 11.

МГУ, Москва Дата поступления 18.X.1976

٩.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1977 г.

УДК 553.64

ТОНКАЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА АПАТИТОВОГО ВЕЩЕСТВА ФОСФОРИТОВ И ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Ю. Н. ЗАНИН, Л. М. КРИВОПУЦКАЯ

Изучались размер блоков когерентного рассеяния, величины среднеквадратичного микроискажения и относительного микроискажения к размеру блоков когерентного рассеяния структуры апатитов осадочных образований (фосфорнтов) и магматических. Устанавливается, что степень совершенства кристаллической структуры наиболее полно определяется величиной ее относительного микроискажения. Наиболее высокой степенью совершенства кристаллической структуры характеризуются апатиты магматического происхождения, некоторые разновидности гипергенных фосфоритов, а также морские, прошедшие стадию катагенеза. Пониженной степенью совершенства структуры обладают фосфаты морских фосфоритов (ракушечных, зернистых, желваковых), не претерпевших катагенеза.

Минеральные вещества, природные и искусственные, характеризуются различной степенью несовершенства решетки, которое проявляется в отклонении от идеальной их внешней формы и внутреннего строения (тонкой кристаллической структуры). Согласно исследованиям Е. Берто (Bertaut, 1950), Р. Джеймса (1955) и др., кристаллы представляют «мозаику» из малых по величине блоков, несколько разориентированных друг относительно друга и когерентно рассеивающих рентгеновские лучи. Наряду с размерами блоков когерентного рассеяния тонкая кристаллическая структура вещества определяется искажениями кристаллической решетки. Уменьшение размера блоков когерентного рассеяния, развитие микроискажений в структуре вызывают расширение рентгеновских интерференционных линий. Существует ряд методов определения размера блоков котерентного рассеяния и величины микроискажений по этому признаку (Крылов, 1959, 1963; Гинье, 1967; Schoening, 1965; Wagner, 1966). Размеры кристаллитов (блоков когерентного рассеяния) в апатитовых концентратах некоторых месторождений апатитов и фосфоритов изучались Д. П. Смитом и Д. Р. Лером (Smith, Lehr, 1966). Ими определялись размеры кристаллитов в направлениях, перпендикулярных плоскостям (002) и (003). Д. Р. Симпсоном (Simpson, 1964) проводилось определение изменения степени кристалличности щелочных карбонатапатитов по величине расщепления дублета (211) и (112).

Методика, используемая нами для определения усредненного размера блоков когерентного рассеяния (L), величины среднеквадратичного микроискажения $(\sqrt{\overline{\Delta \epsilon^2}})$ и относительного микроискажения к размеру блоков когерентного рассеяния (ϵ) у апатитов, была изложена ранее (Кривопуцкая и др., 1975, 1976).

Первоначальной задачей исследования являлось установление связи между тонкой кристаллической структурой апатитового вещества фосфоритов и их агрономическими свойствами. Однако в процессе работы.

круг вопросов, связанных с изучением тонкой структуры фосфатов, существенно расширился.

Фосфориты образуются в различных обстановках — морских и континентальных. Многообразны их текстурные особенности. Неодинаковы и условия преобразования фосфатсодержащих толщ: одни из них претерпели интенсивный катагенез, в других эпигенетические изменения сколько-нибудь существенно не проявлены. Различен химический состав апатитового вещества фосфоритов. Наконец, следует иметь в виду, что фосфориты и апатиты являются практически единственным источником фосфора для удобрения. Однако агрономические свойства фосфоритов различны; одни из них сравнительно хорошо растворимы в органических кислотах и могут быть непосредственно применены как фосфорные удобрения, другие — труднорастворимы. Причины этого в настоящее время еще не вполне ясны. Представлялось целесообразным связать данные по тонкой кристаллической структуре фосфата со всеми указанными факторами.

Таким образом, к числу вопросов, которые ставились при выполнении данного исследования, относились следующие.

1. Специфика тонкой кристаллической структуры апатитового вещества фосфоритов различного типа и генезиса.

2. Внешняя окристаллизованность фосфатных зерен и степень совершенства их внутренней структуры.

3. Тонкая кристаллическая структура апатитового вещества фосфоритов и выветривание.

4. Тонкая кристаллическая структура апатитового вещества фосфоритов и катагенез.

5. Тонкая кристаллическая структура апатитов и апатитового вещества фосфоритов и их растворимость.

Для исследования были подобраны фосфориты большинства генетических типов: морские ракушечные Прибалтики (месторождения Маарду и Кингисепп), желваковые Русской платформы (месторождения Полпинское и Егорьевское), зернистые («галечные» фосфориты Флориды, Северной Каролины) и условно объединяемые в группу «пластовых» фосфориты бассейна Каратау (месторождения Чулактау, Аксай, Джанатас), формации Фосфория (Скалистые горы), Хубсугульского бассейна (Монголия) и района Куньяна (Китай). Гипергенные фосфориты, континентальные и островные, образованные в результате выветривания первичных фосфатов, были представлены различными типами их из месторождений Телекского, Сейбинского (Сибирь), Джанатас (бассейн Каратау), районов Вольска, Теннесси («бурые» и «белые» фосфориты), Флориды («твердые» фосфориты), о. Рождества (Индийский океан) и некоторых других.

Изучались также гипергенные фосфориты, развитые в результате выветривания апатитсодержащих пород массивов Ковдор (Кольский полуостров), Ыраас (Восточная Сибирь), Белая Зима и некоторые апатиты магматического происхождения (Хибины, Ковдор, Ыраас и Дубровский массив Кокчетавской области Казахстана). Таким образом, исследовались фосфаты большинства промышленных и некоторых потенциальных месторождений или бассейнов.

Количество изученного материала по отдельным объектам неравномерно; более детально материал представлен по советским месторождениям и некоторым зарубежным («галечные» фосфориты). По ряду зарубежных фосфатоносных бассейнов были исследованы лишь единичные образцы (Северная Каролина, Куньян, Скалистые горы). Общий объем проанализированных образцов превысил 100.

Характер предварительной обработки материала был различным. Морские фосфориты, редко обладающие высоким содержанием Р₂О₅, в большинстве случаев подвергались обогащению. Выделение апатитового вещества проводилось путем дробления исходного материала до 0,2 мм с лоследующим разделением в тяжелых жидкостях, магнитной и электромагнитной сепарацией и доочисткой под бинокуляром. Континентальные фосфориты изучались в большинстве случаев по природному необогащенному материалу; для исследования подбирались в основном высокофосфатные образцы. Пробы магматического апатита были практически мономинеральными.

Для большинства проб был определен химический состав. Предварительно проводилось петрографическое изучение фосфоритов, в том числе с применением электронного и сканирующего микроскопов.

1. ХАРАКТЕРИСТИКА ТОНКОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ АПАТИТОВОГО ВЕЩЕСТВА ФОСФОРИТОВ По их основным генетическим группам

Морские фосфориты

Ракушечные фосфориты. Исследовались концентраты фосфатных раковин месторождений Маарду (6 образцов) и Кингисепп (8 образцов). Из проб месторождения Кингисепп анализировался также промышленный товарный концентрат и фосфатный цемент песчано-фосфатных конкреций (обр. 4535-1).

Имеется некоторое различие в геологическом положении подвергшихся анализу образцов фосфоритов из месторождений Маарду и Кин-

Таблица 1

	Месторожде-	Содержан	ие основных	компоне	нтов, %		1/77	
№ образца	ние	P ₂ O ₄	CaO	F	CO2	L (A)	V Δε*	8
4511	Μααρπν			-		940	0.84	0.0009
4512	Тоже			1		288	0.28	0.0009
4514	>	34.96	49.24	3.00	2.53	265	0.42	0,0016
4514-1	>	33,90	49,67	2,75	4,26	498	0,59	0,0010
4516	, »	,	·		ŕ	187	0,29	0,0015
4518	>	33,20	48,05	2,30	3,19	491	0,71	0,0014
Среднее	1					444	0,50	0,0011
Промышлен-	Кингисепп	41,50	54,75	2,60		288	0,29	0,0011
ный кон-								
центрат	}			1				
4529	То же	37,00	51,51	2,80	5,32	235	0,45	0,0020
4532	>			1		247	0,47	0,0019
4533	»	37,75	51,05	1,8	2,53	545	0,73	0,0013
4534	»	37,00	51,28	2,8	4,79	218	0,52	0,0023
4538	»	36,70	52,44	2,75	4,26	208	0,29	0,0014
4539	»	37,70	51,74	2,80	3,78	256	0,65	0,0025
4535-1*	l »	36,80	50,82	2,88	3,19	379	0,45	0,0012
Среднее (за вычетом обр	o. 4535-1)				285	0,486	0,0018
Среднее и	по обоим место		36 0	0,48	0,0014			
							1	1

Размер блоков когерентного рассеяния и величина микроискажений апатитового вещества ракушечных фосфоритов

• Песчано-фосфатная конкреция.

гисепп. На месторождении Маарду в изученном разрезе песчаники, содержащие фосфатные раковины, перекрыты осадочными породами (сланцы, песчаники, карбонаты) мощностью более 10 м. Раковины здесь в основном черного цвета, нередко пиритизированы и непрозрачны в проходящем свете.

На месторождении Кингисепп материал подбирался на участке с минимальной мощностью вскрыши (первые метры). Пирит здесь практически не встречается, но довольно широко развиты гипергенные окислы железа, цементирующие участками фосфатсодержащий песчаник с образованием «корольков» причудливой формы. Цвет фосфатных раковин уже не черный, а серый различных оттенков, до светло-серых и белых. Таким образом, на месторождении Кингисепп материал несет отпечаток существенных гипергенных преобразований — окисления органического вещества, придающего черный цвет раковинам месторождения Маарду, разложения пирита. Возможно, вторичным является и фосфатный цемент песчано-фосфатных конкреций месторождения Кингисепп.

По результатам анализа тонкой кристаллической структуры ракушечных фосфатов (табл. 1) видно, что размер блоков когерентного рассеяния их колеблется в пределах 187—545 Å; лишь одна проба (№ 4511) показала более высокое значение — 940 Å. При этом среднее значение

Таблица 2

N₂	Месторожде-	Содержа	ние основны	их компон	ентов, %		- /	
образца	ние	P ₂ O ₅	CaO	F	CO2	L (A)	$\sqrt{\Delta \varepsilon^2}$	3
4571* 4572 4580 4581** 4586-2 4587 4591 4592 4595	Полпино То же » » » » »	32,4 29,6 29,30 18,76 27,80 24,00 30,0 30,0 29,0	50,82 46,12 48,74 29,11 44,35 38,62 46,68 48,55 46,43	3,40 3,20 2,70 2,00 3,20 2,80 3,25 2,80 2,80	3,99 6,39 5,32 3,16 4,79 5,86 5,59	331 497 454 540 374 304 320 465 288	0,26 0,87 0,61 0,49 0,40 0,36 0,32 0,68 0,37	0,0008 0,0017 0,0013 0,0009 0,0011 0,0012 0,0010 0,0015 0,0013
Среднее	(без учета о	бр. 4571)	,	1 - /	.,	405	0,51	0,0013
4655 4658 4665 4666 4671	Егорьевское То же » » »	29,0 32,5 33,25 29,3 31,5	47,12 47,35 48,97 45,78 50,13	$\begin{array}{c c} 2,80 \\ 2,80 \\ 2,80 \\ 2,70 \\ 2,70 \\ 2,80 \end{array}$	6,17 4,89 5,64 3,99 5,59	380 305 288 203 395	0,38 0,45 0,46 0,32 0,52	0,001 0 0,0015 0,0017 0,0016 0,0013
Среднее Среднее	по обоим ме	сторождени	іям			317 370	0,43 0,48	0,0014 0,0013

Размер блоков когерентного рассеяния и величина микроискажений в апатитовом веществе желваковых фосфоритов Русской платформы

• Древесина фосфатизированная. ** Необогащенный фосфорит.

размеров блоков когерентного рассеяния на месторождении Маарду (444 Å) выше, чем на месторождении Кингисепп (285 Å).

Среднеквадратичные микроискажения также широко колеблются от 0,29 до 0,84. При этом веществу с бо́льшими размерами блоков когерентного рассеяния (>400 Å) отвечают повышенные значения среднеквадратичного микроискажения (>0,7), хотя прямой зависимости здесь нет. Величина относительного микроискажения на месторождении Маарду 0,0009—0,0016, на месторождении Кингисепп 0,0011—0,0025. Как видно, на первом из этих месторождений минимальное и максимальное значения относительного микроискажения ниже, чем на втором, что нашло отражение и в средних значениях микроискажений (соответственно 0,0011 и 0,0018).

Желваковые фосфориты. Анализировался фосфатный концентрат, выделенный из желваковых фосфоритов месторождений Полпинское (9 образцов) и Егорьевское (5 образцов). Наиболее характерным для фосфатного вещества этих месторождений, как и для желваковых фосфоритов Русской платформы вообще, является повышенное содержание CO_2 . Значения относительного микроискажения между фосфатами Полпинского и Егорьевского месторождений весьма близки (0,0013— 0,0014). Размер же блоков когерентного рассеяния на последнем (317 Å) несколько меньше по сравнению с первым (405 Å) как по среднему значению, так и по минимальному и максимальному результатам частных анализов (табл. 2). В целом, однако, отклонения частных зна-

Размер блокон	когерентного	рассеяния	и величина	микроискажений	апатитового
-	вещ	ества зерни	стых фосфо	ритов	

№ образца	Месторождение, район	Co	жержани компоне	е основі ентов, %	ых	L (Å)	$\sqrt{\overline{\Delta e^a}}$	8	
		P ₂ O ₈	CaO	F	CO2				
4754 4757	Флорида, округ Гамильтон	34,00	50,86	3,00	3,19	230	0,13	0 ,0006	
4758	Малберри Флорида, округ Полк.	-	—	—		502	0,38	0,0008	
4759	Лейкленд То же	-	-	-	-	187 288	$0,53 \\ 0,49$	0,0028 0,0017	
4760	» Брюстер Среднее	34,00	50,36	2,80	3,72	256 292	$0,78 \\ 0.46$	0,0030	
4755	Северная Каролина, округ Бьюфорт	31,5	48,05	2,6	5,32	262	0,71	0,0027	

чений размеров блоков когерентного рассеяния и относительного микроискажения от средних относительно невелики.

Зернистые фосфориты. Исследовались концентраты «галечных» фосфоритов формации Боун Велли (Флорида) из месторождений округа Полк (фосфатные рудники районов Лейкленд, Малберри, Брюстер) и округа Гамильтон и один образец зернистых фосфатов Северной Каролины (округ Бьюфорт).

Зернистые фосфориты (табл. 3) характеризуются широким разбросом значений показателей размеров блоков когерентного рассеяния (от 187 до 555 Å) и микроискажений как среднеквадратичных, так и относительных (последние от 0,0006 до 0,0030). Для большинства проб «галечных» фосфоритов Флориды, проанализированных по более представительному материалу, размер блоков когерентного рассеяния невелик и в четырех образцах из пяти не достигает 300 Å, а размер относительного микроискажения, наоборот, значителен, до 0,0030. При этом практически не обнаруживается никакой связи между величиной блоков когерентного рассеяния и среднеквадратичными микроискажениями.

Пластовые фосфориты. Группа пластовых фосфоритов, выделяемая в соответствии с классификацией Б. М. Гиммельфарба (1956), охватывает довольно разнообразные типы их, в том числе массивные и брекчиевые по текстуре, микрозернистые и микроолитовые по структуре. Исследованию был подвергнут материал бассейнов Каратау (месторождения Чулактау, Аксай, Джанатас), Хубсугульского, формации Фосфория (Скалистые горы), района Куньян (Китай).

Для пластовых фосфоритов характерен существенный разброс величин как блоков когерентного рассеяния, так и относительного микроискажения, но значения последних невелики (табл. 4). Это характерно для всех шести месторождений, материал которых изучался; ни по одному из них величина относительного микроискажения не превысила 0,001.

Сравнивая между собой тонкую кристаллическую структуру апатитового вещества морских фосфоритов различного тенезиса, можно видеть разницу между ними, выраженную прежде всего в величине относительного микроискажения. По этому значению морские фосфориты четко разбиваются на две группы: одна из них включает пластовые фосфориты, вторая — желваковые, зернистые и ракушечные. Апатитовое вещество первой из этих групп обладает по сравнению с фосфатами другой группы наиболее низкими значениями среднего относительного микроискажения (0,0006), а также минимального (0,0009). При этом,

Размер блоков когерентного рассеяния и величина микроискажений апатитового вещества пластовых фосфоритов

№ образца	Месторождение, район	Co	компон	е сснові ентов, %	ых	L (Å)	$\sqrt{\overline{\Delta \epsilon^2}}$	ε
		P ₂ O ₅	CaO	F	CO2			
4368 4880 4887 4906 4901 4905 4904 4893* 4894* 4892* 4920 4910 4914 *233-M** K-45 *73 m** K-1*	Каратау, м-ние Чулактау То же « Каратау, м-ние Аксай То же « « « « « « « « « « « « « « « « « « «	30,78 32,12 37,5 29,00 	44,47 48,50 53,13 41,16 47,42 53,13 49,43 49,43 49,83 51,74 53,82 45,57 44,70 51,92 51,20	3,12 $3,05$ $2,8$ $2,4$ $-$ $2,8$ $3,00$ $2,8$ $3,57$ $2,7$ $2,49$ $2,7$ $3,25$ $4,48$	1,54 $3,74$ $2,39$ $1,60$ $-$ $3,62$ $3,13$ $3,99$ $1,76$ $2,39$ $1,86$ $9,17$ $2,11$ $4,17$ $1,83$	443 749 540 851 384 208 176 289 207 494 289 207 494 289 207 494 494 288 163 416 442 288 710 310	$\begin{array}{c} 0,31\\ 0,23\\ 0,38\\ 0,64\\ 0,40\\ 0,18\\ 0,05\\ 0,28\\ 0,04\\ 0,49\\ 0,29\\ 0,06\\ 0,03\\ 0,25\\ 0,27\\ 0,20\\ 0,05\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,0007\\ 0,0003\\ 0,0007\\ 0,0007\\ 0,0009\\ 0,0009\\ 0,0009\\ 0,0009\\ 0,0002\\ 0,0003\\ 0,0003\\ 0,0001\\ 0,0002\\$
	Итого по пластовым фос- форитам	, -	,		,	435	0,25	0,0006

• Образцы и химические анализы любезно предоставлены Н. А. Красильниковой.

** С примесью доломита.

за редкими исключениями, минимальные величины относительных микроискажений других групп морских фосфоритов отвечают максимальному относительному микроискажению пластовых фосфоритов или превышают их. Среднее значение относительного микроискажения пластовых фосфоритов в 2—3 раза ниже по сравнению с морскими фосфоритами других типов. Максимальным у апатитового вещества пластовых фосфоритов, несмотря на значительные колебания, оказался средний размер блоков когерентного рассеяния (435 Å).

Средние величины относительных микроискажений у фосфоритов второй группы, включающей желваковые, ракушечные и зернистые их разновидности, колеблются значительно меньше. В данной группе минимальным средним значением этой величины обладают желваковые фосфориты (0,0013); эта величина ни в одном из исследованных образцов желваковых фосфоритов не достигла 0.0020. Близки по относительному микроискажению к желваковым и ракушечные фосфориты месторождения Маарду (0,0011). У ракушечных фосфоритов месторождения Кингисепп относительное микроискажение (0,0018) такое же, как и у зернистых фосфоритов; среди последних у довольно большого числа образцов величина относительного микроискажения 0,0020 и выше, а у одного из образцов «галечных» фосфоритов Флориды даже 0,0030 -наиболее высокое из всех полученных значений. Однако в группе зернистых фосфоритов встречаются образцы с довольно низким значением относительного микроискажения (0,0006). Средние величины блоков когерентного рассеяния у всех трех рассматриваемых типов фосфоритов второй группы близки, хотя между отдельными месторождениями различия могут быть заметными.

Близки и средние величины среднеквадратичного микроискажения (0,48—0,49), значительно более высокие, чем у пластовых фосфоритов (0,25). В общей схеме морские фосфориты по возрастанию относительного микроискажения — характеристике, наиболее показательной при изменении степени совершенства внутренней структуры апатита, — для

6*

Размер блоков когерентного рассеяния и величина микроискажений апатитового вещества гипергенных фосфоритов

				_				
N₂	Месторождение, район	Соде к	ержание сомпонен	основны гов. %	c	L(Å)	$\sqrt{\Delta \epsilon^2}$	8
образца		P ₂ O ₅	CaO	F	CO2			
	I. Фосфориты корковые	с ради	ально-л	учистой	стру	ктуро	й	
6241	Ковдор, Кольский полуостров	35,60	54,00	3,00	5,28	619	0,28	0,0004
6283 ^a	То же	36,40	52,15	1,80	3,59	401	0,33	0,0008
4928	Джанатас, бассейн Қаратау	38,00	54,48	3,50	2,74	480	0,36	0,0008
4920	10 же	39 50	53 08	3,70	2,20	400 560	0,50	
4743	Присаянье, уч. Счастливый, Ирсымское проявление	40,27	55,56	3,45	0,17	510	0,32	0,0006
4743-1	Тоже		-	—	_	530	0,32	0,0006-5
4762^{6}	Теннесси, «белые» фосфориты	36,75	54,92	3,40	4,39	897	0,60	0,0006
4730	Флорида, «твердый» фосфорит	· '		·	—	320	0,222	0,0006-7
4731 ^a	Haccay, $\Phi P \Gamma$					396	0,39	0,0010
4724	Эстремадура, Испания	40,50	154,34	0,02	1,11	600	0,46	0,0006-7
	Средн	ее по	группе	•	•	527	0,38	0,0007
H .	Фосфориты массивные, полосч	атые	корковь	е одно	родно-	зерни	стые и	др.
1277	Сейба, Восточный Саян	35,00	50,28	2,70	4,75	310	0,33	0.0011
1283 ⁶	То же	_		—		374	0,89	0.0024
2941	Телек, Восточный Саян	39,14	54,64	3,00	1,10	283	0,49	0,0017
4680	Вольск	33,00	44,12	2,80	1,78	390	0,30	0,0008
4731	π_{accay}, Ψ_{PP}	36 50	51 45	3 50	3 17	303	0,36	0,0010
,4100	риты	00,00	01,40	0,00	5,17	212	0,20	0,0009-10
4778	Загребна Горна, Польша		—	—	_	352	0,39	0,0011
4761	Теннесси, «бурые» фосфориты	28,20	39,75	3,00	0,67	705	0,63	0,0009
4762 ^a	» «белые» фосфориты	37,10	54,45	3,50	2,58	267	0,27	0,0010
4763	Флорида, «твердые» фосфо- риты		-		-	833	0,61	0,0008
4891	Джанатас, бассейн Каратау					450	0,49	0,0012
4910	то же	34,20	54,28	4,00	3,59	267	0,40	0,0015
4910** 4024	»	38,00	52,61	3,50	1,48	400	0,35	0,0009
4925	×	33 17	54 00	3 55	2 20	480	0,44	0,0013
4930*	»	33,45	38,64	3,50	1.06	433	0.59	0.0014
5058	Телек, Восточный Саян	35,70	49,69	3,25	3,46	370	0,45	0,0012
5066	То же	36,80	52,53	3,75	2,96	347	0,31	0,0009
7058	релая зима	32,60	50,63	3,95	4,24	590	0,30	0,0005
7565	То же	_		_	_	374	0,81	0,0015
7779	»		_			481	0.67	0,0014
7867	»		-			539	0,43	0,0008
4734	Эстремадура, Испания			—		182	0,34	0,0019
4752	Остров Рождества	38,60	53,04	Не обн.	4,01	540	0,49	0,0009
Δ/20.		30,00	52 70	0,23	2,53	580	0,41	0,0007
12-14		00,00	02,18	1,00	1,99	000	0,40	0,0009
	Спали	ι Αθ. ΠΟ. Έ		1		124	0.40	0.0010
			bootor			1 101	0,40	0,0012
			439	0,44	0,0010			

• В образце примесь крандаллита.

различных генетических групп образуют следующий ряд: пластовые фосфориты — желваковые фосфориты — ракушечные фосфориты — зернистые фосфориты, причем отличие первого члена этого ряда от последующих наиболее существенно: не исключено, что какие-либо из трех последних членов ряда при увеличении числа проб надо будет поменять местами.

Гипергенные (континентальные и островные) фосфориты

Изучались гипергенные континентальные и островные фосфориты, образованные в результате выветривания осадочных первично-фосфатоносных пород и фосфоритов (месторождения Телекское, Сейбинское, Джанатас, вольские фосфориты, «белые» и «бурые» фосфориты Теннесси, «твердые» фосфориты Флориды и др.), магматических апатитсодержащих пород (массивы Ковдор, Ыраас, Белая Зима) и гуано (фосфориты о. Рождества).

Гипергенные фосфориты исключительно многообразны как по обстановкам образования, так и по текстурно-структурным особенностям (Занин, 1975), что предопределило и существенные вариации значений относительного микроискажения, характеризующих их апатитовое вещество (табл. 5). В большинстве случаев величины относительного микроискажения 0,0008—0,0015, изредка ниже, главным образом для корковых радиально-лучистых разновидностей. Как правило, эти значения составляют 0,0004—0,0006 и редко превышают 0,0015 (в трех пробах из 38). Относительно низкое значение этого показателя (0,0007—0,0009) имеют все проанализированные фосфориты о. Рождества. Для гипергенных фосфоритов характерны довольно большие размеры блоков когерентного рассеяния, редко опускающиеся ниже 300 Å.

Магматические апатиты

Для сравнения с апатитовым веществом фосфоритов было изучено несколько образцов матматических апатитов из карбонатитового массива Дубровский (Кокчетавская обл.), массивов Ыраас (Красноярский край), Ковдор (Кольский полуостров), а также один образец апатита Хибин (табл. 6).

Таблица б

№ образца	Месторождение, район	Сод	основн тов, %	L (Å)	$V\overline{\Delta \epsilon^2}$	ε		
<u> </u>		P ₂ O ₅	CaO	F	CO2			
7516 7518 7562 7546 7670 7670-1 7671 6300 X-1	Дубровский массив, Кокче- тавская область То же Массив Ыраас, Красно- ярский край То же » » » Массив Ковдор, Кольский п-ов Хибины, Кольский п-ов	42,15 41,01 42,18 41,54 41,50	55,37 55,07 56,38 56,83 54,45	2,18 1,67 1,20 1,41 3,30	He onp. » — — — 0,26	562 546 374 459 546 640 540 475 540	0,46 0,49 0,29 0,49 0,17 0,21 0,23 0,48 0,48 0,48	0,0038 0,0009 0,0008 0,0009 0,0003 0,0003 0,0004 0,0004 0,0007-6
Среднее						320	0,30	0,0007

Размер блоков когерентного рассеяния и величина микроискажений магматических апатитов

Для магматических апатитов характерен довольно большой размер блоков когерентного рассеяния (среднее значение 520 Å) и малые пределы их колебаний. По изученным восьми пробам минимальный размер блоков когерентного рассеяния 374 Å. Размеры блоков остальных шести проб лежат в пределах 459—540 Å. Величины относительных микроискажений колеблются от 0,0003 до 0,0010 при среднем 0,0007.

Сравнивая тонкую кристаллическую структуру апатитового вещества фосфатов трех рассмотренных групп (морские фосфориты, гипергенные — континентальные, островные фосфориты и магматические апатиты), можно видеть, что наименьшей величиной относительного микроискажения обладают пластовые фосфориты и магматические апатиты. Континентальные фосфориты в общем обладают более высоким относительным микроискажением, хотя ряд образцов может быть сопоставлен с пластовыми осадочными и магматическими фосфатами. Тем не менее по среднему значению относительного микроискажения (0,0010) континентальные фосфориты занимают промежуточное положение между пластовыми фосфоритами, с одной стороны (0,0006), и желваковыми — с другой (0,0013). Ракушечные и зернистые фосфориты характеризуются наиболее высокими значениями относительного микроискажемежду всеми изученными группами фосфатов. Наибольшим ния средним значением размера блоков когерентного рассеяния обладают магматические апатиты (520 Å), для которых характерна стабильность этого показателя; хотя среди осадочных фосфатов некоторые образцы характеризуются большими размерами блоков (до 700-800 Å и более), средние размеры их у всех групп осадочных фосфатов ниже, чем у магматических.

Анализ материала, приведенного Д. Смитом и Д. Лером (Smith, Lehr, 1966) по размеру кристаллитов фосфатов в различных генетических группах, также показывает, что наибольшими размерами характеризуются магматические апатиты.

2. ВНЕШНЯЯ ОКРИСТАЛЛИЗОВАННОСТЬ ФОСФАТНЫХ ЗЕРЕН И СТЕПЕНЬ СОВЕРШЕНСТВА ИХ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ

Внешне наиболее хорошо окристаллизованы магматические апатиты и корковые радиально-лучистые фосфориты. Значительно хуже окристаллизованы внешне другие разновидности гипергенных фосфоритов (массивные, корковые нерадиально-лучистые и т. д.), но их кристаллическая структура почти всегда видна в поляризационном микроскопе, хотя размеры зерен часто весьма небольшие, нередко менее 0,005 мм. Еще хуже окристаллизованы внешне морские фосфориты, кристаллическая структура массы которых не различима в поляризационном микрсскопе. Условно мы подразделили все фосфаты на группы с высокой, пониженной и низкой степенью совершенства внутренней структуры (относительные микроискажения соответственно 0,0010 и менее для первых, 0.0010-0.0015 для вторых и выше 0.0015 — для третьих). Магматические апатиты, хорошо окристаллизованные внешне, все без исключения попадают в группу с высокой степенью совершенства кристаллической структуры. То же относится и к гипергенным корковым радиально-лучистым фосфоритам (см. табл. 5), величина относительного микроискажения которых не превышает 0,0010. При этом на месторождениях Ковдор и Джанатас наблюдается четкая зависимость между размером отдельных апатитовых кристаллов и величиной относительного микроискажения. На месторождении Джанатас величина относительного микроискажения фосфатного вещества толстослоистых корочек, длина апатитовых зерен в которых достигает 0,75 мм, ширина 0,1 мм (обр. 4926, 4928), ниже (0,0008), чем тонкослоистых, размер зерен в которых не превышает нескольких микрон (обр. 4929, величина относительного микроискажения 0.0010).

На месторождении Ковдор величина относительного микроискажения структуры фосфата белых толстослоистых корочек с крупными зернами равна 0,0004 (обр. 6241), а тонкослоистых зеленых корочек — 0,0008 (обр. 6283^a). Низкими значениями относительного микроискажения (0,0005—0,0007) характеризуются и толстослоистые корочки фосфоритов Ирсымского проявления (обр. 4743, 4743-1, Восточный Саян), белых фосфоритов Теннесси (обр. 4762⁶).

У других типов гипергенных фосфоритов (массивных, корковых нерадиально-лучистых и др.), обладающих микрозернистой структурой. значение относительного микроискажения обычно выше 0,0010, но в некоторых случаях ниже этой величины. Изучение ультрамикроструктур этих фосфоритов показывает, что пониженное относительное микроискажение (менее 0,0010) характеризует в первую очередь фосфатное вещество фосфоритов с шестоватой ультрамикроструктурой фосфата, выявляемой с помощью электронного или сканирующего микроскопов (обр. 4860, ОР-1), или же фосфориты, в которых шестоватая ультрамикроструктура встречается совместно с блоковой (обр. 4916^к). Исключения из этого правила редки; так, обр. 7058 (полосчатый фосфорит) при низком относительном микроискажении (0,0005) не обладает шестоватой ультрамикроструктурой. В большинстве случаев, однако, у фосфоритов, характеризующихся блоковой или пластинчатой ультрамикроструктурами, преобладающими среди гипергенных образований, относительное микроискажение структуры кристаллической решетки изменяется в пределах 0,0010-0,0015. Зависимость величины относительного микроискажения гипергенных фосфатов от их структуры (в том числе ультрамикроструктуры) хорошо прослеживается на ряде месторождений. Так, на месторождении Джанатас у массивных гипергенных фосфоритов с пластинчатой ультрамикроструктурой величина относительного микроискажения равна 0,0011-0,0014 (обр. 4924, 4925, 4930, 4891^a), у корковых радиально-лучистых тонкослоистых 0,0010 (обр. 4929) и у корковых радиально-лучистых толстослоистых 0,0008 (обр. 4926, 4928). Для массивных «белых» фосфоритов Теннесси относительное микроискажение равно 0,0010 (обр. 4762^а), а для облекающей их радиально-лучистой корки 0,0006 (обр. 4762°). Размер блоков котерентного рассеяния гипергенных фосфоритов тем больше, чем лучше их внешняя окристаллизованность. Средний размер блоков корковых радиально-лучистых фосфатов 527 Å (при среднем микроискажении 0,0007), в то время как у всех других гипергенных фосфатов средний размер блоков когерентного рассеяния 431 Å (средняя величина микроискажения 0.0012).

У гипергенных фосфоритов прямая связь их тонкой кристаллической структуры с микроструктурой почти без исключения весьма отчетлива. Столь явная связь между микроструктурой и совершенством кристаллической решетки фосфата отсутствует, однако, у морских фосфоритов.

Большинство фосфоритов всех генетических типов этой группы характеризуется весьма тонкой структурой. Более крупнозернистый фосфат, образующий каемочки вокруг фосфатных раковин ракушечных фосфоритов и отдельных фосфатных частиц желваковых фосфоритов, в общем занимает небольшое место, как и видимые под микроскопом фосфатные кристаллические индивиды в фосфоритах Каратау. В последних отдельные фосфатные кристаллы остались неразличимы даже при увеличении в 14 000 раз в электронном микроскопе. Однако именно пластовые фосфориты характеризуются наиболее совершенной структурой кристаллической решетки по сравнению с другими морскими фосфоритами, а также многими несравненно лучше раскристаллизованными внешне, гипергенными. Мы связываем это обстоятельство с воздействием катагенеза, который претерпели все без исключения изученные пластовые фосфориты.

Следует указать, что ультрамикроструктуры морских фосфоритов изучены в настоящее время еще далеко недостаточно, и трудно сопоставить между собой различные их группы по этому признаку. Однако все они окристаллизованы внешне (по микроструктурам) несравненно хуже, чем гипергенные, и тем более магматические фосфаты, и, кроме пластовых, все они характеризуются и более высокими относительными микроискажениями.

3. ТОНКАЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ФОСФАТА И ВЫВЕТРИВАНИЕ

В процессе выветривания фосфоритов разрушается и кристаллическая решетка фосфатных минералов, в связи с чем можно полагать, что степень совершенства тонкой кристаллической структуры выветрелых фосфоритов будет ухудшена по сравнению со свежими.

Для решения этого вопроса целесообразно вернуться к сравнению данных по тонкой кристаллической структуре ракушечных фосфоритов месторождений Маарду и Кингисепп. Выше отмечалось, что на месторождении Маарду фосфатные раковины и сопутствующие им породы свежие, неизмененные, в то время как на месторождении Кингисепп изученный материал несет несомненные следы выветривания (обесцвечивание раковин, разложение пирита с образованием минералов вторичных гидроокислов железа, некоторое переосаждение фосфата). Нередко наблюдается и некоторая перекристаллизация фосфата раковин. Отмечавшееся ухудшение тонкой кристаллической структуры фосфата месторождения Кингисепп в сравнении с Маарду по среднему размеру блоков когерентного рассеяния и минимальной, максимальной и средней величинам относительного микроискажения связывается нами с воздействием на материал процессов выветривания. Вывод этот, очевидно, следует считать предварительным, нуждающимся в проверке на других объектах, а также экспериментально путем моделирования условий выветривания.

4. ТОНКАЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ФОСФАТА И КАТАГЕНЕЗ

Если можно думать, что в процессе выветривания происходит ухудшение кристаллической структуры фосфатов, то логично предположить иное воздействие на нее процессов глубинного эпигенеза (катагенеза) в условиях повышенных давлений и температур. Действительно, все фосфориты, претерпевшие катагенез (к ним относятся все изученные морские пластовые фосфориты), характеризуются наиболее низкими среди других типов фосфоритов, морских и континентальных, значениями величин как относительного, так и среднеквадратичного микроискажений, что совершенно не согласуется с микроструктурой их зерен. Последнее особенно четко прослеживается при сравнении пластовых фосфоритов со значительно лучше окристаллизованными внешне гипергенными фосфатами, но в большинстве случаев имеющими большие относительные микроискажения.

Признание решающей роли катагенеза в перестройке и совершенствовании тонкой кристаллической структуры фосфатов пластовых фосфоритов устраняет это противоречие.

5. ТОНКАЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ФОСФАТОВ И ИХ РАСТВОРИМОСТЬ

Растворимость природных фосфатов в лимонной кислоте (лимоннорастворимость), определяющая возможность использования их в качестве удобрений (относительно легко лимоннорастворимые фосфаты в большинстве случаев непосредственно усваиваются растениями, а труднорастворимые — в то же время и трудноусвояемые), весьма различна. Были высказаны две основные точки зрения на природу различий в растворимости фосфатов. По мнению одних исследователей, решающим фактором является кристаллическая структура фосфатов, определяемая по внешнему характеру окристаллизованности их зерен, по мнению других — растворимость в первую очередь зависит от минералогического состава фосфатов. Первая точка зрения была высказана еще в начале века Л. В. Самойловым, обращавшим внимание на пониженную водную растворимость окристаллизованного радиально-лучистого фосфата фосфоритов Русской платформы по сравнению со скрытокристаллическим фосфатом. Л. Висс (L. Visse) разделил фосфаты на кристаллические, микрокристаллические и криптокристаллические и установил низкую растворимость первых, повышенную — вторых и наиболее высокую — третьих.

Г. И. Бушинский (1956) связывает различия в растворимости фосфатов с особенностями их химического состава и кристаллического строения, а именно с содержанием в них СО₂, оптическими свойствами и плотностью. Фосфаты кальция группы апатита, богатые СО₂ (курскиты), являются легкорастворимыми, бедные CO_2 (франколиты) — труднорастворимыми. Представления о решающем влиянии характера криего растворимость сталличности апатита на придерживался И. Б. М. Гиммельфарб (1956). Подобную концепцию развивали Д. Смит и Д. Лер (Smith, Lehr, 1966). М. А. Вейдерма тоже отмечает, что лимоннорастворимость и агрономическая эффективность фосфатов возрастают с увеличением содержания карбонат-иона в их структуре.

Хорошо известно, что растворимость кристаллических веществ при прочих равных условиях в важнейшей степени определяется энергией их кристаллической решетки. Эта энергия может быть ориентировочно определена по сумме эков, предложенных А. Е. Ферсманом (1937) энергетических показателей анионов и катионов, слагающих кристаллическую решетку, и на основе термохимических расчетов по формуле К. Б. Яцимирского (1951), также опирающихся на состав кристаллического вещества.

Действительно, замена иона PO_4^{3-} на $(CO_3OH)^{3-}$ или $(CO_3F)^{3-}$ снижает энергию решетки, в соответствии с подсчитанными А. Е. Ферсманом величинами эков анионов PO_4^{3-} , CO_3^{2-} , F^- и OH^{-4} , на 89 кал, что должно способствовать повышенной растворимости карбонатапатитов.

Сравнение растворимости фосфатов различных групп как с содержанием в них СО₂, так и с характером их внешней окристаллизованности в одних случаях находит поддержку, в других — выявляет ряд противоречий. Б. М. Гиммельфарб (1956) отмечал, что близкие по содержанию СО₂ фосфаты, относимые к франколитам, могут показывать весьма различные значения растворимости. Ракушечные фосфориты Прибалтики, рассматриваемые по сравнительно невысокому содержанию СО₂ как франколиты, имеют растворимость значительно более высокую, чем франколиты Каратау, и приближаются по этому показателю к желваковым фосфоритам Русской платформы (курскитам), богатым СО₂. То же касается и фосфоритов Северной Африки. С другой стороны, и кристалличность, определяемая по внешним признакам, размеру фосфатных зерен, также далеко не всегда соответствует растворимости фосфатов. Так, в гипергенных фосфоритах практически всегда больший размер фосфатных индивидов по сравнению с фосфоритами Каратау, но растворимость и агрономические свойства последних несопоставимо ниже, чем у большинства гипергенных фосфоритов, агрономические свойства которых приближаются к желваковым фосфоритам (Сиротин, 1965). Фосфориты Каратау по лимоннорастворимости наиболее близки к магматическим апатитам, с которыми по внешней окристаллизованности они не имеют, однако, ничего общего.

Очевидно, состав фосфатов, как и внешняя окристаллизованность их зерен, не определяют еще полностью энергию их кристаллической решетки и растворимость. Последнее, как можно сделать вывод, существенно зависит от величины микроискажений кристаллической структуры конкретного материала. Действительно, фосфаты с низкими значениями относительного микроискажения (в среднем менее 0,0010), к числу которых относятся апатиты Хибин, пластовые фосфориты, а также гипергенные радиально-лучистые фосфаты, характеризуются в общем значительно худшей растворимостью и усвояемостью, чем фосфориты остальных генетических типов (морские ракушечные, зернистые и желваковые фосфориты и большинство гипергенных), для которых величина относительного микроискажения выше 0,0010. Именно несовершенство внутренней структуры выступает здесь как важнейший фактор растворимости фосфатов. В этой связи заслуживают большого внимания эксперименты Г. Хейнеке, Р. Паудерта и Х. Харенца (1975), показавшие, что интенсивное измельчение создает дефекты в кристаллической решетке апатита, приводящие к улучшению его растворимости.

Лимоннорастворимость и тонкая кристаллическая структура изучались на материале одних и тех же месторождений, но отобранном совершенно независимо. Тем не менее сравнение данных М. Вейдерма и Х. Вескимяэ (1968) по лимоннорастворимости фосфатов и наших — по их тонкой кристаллической структуре весьма показательно.

Агрохимические испытания (Вейдерма, Вескимяэ, 1968; Сиротин, 1965, и др.) показали, что эффективность различных типов фосфатов

Таблица 7

	- · ·	P _s O ₅	Р2О5 лимоннорастворимая, % от общей							
Месторождение, район		стандартная ме- тодика		корректирован- ный метод по Р ₂ О ₅		корректиро- ванный метод по CaO		Тонкая кристалличес- кая структура		
		стандарт- ный помол	гра- нуло- метри- ческий класс 100— 150 <i>мк</i>	Стан- дарт- ный помол	грану- ломет- риче- ский класс 100— 150 <i>мк</i>	стан- дарт- ный помол	гра- нуло- метри- ческий класс 100— 150 <i>мк</i>	L (Å)	$\sqrt{\Delta \epsilon^3}$	e
Хи	бинский апатит	7,06	5,16	9,00	3,20	8,74	2,97	540	0,40	0,0006— —0,0007
	Аксай Чулактау	15,60 14,65	14,66	18,80 17,40	14,95	17,95 14,65	14,70	373 577	0,30 0,31	0,000 6 0,000 6
росфорит	Маарду Кингисепп Егорьевск	26,65 26,40 23,15- -32,10	24,90 27,55 35,90	30,00 28,55 25,40 -26,40	26,20 27,60 23,60	27,70 27,60 26,20- -26,50	24,30 27,20 23,85	440 285 395	0, 6 0 0,49 0,52	0,0014 0,0018 0,0013
Ð	Брянск (Полпино)	35,50	37,60	28,20	26,20	28,00	26,30	405	0,51	0,0013

Сравнительная характеристика лимоннорастворимости (по М. Вейдерма и Х. Вескимяэ, 1968) и тонкой кристаллической структуры фосфатов некоторых месторождений

как непосредственного удобрения возрастает от фосфоритов Каратау к ракушечным фосфоритам Маарду и Кингисеппа и от последних — к желваковым фосфоритам Полпинского (Брянск) и Егорьевского месторождений. Эти показатели наиболее совпадают с лимоннорастворимостью фосфатов, определенной по стандартной методике (табл. 7).

Однако между лимоннорастворимостью и усвояемостью фосфатов, с одной стороны, и значениями их относительного микроискажения — с другой, при очень хорошем соответствии этих показателей и разделении фосфатов на две группы — легко- и трудно-лимоннорастворимые (усвояемые), внутри этих групп имеются определенные различия.

Лимоннорастворимость апатитов Хибин и фосфоритов Каратау все же заметно различна, хотя значения относительных микроискажений этих фосфатов весьма близки. Величины относительных микроискажений апатитового вещества желваковых фосфоритов ниже, чем ракушечных, а лимоннорастворимость первых — выше. Возможно, повышенная растворимость фосфоритов Каратау и желваковых по сравнению соответственно с апатитом Хибин и ракушечными фосфоритами связана уже с особенностями не структуры фосфата, а их состава, в том числе и с содержанием в них CO₂; фосфатное вещество фосфоритов Каратау более обогащено CO₂, чем апатитов Хибин, а желваковых фосфоритов по сравнению с ракушечными. Весь фактический материал показывает, однако, что хотя состав фосфатов и оказывает определенное влияние на их растворимость, однако решающее значение при разделении фосфатов на легко- и трудно-лимоннорастворимые имеет все же степень совершенства их кристаллической структуры.

выводы

1. Степень совершенства кристаллической структуры фосфатов наиболее полно определяется величиной ее относительного микроискажения.

2. Величина относительного микроискажения в магматических апатитах и фосфоритах различного генезиса, морских и гипергенных, изменяется от 0,0001 до 0,0030. Различные генетические группы фосфатов характеризуются разной величиной относительного микроискажения. Меньшим значениям относительного микроискажения (<0,0010) отвечают магматические апатиты, морские пластовые фосфориты и гипергенные корковые радиально-лучистые фосфориты, большим (>0,0010) морские ракушечные, желваковые, зернистые и основная масса гипергенных фосфоритов.

3. Наблюдается прямое соответствие между макро- и микроструктурой фосфатных зерен (характером их внешней окристаллизованности) и тонкой кристаллической структурой фосфатного вещества для всех генетических типов фосфоритов, кроме пластовых. Сравнительно хорошо окристаллизованные внешне фосфаты (магматические апатиты, гипергенные корковые радиально-лучистые фосфаты) обладают малой величиной относительного микроискажения (0,0006—0,0007), плохо окристаллизованные внешне — желваковые, зернистые и ракушечные фосфориты — обладают повышенными средними величинами относительного микроискажения (0,0013—0,0018). Основная масса гипергенных фосфоритов (массивные и др.), по внешней окристаллизованности занимающая промежуточное положение, характеризуется промежуточными значениями величин относительного микроискажения (0,0012).

4. Размер блоков когерентного рассеяния в структуре апатитов (в том числе апатитового вещества фосфоритов) изменяется от 163 до 980 Å, колеблясь по большинству проб в пределах 200—600 Å. Фосфаты, наиболее хорошо окристаллизованные внешне (магматические апатиты и гипергенные корковые радиально-лучистые фосфаты), характеризуются наибольшими средними величинами блоков когерентного рассеяния (520 Å для первых и 527 Å для вторых). Для остальных типов фосфоритов средние значения величин блоков когерентного рассеяния заметно ниже и составляют 459 Å для гипергенных фосфоритов (кроме корковых радиально-лучистых), 435 Å для пластовых, 370 Å для желваковых, 357 Å для ракушечных и 325 Å для зернистых. Что же касается частных значений размеров блоков когерентного рассеяния, то у плохо окристаллизованных фосфатов они могут быть как минимальными, так и достигать значительной величины (900 Å и более), в то время как у хорошо окристаллизованных размеры их более стабильны.

5. Можно полагать, что вхождение в состав апатита карбонат-иона должно ухудшать степень совершенства его кристаллической структуры. Низкое содержание СО₂ в исследованных магматических апатитах, а также в пластовых фосфоритах как будто подтверждает это предполо-

жение. Однако такая связь наблюдается далеко не во всех случаях. Богатые CO₂ желваковые фосфориты обладают более низкой величиной относительного микроискажения, чем ракушечные, содержание СО₂ в которых меньше. Среди гипергенных корковых радиально-лучистых фосфоритов, обладающих очень низкой величиной относительного микроискажения, встречаются разновидности с высоким содержанием СО2.

6. Величины среднеквадратичных микроискажений до некоторой степени коррелируются со значениями относительных микроискажений. Низкие средние значения среднеквадратичного микроискажения характеризуют фосфориты Каратау (0,25), корковые гипергенные радиальнолучистые фосфориты (0,38), магматические апатиты (0,38); высокие значения среднеквадратичного микроискажения (0,44-0,60) характеризуют фосфориты других типов.

7. Можно предполагать, что возрастание величины относительного микроискажения структуры фосфатного вещества ракушечных фосфоритов месторождения Кингисепп (0,0018) по сравнению с фосфоритами Маарду (0,0011) связано с воздействием процессов выветривания на фосфориты первого из этих месторождений.

8. Низкая величина относительного микроискажения изученных пластовых фосфоритов (0,0006) при плохой внешней окристаллизованности их зерен рассматривается как следствие упрочнения кристаллической структуры апатитового вещества этих фосфоритов в процессе катагенеза, что, очевидно, влечет за собой и возрастание энергии кристаллической решетки фосфата.

9. Устанавливается корреляция между степенью совершенства внутренней структуры фосфатов, их растворимостью и агрономической эффективностью. Фосфаты с низким и средним значениями относительного микроискажения (<0,0010), являются трудно-лимоннорастворимыми и плохо усвояемыми, с повышенной средней величиной относительного микроискажения (>0,0010) — лимоннорастворимыми и усвояемыми. В этих двух группах растворимость и усвояемость определяются. также, по-видимому, составом фосфатов.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов. В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Вейдерма М. А., Вескимяэ Х. Сравнительная физико-химическая и агрономическая характеристика фосфоритных концентратов СССР.-В кн.: Оболовые фосфориты как сырье для химической промышленности. Тр. научно-техн. конф., Таллин, 1968.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1956.
- Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М., Смирнов А. И., Маймистова Р. И. Геологическое строение и типы руд фосфоритного месторождения Джанытас. В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госгортехиздат, 1962.

Гинье А. Рентгенография кристаллов. М., Физматгиз, 1967.

Джеймс Р. Оптические принципы дифракции рентгеновых лучей. ГТТИ, 1955.

Занин Ю. Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, «Наука», 1975.

- Кривопуцкая Л. М., Григорьев Т. Н., Занин Ю. Н. Исследование микроискажений апатитов различного генезиса методом рентгеновского анализа. В кн.: Спектро-
- апатилов различного генезиса методом рентеновского анализа.— В кн.: Спектро-скопия и рентгенография минералов. Новосибирск, «Наука», 1975. Кривопуцкая Л. М., Занин Ю. Н., Григорьева Т. Н. Исследование тонкой кристалли-ческой структуры апатитового вещества фосфоритов различного генезиса мето-дом фурье-анализа.— Докл. АН СССР, 1976, т. 225, № 6. Крылов В. Д. К методике расчета микродеформаций и размеров блоков когерентного

рассеяния рентгеновых лучей при гармоническом анализе формы интерференционных линий рентгенограмм поликристаллов. — Кристаллография, 1959, т. 4, вып. 4.

Крылов В. Д. О применении фурье-трансформант аппроксимирующих функций в рентгеновском анализе тонкой кристаллической структуры поликристаллов. — Кристаллография, 1963, т. 8, вып. 3.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968.

Сиротин Ю. П. Об агрономической эффективности фосфоритов Белкинского место-рождения. В кн.: Фосфориты Западной Сибири. М., «Недра», 1965.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. 3, Л., Госхимтехиздат, 1937. Хейнике Г., Паудерт Р., Харенц Х. Механическое активирование апатитов. Тезисы докладов 5 Всесоюзного симпозиума по механоэмиссии и механохимии твердых тел. Таллин, 1975.

Яцимирский К. Б. Термохимия комплексных соединений. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Bertaut E. F. Raies de Debye Scherer et Repartition des Dimensions des Domaines de brogg duns les poudres Polycristallines.— Acta Crystallogr., 1950, v. 3, 1.

Schoening E. R. L. Strain and particle size from X-ray line breagth.- Acta Crystallogr., 1965, v. 18, 5. Simpson D. R. The nature of alkali carbonate apatites.— Amer. Mineral., 1964, v. 49, 3—4.

Smith J. P., Lehr J. R. An X-ray investigation of carbonate apatites.—J. Agr. and Food Chem., 1966, v. 14, 4. Wagner C. N. J. Particle site and lattice distortion from interga breath of X-ray lines.—

Acta Crystallogr., 1966, v. 20, 2.

Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, Новосибирск

Дата поступления 31.III.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3, 1977 г.

УДК 553.98: 551.73(470.3)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, БАЛАНС И ТИП РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Е.С. ЛАРСКАЯ

Специфика фоссилизации ОВ рассматривается для континентальных и морских трансгрессивных и регрессивных бассейнов, существовавших в палеозое на Русской платформе. Отмечена отчетливая тенденция увеличения концентрации ОВ в осадках морских бассейнов аридной зоны от прибрежно-морских (0,1—0,5%) к глубоководным фациям (0,5—10%) и смена водорослевого и экзинитового детрита сапропелевым колломорфным ОВ. В гумидной зоне осадки с повышенной концентрацией гумусового, экзинитово-гумусового и водорослево-детритного ОВ приурочены к внутриконтинентальным и прибрежным фациям, в мелководно-морских и относительно глубоководных фациях формировались осадки с тем же диапазоном концентраций и теми же разновидностями ОВ, что и в соответствующих фациях бассейнов аридной зоны. Основные запасы сапропелевого ОВ в пределах последних связаны с относительно глубоководными фациями (плотность запасов 2·10⁶—5·10⁷ T/KM^2), наибольшие запасы гумусового ОВ и их наибольшая плотность приурочены к прибрежно-морским и континентальным субаквальным фациям гумидного климата. В связи с этим наиболее высокопродуктивные нефтематеринские толщи Русской платформы оказываются генетически и территориально связанными с центральными относительно глубоководными фациям относительно глубоководными фациям голостительно к придрочены к прифрежно-морских водоемов. Специфика накопления ОВ в континентальных фациях (обилие споро-поленинного и водорослевого материалов) обусловила значительный нефте- и газогенерационный потенциал визейских толщ.

Неоднократные сопоставления запасов нефти и газа в том или ином нефтегазоносном бассейне с современным запасом органического вещества (OB) и балансом его отдельных компонентов в нефтегазоматеринских толщах (HГМТ) указывают на прямую связь между ними. Чем больше суммарное содержание рассеянного OB (POB) в HГМТ, тем выше их продуктивность в зоне нефтегазообразования. Зоны распространения толщ с наибольшим балансом и плотностью ($T/\kappa M^2$) запасов POB являются наиболее вероятными областями нефтегазообразования больших масштабов, поэтому выявление закономерностей расположения таких зон в конкретных (в данном случае палеозойских) седиментационных бассейнах разного типа, равно как и установление указанных в названии статьи зависимостей имеет кроме познавательных целей большое практическое значение.

Н. М. Страхов показал, что в разных типах седиментационных бассейнов области максимального и устойчивого во времени и пространстве накопления ОВ расположены неодинаково. Связь распространения НГМТ с центральными относительно глубоководными зонами мезозойских и кайнозойских бассейнов Кавказского региона отмечена Н. Б. Вассовичем (1958), Д. В. Жабревым с соавторами (1966), для Западно-Сибирской платформы — А. Э. Конторовичем с коллегами и рядом других исследователей. Области с распространением газоматеринских толщ (ГМТ) связываются указанными авторами с субаквально-континентальными и прибрежно-морскими фациями.

Предпринятая автором обработка полученных ею в последние годы многочисленных данных о количестве и составе OB (около 25 тыс. анализов С_{орг}, до 100 тыс. петрографических определений, до 100 контрольных определений строения основной дебитуминизированной массы РОВ) позволила более четко сформулировать представления о влиянии условий седиментации на баланс и тип РОВ в литолого-стратиграфических комплексах, о положении и размерах ареалов распространения НГМТ, о соотношении в их пределах нефтегазоматеринских и ненефтегазоматеринских пород (НГМП и неНГМП).

Методика расчета баланса РОВ. Для толщ, почти не содержащих НГМП, учитывалось все количество РОВ вне зависимости от его концентрации в породах, для НГМТ — только баланс ОВ в породах, содержащих свыше 0,3% ОВ.

Баланс рассчитывали по формуле

$$Q_{\rm OB} = \frac{S_{M^2} \cdot H_{M} \cdot \overline{x} \, OB \cdot \alpha \, m/M^3 \cdot 10^6}{100}$$

Величины S и H снимаются со специально построенных для составления. баланса литолого-геохимических карт, x — средние значения количества OB с опорных литолого-геохимических разрезов, α — плотность пород, в общем случае равна 2,5 m/m^3 , в конкретном — зависит от состава и степени уплотнения породы.

Литолого-геохимические исследования выявили важную, на наш взгляд, особенность строения верхнепротерозойских и палеозойских НГМТ Русской платформы — неравномерное чередование в разрезе НГМП и неНГМП, довольно резкие изменения их соотношения по площади и, что самое важное, большой диапазон колебаний содержания ОВ (от 0,3 до 10,0—15,0, в отдельных случаях до 40%) в НГМП, затрудняющий определение среднего значения количества ОВ, вводимого в формулу баланса. В связи с этим расчет суммарного содержания ОВ в НГМТ проводился дифференцированно и многоступенчато: 1) в зоне с близким строением и мощностью НГМТ (вернее, суммарной мощностью НГМП в ее составе) подсчитывалось количество ОВ отдельно для прослоев пород с близким диапазоном колебаний концентрации ОВ (Q_{ов}= $=0.5, Q_{OB}=1\%, Q_{OB}=2\%$ и т. д.— средневзвешенное содержание ОВ в этих породах). При расчете в формулу вводились: площадь зоны и суммарная мощность прослоев с близкой концентрацией ОВ; 2) содержание ОВ в разных прослоях (по концентрации) суммировалось, составляя баланс ОВ для зоны; частное от деления последнего на площадь зоны характеризовало плотность запасов ОВ на единицу площади. При составлении баланса можно учитывать отдельно содержание ОВ разного типа; 3) содержание ОВ в НГМТ разных зон суммировалось для составления баланса ОВ для бассейна в целом.

Данные о палеогеографических и палеоклиматических обстановках и границах литолого-фациальных зон заимствованы из работ А. И. Ляшенко и др. (1970)¹, С. В. Семихатовой и др. (1970) и атласа под редакцией А. П. Виноградова. Границы литолого-геохимических зон (литолого-фациальных зон с близким распределением концентрации и типов РОВ в разрезе) откорректированы по данным исследований автора. Влияние типа седиментационного бассейна на баланс и тип РОВ рас-

⁴ Привлечены литолого-фациальные карты девонских отложений, составленные О. А. Лоцман, И. Т. Гассановой, Л. И. Соколовой, каменноугольных — А. А. Рыжовой и Э. Д. Котельниковой.

«сматривается на примере эйфельского, среднефранского, малиновскобобриковского, тульского, башкирского и верейского бассейнов седиментации.

Эйфельский трансгрессирующий бассейн поднятиями в области Токмовского, Котельнического и Сысольского сводов был разделен на западную и восточную части. Большая часть эйфельского бассейна характеризовалась накоплением терригенного материала, южная окраина терригенно-карбонатного и карбонатного. Мощность отложений колеблется от 10 *м* в прибрежно-морских и прибрежно-континентальных участках до 300 *м* во внутренних частях водоема, что соответствует приблизительно скоростям седиментации толщ (без учета уплотнения) 0,2. · 10⁻²—4,0·10⁻² *мм/год*.

Среднефранский бассейн, возникший во время максимальной трансгрессии, был мелководным в центральной части платформы и относительно глубоководным в восточной. Глубоководные фации среднефранских отложений приурочены к Камско-Кинельской системе прогибов. В центральных и западных районах платформы среднефранские отложения представлены терригенными и карбонатными породами, в восточных и юго-восточных — преимущественно карбонатными. Мощность отложений 15—200 м; максимальные величины тяготеют к центральным участкам платформы. Соответственно скорость седиментации (продолжительность среднего франа 2—3 млн. лет) составляет 0,05 · 10⁻²—0,8 · 10⁻² мм/год.

Елховский бассейн является рудиментом раннекаменноугольной (турнейской) регрессии. Бассейн существовал только на юго-востоке платформы и вдавался в сушу по Камско-Кинельской системе прогибов. Елховские отложения сложены терригенной и терригенно-карбонатной весьма изменчивой мощности (2—100 м) толщей озерного и мелковолно-морского генезиса, скорость накопления которой 0,1—5,0·10⁻² мм/год; содержание ОВ 0,5—2%.

В радаевском и бобриковском бассейнах формировались терригенные, богатые ОВ гумусового и экзинитового типов озерно-болотные, прирусловые и прибрежно-континентальные отложения восточной половины платформы, в южной части Центральных районов и Днепровско-Донецкой впадине, мощность отложений 10—200 м приблизительные колебания скорости осадконакопления 0,1—6,0 · 10⁻² мм/год.

Тульский бассейн соответствует начальной стадии раннекаменноугольной (поздневизейской) трансгрессии. Седиментация происходила на значительной части территории центральных районов и на восточной периферии платформы. На западной окраине бассейна и на территории. отвечающей Днепровско-Донецкой впадине, господствовали континентальные условия: почвообразование и формирование коры выветривания в пределах Московской синеклизы (мощность 10-20 м) и осадконакопление в континентальных водоемах, в том числе в болотных, на территории Днепровско-Донецкой впадины (мощность 10—300 м). В восточной части платформы, в Урало-Поволжье, континентальные фации (прибрежно-континентальные и озерно-болотные) постепенно замещались морскими, прибрежными, мелководными, относительно глубоководными. Смена фациальных обстановок в направлении от берега в глубь бассейна отразилась в замещении терригенных пород карбонатными и в увеличении мощностей. Соответственно скорость осадконакопления составляла 2.0-7.0.10-2 мм/год.

Для верейского седиментационного бассейна, границы и фациальные особенности которого напоминают таковые в тульском бассейне, характерна закономерная смена континентальных фаций прибрежно-морскими и мелководно-морскими терригенными и терригенно-карбонатными в направлении от центральных областей платформы к востоку и юго-востоку. Верейские отложения имеют близкий диапазон изменения мощности (20—150 м) и соответственно скоростей накопления. В верейское время в отличие от тульского континентальные озерно-болотные отложения формировались только на территории, отвечающей ДДВ. Характерная особенность верейского морского водоема — наличие подводных течений.

Ниже рассматривается специфика накопления OB в континентальных (почвенных, озерно-болотных) условиях (радаевский, бобриковский, частично тульский бассейны) и в морских трансгрессивных (эйфельский, среднефранский, тульский, верейский) и регрессивных (башкирский и елховский) бассейнах.

Отложения названных бассейнов седиментации резко различны по количеству и типам содержащегося в них ОВ. В восточной части платформы (при близких величинах площади распространения и диапазонах изменения мощности сопоставление баланса показательно) по этим параметрам рассматриваемые отложения могут быть объединены в три группы: 1) доманиковые $(5 \cdot 10^{12})^2$, радаевские $(1,8 \cdot 10^{12})$, бобриковские $(1,1 \cdot 10^{12} \ T)$; 2) эйфельские $(0,8 \cdot 10^{12})$ и тульские $(0,9 \cdot 10^{12} \ T)$; 3) верейские $(0,03 \cdot 10^{12})$ и башкирские $(0,01 \cdot 10^{12} \ T)$. Соответственно плотность запасов ОВ³ в отложениях первой группы $2 \cdot 10^5 - 2 \cdot 10^7$, во второй — $3 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^7$, в третьей $- 5 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^6 \ T/\kappa m^2$.

По преобладающему составу (фациально-генетическому типу) заключенного в отложениях ОВ бассейны седиментации подразделяются иначе: в первый тип объединяются радаевский и бобриковский континентальные седиментационные бассейны, в осадках которых фоссилизировалось большое количество органического вещества с параметрами, соответствующими гумусовому и экзинитовому ОВ; ко второму типу следует отнести эйфельский и среднефранский бассейны, в осадках которых фоссилизировалось большое количество сапропелевого ОВ.

Промежуточное положение между этими двумя полярными типами седиментационных бассейнов занимает тульский бассейн, для которого свойственно как накопление концентрированных и рассеянных форм гумусового ОВ в прибрежно-континентальных и прибрежно-морских условиях, так и высокая (до 10%) концентрация сапропелевого ОВ в центральных частях водоема.

В осадках верейского и башкирского бассейнов на значительной территории преобладало водорослево-детритное OB, а в зонах течения появлялся гумусовый детрит.

Перечисленным типам седиментационных бассейнов свойственна специфика формирования (во времени и пространстве) отложений с различной концентрацией ОВ. Для эйфельского и среднефранского бассейнов, а также Камско-Кинельской зоны позднефранско-турнейского бассейна характерно накопление глинисто-карбонатных осадков, заключающих 5—10 (иногда до 40%) ОВ. В эйфельской толще суммарная мощность таких прослоев 10—20 м, т. е. 25—30% мощности толщи, в среднефранской 10—70 м, т. е. 15—70% мощности. Терригенные отложения, сформированные в радаевском и бобриковском бассейнах, также содержат прослои с высокой концентрацией ОВ. В малиновском надгоризонте на долю прослоев угля приходится 2—5 м или около 5% мощности; алевритово-глинистые прослои, где содержание гумусово-экзинитового ОВ более 10%, имеют суммарную мощность 10—30 м, т. е. 15—20% мощности горизонта. В бобриковском горизонте суммарная мощность угольных прослоев 5—30 м, т. е. составляет 5—50% мощности горизонта; на долю

³ Плотность «запасов» ОВ — количество ОВ в тоннах, заключенное в НГМП данной НГМТ на 1 км².

² В двух первых группах суммарное содержание ОВ, заключенное в прослоях с концентрацией ОВ, свыше 0,3%. При пересчете С_{орг} на ОВ были использованы данные об элементном составе всех фракций ОВ, определенные для типичных представителей фациально-генетических типов РОВ в толще. Экстраполяция данных об элементном составе проводилась с учетом микрокомпонентного состава ОВ (по петрографическим и геохимическим наблюдениям).

прослоев пород, содержащих 10-20% ОВ, в отдельных участках приходится 20-50% мощности.

В тульском бассейне повышенные концентрации ОВ формировались локально, характерно накопление осадков с 3,0—1,0% фоссилизированного ОВ. В верейском и башкирском водоемах преимущественно накапливались терригенные и карбонатные осадки с низкой (0,5—0,1%) концентрацией ОВ.

В связи со сказанным выше каждому из рассмотренных типов бассейнов свойствен свой баланс ОВ, применительно к прослоям с разной его концентрацией. В отложениях эйфельского и среднефранского бассейнов основная масса сапропелевого OB, соответственно $55 \cdot 10^{10} \tau$ (70%) и 3,6·10¹² т (80%), сосредоточена в прослоях с концентрацией ОВ свыше 10%. Аналогичным образом значительная масса ОВ сосредоточена в радаевских и бобриковских отложениях, в углях соответственно $9 \cdot 10^{11} \ r$ (50%) и 4,6 $\cdot 10^{11}$ (50%), в отложениях с концентрацией гумусового и экзинитового ОВ свыше 10%: в радаевском горизонте $5.5 \cdot 10^{11} \tau$ (30%), в бобриковском 2,8 $\cdot 10^{11} \tau$ (30%). В тульском бассейне, занимающем промежуточное положение, основная масса накопившегося ОВ связана не с углями (3,8·10¹¹ т или 25% мощности), а с отложениями, в которых содержание OB колеблется от 10 до 15-20% (5.10¹¹ r или 50% мощности). На долю менее концентрированных разностей приходится около 30% общего количества ОВ, из которых максимум связан с отложениями, содержащими 1—3% ОВ.

В верейском бассейне максимальное количество ОВ связано с отложениями, в которых концентрация ОВ 0,5% ($3 \cdot 10^{\circ} \tau$ или 75% мощности) и 2% ($6 \cdot 10^{\circ}$ или 15% мощности).

Детальные литолого-геохимические построения подтвердили правильность неоднократно выдвигавшегося рядом исследователей тезиса о решающем влиянии фациальных обстановок на количество и состав фоссилизирующегося ОВ, позволили проиллюстрировать специфику распределения концентраций ОВ в различных фациальных зонах.

В морских бассейнах аридной и семиаридной климатических зон (эйфельском, среднефранском, башкирском и верейском) в прибрежноморских условиях накапливались осадки с содержанием ОВ менее 1% (0,3-1,0%). В мелководно-морских отложениях спектр концентрации ОВ несколько шире (3,0-5%). В отложениях относительно глубоководных фаций содержание ОВ свыше 10%. ОВ менее 2,0% для этих фаций не характерно (фиг. 1). В прибрежно-континентальных и континентальных отложениях ОВ практически нет (породы с явно выраженной красноцветностью). Принципиально иное распределение ОВ наблюдается в континентальных фациях зоны гумидного климата — в отложениях радаевского, бобриковского и тульского бассейнов. Максимумы угленакопления и формирования повышенных концентраций ОВ (>10%) приурочены к внутриконтинентальным и прибрежно-континентальным фациям. В прибрежно-морских фациях этой климатической зоны значительно большую роль, чем в аридной, играют отложения, где содержание ОВ (фиг. 2) 2,0-5,0%. В мелководно-морских и относительно глубоководных условиях формировались отложения с теми же концентрациями водорослевого (меланоидинового, липоуглеводного) сапропелевого ОВ, что и в морских бассейнах семиаридной зоны (эйфельском и среднефранском). Наибольшее сходство отмечается в отложениях мелководных фаций.

Фациальные обстановки благодаря специфике распределения отложений с различной концентрацией ОВ оказывают сильнейшее влияние на его баланс. В морских бассейнах семиаридной зоны (эйфельском и франско-турнейском) основные запасы ОВ связаны с относительно глубоководными центральными участками бассейна, соответственно 2.10¹¹ т и 4.10¹² т. Мелководно-морские и прибрежно-морские участки бассейнов



Фиг. 1. Распределение концентраций ОВ в отношениях морских бассейнов аридной зоны 1 — эйфельский; 2 — среднефранский; 3 — башкирский; 4 — верейский палеобассейны



1 — малиновский; 2 — тульский; 3 — бобриковский палеобассейны

семиаридной и аридной зон (верейский и башкирский бассейны) являются средоточием наименьших запасов ОВ (1—10·10⁹ т).

В морских бассейнах гумидной и семигумидной климатических зон (типа тульского бассейна) основные запасы ОВ формируются в относительно глубоководных (сапропелевое ОВ) и прибрежно-морских участках (40·10¹⁰ т и 42,3·10¹⁰ т, что составляет соответственно 42—45%

99

7*







от общего баланса). Мелководно-морская и прибрежно-континентальная зоны в накоплении ОВ играют относительно небольшую роль. При континентальном накоплении в гумидной зоне внутриконтинентальные и прибрежные озерно-болотные фации примерно одинаково благоприятны для накопления большого количества ОВ (здесь сосредоточено до 90% общего содержания).

Особенно четко проявляется влияние фациальных обстановок в рассмотренных типах седиментационных бассейнов при анализе плотности запасов ОВ для различных литофациальных зон (фиг. 3). Плотность запасов, равная количеству ОВ в столбе пород с основанием 1 κm^2 и высотой, равной мощности толщи, в отложениях морских бассейнов аридной и семиаридной зоны закономерно возрастает от континентальных фаций (не выше $1 \cdot 10^2 \ T/\kappa m^2$) к прибрежно-морским ($2 \cdot 10^4 - 8 \cdot 10^4$), мелководно-морским ($2 \cdot 10^4 - 2 \cdot 10^6$) и относительно глубоководным ($2 \cdot 10^6 - 4 \cdot 10^7 \ T/\kappa m^2$).



Фиг. 4. Влияние фациальных обстановок на плотность запасов ОВ в континентальных морских бассейнах гумидной зоны 1 — тульский; 2 — малиновский; 3 — бобриковский палеобассейны

В бассейнах гумидного климата с широко развитым континентальным накоплением OB (елховский, радаевский, бобриковский и тульский) столь же определенна тенденция снижения плотности запасов OB от внутриконтинентальных озерно-болотных фаций к прибрежно-континентальным, прибрежно- и мелководно-морским (фиг. 4). Таким образом, зоны формирования обогащенных сапропелевым OB (5—15%) отложений в рассматриваемых палеозойских морских эпиконтинентальных водоемах Русской платформы пространственно совпадают с обширными центральными участками бассейнов; отложения с оптимальными концентрациями (1—3%) тяготеют к прибрежным и частично мелководным участкам или к зонам действия подводных течений (верейский и башкирский бассейны).

Максимум накопления пород с высокими концентрациями гумусового ОВ с большой долей экзинитовых компонентов располагается в зоне развития озерно-болотных внутриконтинентальных фаций. Породы с оптимальными и минимальными концентрациями ОВ и связанная с ними незначительная плотность запасов ОВ приурочены в этом типе бассейнов седиментации к прибрежно-морским и мелководно-морским фациям. При этом плотность запасов ОВ в прибрежно-морских и мелководноморских фациях бассейнов с низкой заболоченной сушей в условиях гумидного климата на порядок выше, чем в одноименных фациях бассей-



Фиг. 5. Скорости накопления ОВ при формировании отложений с разной его концентрацией 1 — эйфельский; 2 — среднефранский; 3 — малиновский; 4 — башкирский; 5 — тульский палеобассейны. Концентрации ОВ, %: I—20—40; II—10; III—5; IV—3; V—2; VI—1; VII—0,5, темное — гумусовое ОВ, светлое — сапропелевое

нов в зоне аридного и семиаридного климатов (фиг. 5). Отложения относительно глубоководных, удаленных от берега зон, по концентрации ОВ и плотности запасов практически не различаются, что свидетельствует о наличии собственного мощного источника ОВ, фоссилизировавшегося с параметрами сапропелевого типа. В обширных мелководных бассейнах, таких как верейский и башкирский, с большой гидродинамической активностью, сопровождавшейся формированием стабильных подводных течений, центральные участки бедны (до 0,3%) ОВ водорослевого генезиса, лишь в зоне течения осадки содержат (до 2%) гумусовый детрит континентального происхождения.

Фациальные обстановки седиментации и тип OB. При рассмотрении особенностей отдельных НГМТ неоднократно отмечалась связь морфологического облика включений OB с фациальными обстановками седиментации. Данные о физико-химических параметрах морфологических разновидностей (Ларская, 1975) позволили коррелировать последние с фациально-генетическим типом РОВ. В силу этого мы считаем правомочным использовать многочисленные данные о морфологии включений OB для качественной характеристики распределения фациально-генетического типа OB⁴ в разрезе и по площади распространения НГМТ.

Решающая роль палеофациальных обстановок в формировании фациально-генетического типа ОВ прослеживается в отложениях всех седиментационных бассейнов, существовавших в пределах Русской платформы на протяжении позднепротерозойско-палеозойского этапа развития.

⁴ Под фациально-генетическим типом OB понимается разновидность или комплекс его разновидностей, объединенных близостью состава (химического и микрокомпонентного), единством исходного материала, условий его накопления и преобразования в седиментогенезе и диагенезе.

В среднем девоне на обширных приморских равнинах, периодически заливаемых мелким морем, формировались осадки, содержавшие незначительное количество дисперсного, частично сорбированного окисленного сапропелевого ОВ, локально (район Ильменя) формировались осадки, относительно обогащенные (до 1%) ОВ экзинитового и водорослеводетритного сапропелевого типа. По мере удаления от берега к центру водоема и ниже базиса действия волн к ОВ водорослевого и экзинитового типа присоединялось колломорфное сапропелевое ОВ, ставшее доминирующей разновидностью в относительно глубоководных глинистокарбонатных отложениях (Бузулукская впадина). Живетский и кыновско-пашийский водоемы характеризовались обилием фоссилизирующегося в осадках почти всех фациальных зон детритного водорослевого сапропелевого и экзинитового материала, к которому в относительно глубоководных зонах (юг Бузулукской впадины) присоединялось сапропелевое планктоногенное ОВ, аналогичное колломорфному сапропелевому веществу глубоководных фаций эйфельского водоема. В мелководных и прибрежных фациях (особенно в последних) кыновского и пашийского водоемов локально (юго-восточный склон платформы вблизи Башкирской суши) создавались условия для формирования прослоев, обогащенных ОВ (до 10%). В мелководных зонах западной половины (Московская синеклиза) среднефранского водоема преобладало водорослевое сапропелевое OB, в относительно глубоководных — дисперсноколломорфное, доманикового типа. Такого же типа ОВ приурочено к относительно глубоководным зонам (Камско-Кинельская система прогибов) позднефранско-фаменского водоема. В осадках лагунных (гипсо-ангидритово-карбонатных, Московская синеклиза) и соленосных фаций (Припятская впадина) фоссилизировалось ОВ дисперсное, реже колломорфное, сапропелевое, водорослевый детрит, иногда экзинитовые компоненты.

В елховском морском «заливе», глубоко вдававшемся в изобиловавшую растительностью сушу, в прибрежных мелководных условиях с незначительной подвижностью водной массы (западины, лагуны и другие участки литорали, по В. В. Веберу, благоприятные для накопления нефтеносных фаций формировались карбонатно-глинистые осадки, содержавшие 0,5—15% сапропелево-дисперсного, детритного и водорослево-детритного сапропелевого ОВ. Последнее в отличие ОВ в девонских осадках представлено не только и не столько бластоидами, сколько изотропными буро-оранжевыми нитевидными включениями, сохраняющими в ряде случаев клеточную структуру, и почти не претерпевшими переноса.

Континентальные (озерно-болотные, дельтовые) и прибрежно-морские фации радаевского и бобриковского бассейнов седиментации в силу климатических особенностей явились сосредоточием больших запасов ОВ в концентрированном и рассеянном состояниях. Основным источником ОВ в пресноводных водоемах были высшая растительность и водорослевые сообщества. Роль последних вместе с экзинитовым материалом настолько велика, что ОВ ряда пород не обладает параметрами гумусового фациально-генетического типа и в значительной степени обогащено водородом (5—7%) почти во всем интервале глубин (1—4 км).

Седиментационному бассейну тульского времени была свойственна (и сохранилась в геологической летописи) широкая гамма фациальных обстановок: континентальные субаэральные (в терригенных и карбонатных осадках которых ОВ практически не накапливалось), прибрежные озерно-болотные и дельтовые (терригенные отложения этих фаций содержат от 2 до 80% гумусового дисперсного, экзинитового и водорослевого материала), прибрежно-морские (терригенные отложения этих фаций содержат 0,5—5,0% преимущественно гумусового, детритного и экзинитового OB), мелководно-морские фации с низкой (до 0,5%) концентрацией водорослевого, реже углистого детрита и, наконец, отложения относительно глубоководных фаций центральной части водоема (Бузулукская впадина и юго-восточный склон платформы), включающие 0,5— 10% колломорфного сапропелевого ОВ.

В мелководно-морских карбонатных фациях поздневизейского, намюрского и башкирского бассейнов господствует водорослевый детрит, в зоне влияния суши — углистый детрит. Последнее особенно четко проявляется в пределах ДДВ. Спецификой башкирского бассейна являлось зарождение в пределах Бузулукской впадины южного подводного течения, эпизодически приносившего в южную и центральную части водоема небольшое количество углистого детрита с параметрами гумусового окисленного ОВ. Роль этого течения усилилась в верейское время, когда возникло и северное течение, приносившее гумусовый и водорослевый материалы с северо-восточной суши. За пределами зоны влияния подводного течения и в периоды его ослабления в мелководных карбонатных илах накапливалось относительно небольшое количество сапропелевого детритного (бластоиды водорослей) и сапропелевого колломорфного ОВ.

В позднемосковское время и в позднем карбоне в осадках зон, отвечавших этим течениям, периодически накапливалось значительное количество (0,3—3,0%) ОВ водорослево-детритного и сапропелево-колломорфного типов. На общирных пространствах, где осадки формировались в зоне базиса действия волн, ОВ практически не накапливалось. В породах отмечается незначительное количество водорослевого и (или) экзинитового детрита. Таким образом, в осадках болотных фаций континентального сектора в условиях гумидного климата накапливаются преимущественно гумусово-дисперсное (частицы менее 0,005 мм), гумусовое колломорфное ОВ (частицы свыше 0,005 мм), вплоть до гомогенных макровключений, представляющих в углях основную массу, гумусовое экзинитовое (обрывки спор и пыльцы микро- и макроразмеров), в несколько меньшей степени фюзенизированный микро- и макродетрит. Соотношение перечисленных компонентов изменяется в широких пределах. В озерных фациях преобладает колломорфное ОВ, связанное с полной или частичной деградацией водорослевых тканей. В континентальных отложениях раннего визе сапропелево-водорослевое и экзинитовое ОВ играет очень большую роль, составляя до 50% от общей массы ОВ, что не позволяет относить его к гумусовому фациально-генетическому типу. Возможно, что это в известной мере определяет нефтематеринский потенциал толщи в Урало-Поволжье — зоны со сравнительно невысокими палеотемпературными воздействиями.

В субэральных континентальных фациях ОВ практически не фоссилизировались до начала карбона. В более молодых отложениях небольшое (до 0,1%) количество ОВ находится чаще всего в сорбированном или крайне диспергированном состоянии. В прибрежно-морских фациях бассейнов гумидного климата, начиная с карбона, преобладают углистый микродетрит (фюзенизированный и витренизированный), обрывки спор и пыльцы. В прибрежно-морских фациях более древних морских водоемов доминируют водорослевый детрит и обрывки спор. В мелководно-морских фациях рассмотренных типов водоемов, на известном удалении от берега, фоссилизируются преимущественно водорослевый детрит и органоиды бентосных водорослей, спорово — пыльцевые компоненты, в меньшей степени — колломорфное планктоногенное, деградированное ОВ. В относительно глубоководных (100—300 м) центральных зонах эпиконтинентальных водоемов и в желобообразных прогибах ОВ фоссилизируется преимущественно в дисперсно-рассеянном (глинистые разности) и дисперсно-колломорфном (карбонатные осадки) состояниях, в виде микросгустков, микропрожилков и обогащения отдельных участков породы.

Скорость формирования НГМТ и содержание в них ОВ. Вопрос о влиянии скорости седиментации на накопление ОВ обсуждался неоднократно. Исследования подобных взаимоотношений в мезо-кайнозойских отложениях Кавказского региона (Жабрев и др., 1966) показали отсутствие прямой связи между скоростью формирования НГМТ в целом и количеством и типом фоссилизирующегося в осадках ОВ. Был сделан вывод о том, что скорость осадконакопления неоднозначно регулирует темп и характер накопления ОВ. По-видимому, регулирующим фактором является степень компенсации прогибания, от которой зависят в значительной мере глубина и газовый режим морского водоема. Некоторая связь между скоростью осадконакопления и количеством ОВ была выявлена при сопоставлении этих параметров для бассейна с относительно стабильными условиями осадконакопления.

И. Д. Полякова и А. Э. Конторович в мезозойских отложениях Западно-Сибирской эпигерцинской платформы зафиксировали линейную связь между скоростями накопления ОВ и терригенного материала, особенно четкую для гумидной, преимущественно континентальной седиментации ранне- и среднеюрского времени.

В рассматриваемых седиментационных бассейнах Русской платформы отчетливой связи между этими параметрами в морских бассейнах не наблюдается. Для изучения условий формирования НГМТ при расчетах скорости накопления ОВ нами в большинстве случаев учитывалось лишь время накопления пород, содержащих более 0,3% ОВ (т. е. потенциально НГМ), и только для сравнения, для башкирских отложений, использовалось время формирования всей толщи. Скорость накопления толщи в целом рассчитывалась по формуле

$$v_0 = \frac{M}{B}$$
,

где М — мощность (с поправкой на размыв) в метрах, В — продолжительность накопления толщи в миллионах лет.

Суммарная продолжительность накопления НГМП определяется из равенства $B_1 = BM_1/M$, где M_1 — суммарная мощность НГМП. Соответственно продолжительность накопления НГМП с содержанием OB, равным 0,5, 1,0, 2,0% и т. д. определялась как $B_{0.5}$ ($B_{1,0}$ и т. д.) = $= B \cdot M_{0.5(1,0\% \text{ m t. д.})}/M$.

Скорость накопления ОВ выражалась через количество ОВ в тоннах, накопившегося на площади в 1 κm^2 за 1 млн. лет, а рассчитывалось по формуле

$$v_{\rm OB} = \frac{Q_{\rm OB}^{M_1...M_n}}{B_1},$$

где $Q_{0B}^{M_1...M_n}$ — количество ОВ в тоннах, содержащееся в НМП данного комплекса в столбе с основанием 1 км². Аналогичным образом можно рассчитать накопление ОВ при различной их концентрации в породах. Некоторый признак качественной связи между темпами накоплений ОВ и отложений в мелководно-морских и прибрежно-морских условиях аридной и семиаридной климатических зон можно усмотреть в том, что при скорости седиментации менее $1 \cdot 10^{-2}$ мм/год скорость накопления ОВ становится ничтожной (0,01—0,1 $T/\kappa M^2/год$). В седиментационных бассейнах гумидной зоны связь между скоростью формирования толщ и темпом накопления ОВ также весьма неопределенна: несколько более отчетливо она проявляется в радаевском бассейне, отложения которого характеризуются повышенным содержанием OB. Естественно, что в этом случае изменения скорости накопления, фиксирующиеся через мощности, влекут за собой и соответствующие изменения темпов накопления OB.

В силу того, что породы, содержащие ОВ свыше 0,5%, играют разную роль в составе толщ, наблюдается существенная разница величин скорости накопления ОВ, рассчитанных по формулам

$$v_{\rm OB} = \frac{Q_{\rm OB}^{\rm M_1}}{B_1}$$
 и $v_{\rm OB}^{\rm 1} = \frac{Q_{\rm OB}^{\rm M}}{B}$.

В эпиконтинентальных морских бассейнах седиментации (эйфельский, франский, верейский, башкирский) величина v_{OB}/v_{OB} зависит от палеофациальных обстановок формирования толщи: в мелководно-морских эта величина максимальна (5—10%), в относительно глубоководных минимальна (1—2%), т. е. в удаленных от берега относительно глубоководных зонах (эйфельский и франский бассейны) происходит наиболее устойчивое во времени накопление НГМП, тогда как в прибрежноморских зонах это явление спорадично.

В континентальных, озерно-болотных и русловых бассейнах (радаевский, тульский и бобриковский) зоны гумидного климата, накопление НГМП также весьма стабильно ($v_{0B}/v_{0B}^{1} \approx 1$). Устойчивое накопление ОВ было свойственно прибрежно-морским фациям в бассейнах гумидной климатической зоны и относительно глубоководным фациям. В мелководно-морских условиях тульского бассейна, судя по значительной (3—4) величине v_{0B}/v_{0B}^{1} , накопление НГМП имело место на протяжении не более одной трети тульского времени. Чем меньше роль НГМП в составе горизонта, тем меньше скорость седиментации влияет на v_{0B} .

Для уточнения скорости накопления ОВ была предпринята серия расчетов этого параметра применительно к прослоям пород с разной концентрацией ОВ. Расчеты выявили взаимосвязь между концентрацией ОВ в породах и скоростью накопления его в единицу времени. Вместе с тем количественное выражение этой связи в значительной степени зависит от типа бассейна седиментации и фациальных условий: при одной и той же концентрации ОВ в породах максимальное накопление его происходит в континентальных фациях (озерно-болотных, русловых), минимальное — в морских мелководных зонах, удаленных от берега (фиг. 5).

Таким образом, на баланс и тип OB, заключенного в том или ином литолого-стратиграфическом комплексе палеозоя Русской платформы, фациальная обстановка седиментации и климатический фактор оказывают столь же существенное влияние, как и в бассейнах других эпох и тектонических зон, однако количественная сторона влияния достаточно специфична.

С учетом общих закономерностей и специфических черт появилась возможность связать формирование потенциально высокопродуктивных HMT с центральными, относительно глубоководными участками эпиконтинентальных морских водоемов, широко распространенных в палеозое на территории Русской платформы, с желобообразными прогибами типа Камско-Кинельской системы, где в течение франско-турнейского времени постоянно или периодично (на разных ее участках по-разному) происходило накопление больших масс деградированного автохтонного органического материала.

НМТ средней потенциальной продуктивности в бассейнах Русской платформы оказались связанными с прибрежно-морскими, в меньшей степени с прибрежно-континентальными фациями эпиконтинентальных водоемов гумидного климата. НМТ малой продуктивности формировались преимущественно в прибрежно-морских, реже мелководно-морских фациях, в окраинных зонах подводных течений. Потенциально газопроизводящие толщи, если таковыми считать для верхних 5 км осадочной оболочки отложения с преобладанием гумусового типа OB, формировались в болотно-континентальных и прибрежно-морских обстановках бассейнов гумидного климата. Границы распространения названных выше фаций определяют площадь развития НГМТ разной продуктивности, корректируя ее размеры для введения в формулу оценки масштабов нефтегазообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба).— Тр. ВНИГРИ, 1958, вып. 128.
- Жабрев Д. В., Ларская Е. С., Носов Г. И., Владарская В. Р., Лазарева В. М. Нефтегазоматеринские свиты Западного Предкавказья, основные закономерности их формирования и перспективы нефтегазоносности.— Тр. ВНИГНИ, 1966, вып. 55.
- Ларская Е. С. Исследование рассеянного органического вещества в шлифах.— Геол. нефти и газа, 1975, № 4.
- Ларская Е. С., Родионова К. Ф., Четверикова О. П., Загулова О. П., Сахновский С. А. Особенности накопления и преобразования органического вещества в докаменноугольных отложениях Русской платформы.— Тр. ВНИГНИ, 1974, вып. 143. Ляшенко А. И., Аронова С. М., Гассанова И. Г. Лоцман О. М., Соколова Л. И., Ляшенко Г. П., Архангельская А. Д., Батрукова Л. С., Карпов П. А., Паньшина Л. Н.
- Ляшенко А. И., Аронова С. М., Гассанова И. Г. Лоцман О. М., Соколова Л. И., Ляшенко Г. П., Архангельская А. Д., Батрукова Л. С., Карпов П. А., Паньшина Л. Н. Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. т. 2, Девонские отложения Волго-Уральской области.— Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 75.
- Семихатова С. В., Рыжова А. А., Бывшева Т. В., Губарева В. С., Далматская И. И., Елина Л. М., Котельникова Э. Д., Миняева Е. Г. Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных районов Русской платформы, т. З. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области.— Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 76.

Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт, г. Москва Дата поступления 31.111.1976
№ 3, 1977 r.

О ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННОМ БИТУМЕ В КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Л. А. БОГДАНОВА, Е. П. КАСПЕРКЕВИЧ, И. А. ЛЕТУШОВА

В статье описываются результаты изучения химического состава, структуры и условий залегания высокометаморфизованного битума, найденного в кембрийских отложениях Сибирской платформы.

Структурные формы образования высокометаморфизованного органического вещества (ОВ) как битумного, так и гумусового ряда многообразны. Они мало изучены и интересны тем, что отражают генетическую особенность вещества.

На Сибирской платформе среди пород кембрийского возраста известны горизонты с повышенным содержанием ОВ в рассеянном виде и в виде жил. Степень карбонизации этих веществ в разных районах неодинакова и приравнивается к различным стадиям метаморфизма углей, от длиннопламенных до антрацитовых (стадии от III до X по шкале И. И. Аммосова). Высокометаморфизованные органические образования, как правило, находятся в породах, испытавших воздействие интрузий.

Сведения об ОВ кембрийских пород получены главным образом в результате его химического исследования (Богородицкая, 1973, и др.). Петрография органических образований рассмотрена А. Б. Алексеевой (1964).

Материалом наших исследований послужил кристаллоподобный твердый битум, вскрытый скважиной 24, пробуренной геологоразведочной экспедицией треста «Красноярскнефтегазразведка» в 1974 г. На водоразделе рек Сухой Тунгуски и Дьявольской на глубине 307,7—404,1 м была вскрыта битуминозная толща мощностью 96,4 м, по литологическим признакам сопоставимая с низами устьмундуйской свиты р. Курейки. По отпечаткам брахиопод Ortidae sp. и трилобитов Kuraspis sp. и Koldinia sp. О. Н. Андреева и Н. Е. Чернышова определяют возраст пород как верхнекембрийский. Породы представлены глинистыми и доломитистыми известняками и известковистыми доломитами. Над толщей располагается долеритовая интрузия мощностью 237 м.

ОВ образует дисперсную смесь с глинистой массой (фиг. 1, 2), распределяется в виде примазок по наслоению (фиг. 1, *a*), обогащает микрослойки и обломочные глинистые включения в известняке (фиг. 1, *б*, *в*, фиг. 2, *б*) или концентрируется вокруг зерен кальцита в известняке (фиг. 1, e - 3).

Степень метаморфизма OB, рассеянного в породах по разрезу битуминозной толщи, соответствует стадии антрацитов. В отраженном свете OB белого цвета, однородное, при скрещенных николях имеет высокий эффект анизотропии. В зернистых скоплениях его $R^{0}_{max} = 4,3-5,6$, что соответствует низким подстадиям антрацитов гумусового ряда. Допуская возможность занижения показателя отражения OB из-за зернистой структуры, следует приравнять его к антрацитам средних подстадий.

Наиболее насыщены ОВ черные известковистые аргиллиты в интервалах 329,5—329,65 и 338,2—338,3 м, соответственно в 21,45 и 30,5 м ниже интрузии. К прослоям этих пород приурочены две расположенные



Фиг. І. Породы и формы проявления в них битума

a — известняк с примазками органо-глинистого материала по наслоению, натур. вел; δ — известняк тонкослоистый, пришлифованная поверхность нормального среза, натур. вел; e — органо-глинисто-карбонатная порода с пятнами-включениями кальцита, $\times 1,5$; e — органо-известковый аргиллит и жилка твердого битума (верхняя часть обр.); белые тонкие жилки — кальцит, натур. вел; ∂ — середина жилки битума в плане, углубления соответствуют отпечаткам вершин «кристаллов» с противоположной стенки жилки; e известняк мелкозернистый с органикой по контурам зерен, отражен. поляр. свет, $\times 90$; ∞ — разная зернистость и различная степень насыщенности пород органикой, яркобелые зерна — сульфиды, отражен. поляр. свет, $\times 90$; s — органика по контурам зерен карбонатов, отражен. поляр. свет, иммерсия, $\times 300$; u — сферолитовое и полусферолитовое расположение «кристаллов» твердого битума, отражен. поляр. свет, $\times 400$

109



Фиг. 2. Формы битума в породах

a — включения (примазки) глинисто-органического материала по наслоению (две светлые линзочки вверху фото), отражен. поляр, свет, с анализатором, иммерсия, $\times 90$; δ — аргиллит, насыщенный органическим веществом (светлое), в доломите (серое), отражен. поляр. свет, с анализатором, $\times 90$; s — сферолитовое расположение «кристаллов» битума, отражен. свет, с анализатором, иммерсия, $\times 300$; e — «кристаллы» битума, заполняющие поры в породе, отражен. поляр. свет, $\times 200$; ∂ — крупные «кристаллы» битума из центра жилки, отражен. поляр. свет, иммерсия, с анализатором, $\times 300$

вдоль слоистости жилки твердого битума мощностью 26 и 30 *мм* (фиг. 1, e, ∂).

Битум черного цвета, с ярким стеклянным блеском, однородный. Твердость его по шкале Мооса равна 3, черта на фарфоре черная, чертит твердо. Кристаллоподобная форма образования различима невооруженным глазом. «Кристаллы» битума располагаются нормально к стенкам жилки и плотно прилегают друг к другу. Мелкие «кристаллы» сменяются к центру более крупными, образуя слойки, параллельные стенкам жилки. В центре «кристаллы», направленные от противоположных стенок, соприкасаются верхушками. Жилка битума легко раскалывается вдоль поверхности соприкосновения. Эта поверхность неровная, имеет бугорки — верхушки «кристаллов» и углубления — следы кристаллов с противоположной стороны стенки (фиг. 1, ∂). Во вмещающем аргиллите вблизи жилки наблюдаются поры диаметром до 2 *мм*, заполненные друзами мельчайших «кристаллов» битума (фиг. 2, z).

При микроскопическом исследовании в отраженном свете битум из жилок и пор обнаруживает очень сильное двуотражение, подобное двуотражению витринита углей субграфитовой стадии метаморфизма. Цвет битума изменяется от ярко-белого до темно-серого. При этом каждый перистый «кристалл» имеет индивидуальную ориентировку оптических осей, благодаря чему общая структура образования выявляется очень четко. При включенном анализаторе битум поляризует ярким белым цветом. Вдоль стенок жилки располагается слой очень мелких «кристаллов» битума, образующих сферолиты диаметром до 0,01 *мм*, сменяющийся слойками с более крупными сферолитами (фиг. 1, и, фиг. 2, в); в центре помещаются очень крупные, до 3 мм, перистые «кристаллы» $(\phi_{\rm HI}, 2, \partial)$. Каждое крупное «перо» погасает неодновременно; поочередно гаснут как бы отдельные его лучи или сегменты, самостоятельно оптически ориентированные. Погасание их всегда прямое. Степень двуотражения и отражения битума возрастает от мелких к более крупным образованиям. У мелких сферических образований показатели отражения R^omax 9,2; R^omin 0,8; ΔR^o 0,91; у крупных перистых R^omax 12,0; R^omin 0,64; ∆R 0,94. У крупных «криссталлов» иногда R⁰_{max} достигает 13, а AR 0.95. Показатели отражения замерены на ПООС-1 эталон — алмаз. при длине волны 546 нм, иммерсионная жидкость — кедровое масло.

Микротвердость битума уменьшается от мелких к крупным образованиям: у мелкосферических форм 286, у средних 154, а у крупноперистых 85 кг/мм². У шунгита микротвердость при тех же условиях 220 кг/ /мм², а у витринита антрацитов 150 кг/мм². Крупноперистые образования битума имеют наименьшую микротвердость из сравниваемых OB.

Был произведен рентгеновский анализ рассматриваемого битума и для сравнения с ним анализы шунгита и тунгусского графита. Анализ выполнен Ю. С. Дьяконовым на дифрактометре УРС-50ИМ на отфильтрованном кобальтовом излучении, при скорости вращения счетчика 2 град/мин. По дифрактограмме (фиг. 3) можно заключить, что степень молекулярного упорядочения битума значительно ниже, чем у графита, но выше, чем у шунгита.

Термограммы битума, шунгита и графита получены Т. Н. Красавиной методом скоростного термического анализа на приборе УТА-1 с применением методики «разбавления» (2% углеродистого вещества и 98% Al₂O₃). Кривая ДТА битума (фиг. 4) показывает начало экзотермического эффекта при 630° и максимума при 850°, что характерно для вещества, близкого к графиту. Широкий интервал температурного эффекта указывает на неоднородность вещества с точки зрения его метаморфизма (Иванова и др., 1974).

Данные химического анализа ОВ пород, вскрытых скважиной 24, говорят о том, что оно имеет высокую степень метаморфизма (табл. 1).

Вещество	w ^a . %	A ^c ,%	ѕ <mark>с</mark> %	d _{ист} , г/см ^а	vr, %	C, %**	H, % **	0+N+S ^{**} _{opr} , %
Жильный битум								
Скв. 24, гл. 329,3 *	0.1	14.9	0.4	1,89	4.0	98.03	1.18	0.79
То же, гл. 338, 3		,	, -	<i>'</i>				
исходное	_	28,6	—	—	—	-	-	
» обогащенное	0,1	0,4	0,4	1,83	1,7	98,38	1,32	0,30
Рассеянное ОВ скв. 24,						,		,
гл. 329, 65 исходное		71,8		-	-	-	-	
То же, обогащенное	0,3	10,2	1,0	1,71	4,7	96,39	1,40	2,21
Шунгит карельский, (Шун-					·			,
гиты Карелии, 1975)	1,6	3,2	-	1,86		97,30	0,80	2,20
Графит, р. Курейка	0,0	2,4		2,04	2,83	98,07	0,48	<u> </u>
Галька битума, р. Оленек,					,	·		
по А. Б. Алексеевой,								
1964	0,6	0,9	0,6	1,70	3,4	95,10	2,20	2,70

Данные	химического	анализа	органического	вещества
A				

• Глубина в метрах. •• С, Н, О+N+S_{ODF} рассчитаны на безводное, беззольное вещество.

Большой удельный вес и повышенное содержание углерода у жильного битума в сравнении с рассеянным веществом подтверждают данные петрографии о высокой степени его преобразования. По этим параметрам жильный битум близок графиту, а рассеянное вещество — шунгиту. Но высокое содержание водорода рассматриваемых веществ позволяет сравнить их лишь с битумами типа антраксолитов.

В связи с морфологическими особенностями твердого битума интересны сведения о формировании микроструктуры кокса из нефти (Федосеев, Бухарев, 1974). При температуре 400° в нефтяном пеке образуются сферические и полусферические анизотропные частицы, названные



Фиг. 4

Фиг. 3

Некоторые петрографические и химические показатели высокометаморфизованных ОДГАНИЧЕСКИХ вешеств

Петрографические и хи- мические показатели	Твердый битум, р. Сухая Тунгуска	Қарельский шунгит	Тунгусский графит
Цвет	Черный	ป้อาบเมชี	Ceno-lieputit
Блеск	Яркий стеклянный	Яркий стеклянный	Тусклый металловид-
Твердость	3	3—4	1-2
Структура	Чередование полос раз- ной «кристаллич- ности»	Однородный	От однородного до по- лосчатого
Текстура	Перистый кристалло- подобный	Массивный	Зернистый, таблитча-
Черта на бумаге	Her	Нет	Серо-черная
Черта на фарфоре	Черная	Черная	Темно-серая
Микроструктура	Сферолиты из перистых «кристаллов»	Однородный бес- структурный	Мелкочешуйчатые и столбчатые кристаллы
Характер двуотражения	От ярко-белого до темно-серого	От белого до серо- белого	От ярко-белого до темно-серого
R_{max}^{a} ; R_{min}^{a} ; ΔR	24;6; 0,75	14; 11; 0,22	(18,1; 6,9; 0,62) *
$R_{max}^{0}; R_{min}^{0}; \Delta R$	9—13; 0,64 —0,80; 0,94	7; 4,5; 0,38	(6; 2,8; 0,54) **
Содержание водорода, %	1,18-1,40	0,80	0,48

* Данные Р. В. Лобзовой (1975) для крупных кристаллов графита Ботогольского массива.
** Показатели для чешуйчатых агрегатов тунгусского графита.

«жидкими кристаллами». С повышением температуры эти частицы «текут», сливаются и образуют крупные анизотропные структуры.

Следует заметить, что при коксовании углей заметные изменения витринита наступают только при 600°. Весь витринит плавится и распадается на самостоятельно ориентированные пятна при 980° (Аммосов, Аммосова, 1959). Вместе с тем в искусственно полученном и природном коксах из углей, эпизодически, в качестве заполнителей пор, встречаются сферические и полусферические образования, обладающие высокой анизотропностью и близкие сферолитам рассматриваемого тунгусского битума. Кроме того, подобные образования иногда встречаются по стенкам трещин в тунгусских высокометаморфизованных углях. Наконец, они наблюдаются как редкие включения в углях различных стадий метаморфизма во всех бассейнах и описаны как разновидность высокоанизотропных органических образований — графитинит (Богданова, $1971_1, 1971_2$).

Из вышеизложенного можно заключить следующее. Органическое вещество их жилок в кембрийских породах, вскрытых скважиной 24, имеет высокую степень метаморфизма, соизмеримую со стадией субграфитов гумусового ряда, на что указывают высокие показатели двуотражения, содержание углерода и значительный удельный вес. Характер нахождения и высокое содержание водорода подтверждают битумную природу данного вещества и позволяют поместить его в группу антраксолитов. Перистая кристаллоподобная форма образования, возможно, является типичным структурным проявлением полимерных соединений типа антраксолитов в условиях свободного роста «кристаллов».

Жильное и поровое залегание, форма образования твердого битума, а также общая геологическая обстановка позволяют предположить, что битум является миграционной разностью ОВ вмещающих пород и образован в период метаморфизма осадков при термальном воздействии на них интрузии. До внедрения магмы органическая масса, вероятно, имела низкую степень метаморфизма (стадия длиннопламенных или газовых углей), при которой еще возможен был выход битума в значительных

объемах. Подтверждением этого мнения может быть тот факт, что на северо-востоке платформы, как и в других ее районах, породы кембрия содержат низкометаморфизованное ОВ, а в зоне их развития найдена галька твердого битума (Алексеева, 1964), аналогичного рассмотренному выше. Твердый битум является эпигенетичным по отношению к органической массе вмещающих пород.

В противоположность тунгусскому битуму карельский шунгит рассматривается как продукт диагенетической миграции ОВ подобно образованию допплерита в углях (Успенский и др., 1975). Чистая жильная разность шунгита испытала однозначный и одновременный метаморфизм с органической массой вмещающих шунгитовых сланцев и потому имеет аналогичные ей свойства (табл. 2). Графит, образовавшийся в шунгитовых сланцах под воздействием тепла интрузий, как и графит Тунгусского бассейна, возникший при термальном метаморфизме углей, имеет чешуйчатую и мелкостолбчатую формы, приурочен к месту расположения исходного материала. Характерно, что при метаморфизме углей многие из микрокомпонентов группы витринита сохраняют морфологическую индивидуальность вплоть до стадии субграфита, но при этом их показатели отражения достигают величин, какими обладает рассматриваемый тунгусский битум. На графитовой стадии эти микрокомпоненты превращаются в мелкочешуйчатую графитовую массу.

Принимая во внимание опыты получения кокса из нефти и угля, можно предположить, что природный процесс «кристаллизации» битума происходит при менее высокой температуре (400-900°), чем коксование и тем более графитообразование гумусового вещества в условиях термального воздействия интрузии.

Высокоанизотропные органические образования перисто-сферической формы, которые относятся к микрокомпонентам группы графитинита и наблюдаются в углях разных стадий метаморфизма, вероятно, также являются твердым битумом, экстрагированным из вмещающей органической массы.

Изложенные данные не противоречат мнению ряда исследователей о том, что ОВ кембрийского возраста на Сибирской платформе могло быть нефтепроизводящим, а содержащие его отложения должны рассматриваться как перспективные для поисков нефти. В районах развития густой сети интрузивных тел обнаружение промышленных запасов нефти мало перспективно.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева А. Б. Находка нового типа высококарбонизированного битума в среднем течении р. Оленек.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2. Аммосов И. И., Аммосова Я. М. Изменение микроструктуры углей при термическом воз-
- действии. Тр. ИГИ АН СССР, 1959, т. 8. Богданова Л. А. Метаморфический ряд углей Тунгусского бассейна. Литол. и полезн.
- ископ., 1971₁, № 6.
- Богданова Л. А. Сравнительная характеристика графита и высокоанизотропных микрокомпонентов углей. — В сб.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., «Наука», 19712.

Богородицкая Н. И. Метаморфизм рассеянного органического вещества в отложениях нижнего палеозоя Сибирской платформы.— Тр. ВНИГРИ, 1973, сб. 8, вып. 212. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ ми-нералов и горных пород. Л., «Недра», 1974.

- Лобзова Р. В. Графит и щелочные породы района Ботогольского массива. М., «Наука», 1975.
- Успенский В. А., Радчекно О. А., Горская А. И., Шишкова А. П. Методы битуминологических исследований. Л., «Недра», 1975.
- Федосеев С., Бухарев Б. От нефти к графиту.— Наука и жизнь, № 12, 1974.
- Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск, «Карелия», 1975.

ВСЕГЕИ. Ленинград Дата поступления 5.I.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЁ № 3, 1977 г.

УДК 552.4:551.71(571.5)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ АРХЕЙСКИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Л. В. ТРАВИН

На основе применения литолого-геохимических методов в алданском комплексе архея центральной части Алданского щита выделены «дометаморфические» осадочные и осадочно-вулканогенные формации. Изучение петрохимии метаосадочных толщ алданской серии свидетельствует о том, что снизу вверх по ее разрезу уменьшается степень их осадочной и химической дифференциации. Рассматриваются закономерности распределения по площади, а также некоторые геохимические особенности архейских карбонатных образований кальцитового и доломитового состава.

Породы архейского возраста, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой ступеней, широко распространены на территории Алданского щита. Большинство исследователей в составе развитого здесь алданского метаморфического комплекса выделяют три крупных части (серии или подсерии): иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую. Породы комплекса сравнительно хорошо обнажены и почти не переработаны постархейскими процессами тектогенеза и регрессивного метаморфизма, поэтому могут служить благоприятным объектом для выявления особенностей, характеризующих архейский этап развития территории. В частности, представляется возможным проведение их формационного анализа путем реконструкции в составе алданского комплекса исходных (дометаморфических) образований, превращенных в результате метаморфизма в различные гнейсы, кристаллические сланцы и сопутствующие им породы. Возможность таких реконструкций обусловлена удовлетворительной сохранностью в архейских толщах центральной части Алданского щита многих особенностей, унаследованных от дометаморфического субстрата (характера взаимоотношений пород, ритмичности в строении разреза, реликтовых текстур и иногда структур и т. п.), а также широким развитием в составе алданского комплекса метаморфических пород без признаков метасоматических процессов. Комплексное литолого-геохимическое изучение архейских образований центральной части Алданского щита позволило выделить в их составе несколько метаморфизованных формаций, слагающих непрерывный разрез алданской серии (таблица).

Как видно из таблицы, образованиями первично-осадочного происхождения сложены главным образом нижняя (иенгрская) и верхняя (джелтулинская) части разреза. В составе тимптонской подсерии преобладают метавулканиты, породы осадочного генезиса присутствуют в подчиненном количестве.

Одним из наиболее информативных признаков, характеризующих формационную принадлежность осадочных толщ, является химический состав слагающих их пород, многие особенности которого обусловлены тектоническими, физико-химическими и климатическими условиями фор-

Схема формационного деления архейских образований центральной части Алданского щита

Серия	Подсе- рия	Литолого-петрографическая характеристика	Формации
	Джелтулинская	Тыркандинская (сутамская) свита — гранат-био- титовые, гранатовие, биотитовые гнейсы, иногда с графитом, еиллиманитом и кордиеритом. Мощ- ность не менее 2000 м Кюриканская свита — ритмичное чередование гранат-биотитовых, иногда силлиманитсодержа- щих, биотитовых, пироксен-гранатовых, двупи- роксеновых и диопсидовых гнейсов и кристалли- ческих сланцев, мраморов и кальцифиров. Мощ- ность 1700-3000 м	Терригенная песчано-глини- стая Карбонатно-мергелисто-тер- ригенная
Алданская	Тимптонская	Иджекская (суннагинская) свита — гиперстено- вые, двулироксен-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и сланцы с прослоями и линзами гранат- биотитовых, биотитовых, иногда с силлиманитом, гнейсов и редкими линзами карбонатных пород. Мощность 1500—5000 м Федоровская свита — амфиболовые, пироксен- амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы с горизонтами диопсидовых, диопсид-скаполито- вых гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов и кальцифиров. Мощность 1600—3000 м Унгринская свита — амфиболовые биотит-амфи- боловые и пироксен-амфиболовые гнейсы, крис- таллические сланцы и амфиболовые биотит-амфи- боловые и пироксен-амфиболовые гнейсы, крис- илизами карбонатных пород. Мощность 650— —2500 м Нимгерканская свита — амфиболовые, биотит- амфиболовые, гиперстен-амфиболовые сиотит- амфиболовые, гиперстен-амфиболовые сиотит- амфиболовые, гиперстен-амфиболовые сиотит- амфиболовые, гиперстен-амфиболовые систит- амфиболовые, гиперстен-амфиболовые систит- амфиболовые, и прослои кварцитов. Мощность 1200— —2000 м	Мергелисто-терригенно- вулканогенная Карбонатно-мергелисто- вулканогенная Кремнисто-терригенно- вулканогенная
	Иенгрская	Суонтитская свита — кварциты, амфиболиты, гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-кордиери- товые гнейсы. Мощность 1700—1900 м Аянахская свита — пироксен-амфиболовые, амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-силлима- нитовые, кордиерит-силлиманитовые гнейсы с прослоями кварцитов. Мощность 1200—1350 м Курумканская свита — кварциты с прослоями силлиманит-кордиеритовых и гранат-биотит-сил- лиманитовых гнейсов. Мощность 800 м	Кремнисто-песчано-глинис- тых глубокодифференцирован- ных осадков и основных вулканитов

Примечание. Стратиграфическое расчленение дано по Л. И. Салопу и Л. В. Травину (1971) с уточнениями.

мирования осадков (Страхов, 1962). Поэтому исследование химизма древних первично-осадочных образований может явиться одним из путей выяснения особенностей архейского седиментогенеза. Следует иметь в виду определенную условность интерпретации аналитических данных, получаемых при изучении пород, подвергшихся интенсивным метаморфическим преобразованиям. Однако есть основания полагать (Добрецов и др., 1970), что при метаморфизме даже самых глубоких ступеней в определенных условиях химический состав пород мог не испытывать существенных изменений. К выводу об инертном поведении большей части химических компонентов при прогрессивном метаморфизме архейских пород в центральной части Алданского щита приводят наблюдения ряда исследователей (Кицул, Шкодзинский, 1972; Рудник и др., 1969).

Фиг. 1. Содержание элементов в кварцитах алданской серии и в существенно кварцевых породах терригенного и хемогенного происхождения (по данным количественного и приближенно-количественного спектральных анализов). Составлен совместно с Е. А. Шалек 1—2 — кварцевые песчаники различных регионов: 1 — сегозерской серии среднего протерозоя Карелии (по материалам Т. Ф. Негруца); 2 — анайской серии среднего протерозоя Прибайкалья (наши материалы); 3-8 — хемогенные силициты различных формационных типов: 3-6 — кремнистые породы палеозоя различных регионов Средней Азии и Казахстана (по материалам А. Д. Петровского); 7 — кремнистые сланцы углистокремнистой формации верхнего рифея бассейна р. Ишим, Ц. Казахстан (Ордынец, 1969); 8 - безрудные кварциты кремнисто-сланцевой формации протерозоя северной части КМА (Коваль, Шеголев. 1970); 9 - кварциты алданской серии



В настоящей статье изложены результаты изучения особенностей химического состава метаосадочных пород алданской серии Алдано-Тимптонского междуречья и правобережья р. Тимптон.

В составе иенгрской подсерии первично-осадочные образования представлены главным образом различными «глиноземистыми»¹ и высокоглиноземистыми гнейсами, а также кварцитами. Эти породы обычно тесно связаны в разрезах и образуют устойчивую парагенерацию, характерную для нижней части алданской серии. Наиболее определенным представляется происхождение иенгрских гнейсов, которые по химическим особенностям близки к глинистым породам каолинит-гидрослюдистого и монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Менее ясна первичная природа кварцитов, которые могут быть метаморфическими производными как обломочных существенно кварцевых образований, так и хемогенных силицитов. При детальных исследованиях кварцитов выяснилось, что часть их обладает признаками, характерными для терригенных пород. Например, изредка встречаются текстуры, напоминающие косую слоистость и знаки ряби (Травин, 1974). В пользу терригенного происхождения большей части иенгрских кварцитов свидетельствует сравнительно высокое (до 180 г/т) содержание в них акцессорного циркона и округлая (возможно, окатанная) форма многих его зерен. Значительное сходство кварцитов с обломочными кварцевыми породами обнаруживается также при анализе содержания и распределения в них малых элементов (фиг. 1). Вместе с тем некоторые факты (например, присутствие среди кварцитов джеспилитоподобных разностей, изредка встречающаяся очень тонкая ритмичная слоистость, некоторые геохимические особенности) сближают эти породы с хемогенными силицитами.

При обсуждении вопроса о природе вещества кварцитов иенгрской подсерии могут представлять интерес результаты анализа распределения в породах подсерии отношения TiO₂/Al₂O₃ (титанового модуля).

¹ К «глиноземистым гнейсам» отнесены биотитовые и гиперстен-биотитовые гнейсы (и плагиогнейсы) с нормальным для гнейсов содержанием глинозема, но в которых присутствуют высокоглиноземистые метаморфические минералы (гранат, силлиманит и кордиерит).



Фиг. 2. Зависимость титанового модуля от содержания кремнезема в породах иенгрской подсерии и в некоторых более молодых комплексах

А — в терригенных породах: 1 — в среднепротерозойских кварцито-песчаниках ятулия Карелии (Доильницына, Инина, 1967); 2 — в среднепротерозойской тепторгинской серии Сибири (Головенок, 1971); Б — в хемогенных породах: 3 — в нижнепротерозойских безрудных кварцитах железисто-кремнистой формации криворожской серии Украины (Семененко и др., 1956); 4 — в верхнепротерозойских кремнистых породах фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации енисейской серии Сибири (Михайлов и др., 1970); 5 — в палеозойских я фтанитах вулканогенно-кремнистой формации Ю. Урала (Хворова, 1968); 6 — в палеозойских фтанитах Невады (там же); остальные обозначения см. фиг. 3

В. К. Головенком (1971) при изучении терригенных отложений тепторгинской серии среднего протерезоя Сибири было показано, что величина титанового модуля в существенно кварцевых песчаниках этой толщи заметно выше, чем в переслаивающихся с ними метапелитах (в первых — среднее значение модуля 0,093, во вторых — 0,035). При этом чем меньше примеси глинистого материала в песчаниках, тем выше значение титанового модуля. Как видно из приведенных этим исследователем данных, а также из графика (фиг. 2, A), такая тенденция изменения величины титанового модуля характерна не только для отложений тепторгинской серии, но и для других достаточно глубоко дифференцированных терригенных толщ. В то же время в хемогенных силицитах среднее значение модуля с увеличением содержания кремнезема существенно не меняется или даже отмечается слабовыраженная обратная зависимость между ними (фиг. 2, Б). Величина титанового модуля хемогенных силицитов также практически не зависит от содержания в них глинозема, в то время как в кварцевых песчаниках наблюдается довольно отчетливая обратная зависимость между этими петрохимическими параметрами.

В составе иенгрской подсерии (фиг. 2) по величине титанового модуля может быть выделено три группы пород. Первая из них (гнейсы с содержанием глинозема более 25 и кремнезема менее 55%) характеризуется довольно устойчивым низким (0,03—0,04) значением модуля. Для второй группы пород, представленной гнейсами с содержанием глинозема 15—25 и кремнезема 55—65%, характерно неустойчивое значение величины модуля 0,02—0,08. Для третьей группы — кварциты с высоким (обычно более 90%) содержанием кремнезема и низким (менее 5%) глинозема — устанавливается отчетливый рост среднего значения титанового модуля с увеличением содержания кремнезема. При этом кварциты с содержанием SiO₂>92—95% характеризуются наибольшим



Фиг. 3. Положение точек, соответствующих анализам метаосадочных пород алданской серии, на диаграмме А. Н. Неелова (Бурков и др., 1972)

1—2 — породы иенгрской подсерии: 1 — кварциты; 2 — «глиноземистые» и высокоглиноземистые гнейсы; 3—6—породы тимптонской подсерии; 3 — «глиноземистые» гнейсы; 4 — диопсидовые и диопсидскаполитовые кристаллические сланцы; 5 — гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы; 6 — диопсидовые плагиогнейсы; 7—10 породы джелтулинской подсерии: 7 — «глиноземистые» гнейсы; 8 — диопсидовые и диопсид-скаполитовые кристаллические сланцы; 9 — двупироксеновые и гиперстеновые кристаллические сланцы; 10 — пироксеновые плагиогнейсы; поля на диаграмме: I кварцевые песчаники, кварциты; II — олигомиктовые песчаники, кварцито-песчаники; III — полимиктовые песчаники; VI — аркозовые песчаники; V — известковистые песчаники, железистые песчаники; VI — слабо дифференцированные в химическом отношении осадки (граувакки, полимиктовые алевролиты, песчаники с глинистым цементом, континентальные глины); VII — умеренно дифференцированные в химическом отношении глины холодного и умеренного климатов; VIII — сильно дифференцированные в химическом отношении глины гумидного климатов; IX — карбонатные глины, железистые глины; X — мергели; XI — кремнистые мергели, железистые песчаники; XII — железистые зистые кварциты

разбросом значений модуля 0,02—0,39. Как видно, тенденция изменения титанового модуля в породах иенгрской подсерии напоминает таковую в терригенных образованиях. Довольно четко выражена и обратная зависимость величины модуля от содержания глинозема в иенгрских породах.

Совокупность рассмотренных данных подтверждает вывод (Кулиш, 1968) о том, что метаосадочные породы иенгрской подсерии до метаморфизма были представлены в основном существенно кварцевыми обломочными образованиями и каолинитсодержащими пелитами и, по-видимому, явились продуктами перемыва пород, подвергшихся интенсивному химическому выветриванию. Точки, соответствующие анализам кварцитов и гнейсов иенгрской подсерии, располагаются на диаграммах в виде двух изолированных полей (фиг. 3), что свидетельствует о хорошей осадочной дифференциации этой части разреза алданской серии.

Первично-осадочные породы джелтулинской подсерии представлены различными «глиноземистыми» гнейсами, гиперстеновыми, двупироксеновыми и диопсидовыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами, кальцифирами и мраморами. Все эти разности пород переслаиваются в



Фиг. 4. Изменение петрохимических параметров в «глиноземистых» и высокоглиноземистых гнейсах различных частей разреза алданской серии. Условные обозначения см. фиг. 3 и 5

разрезе, группируясь иногда в закономерно построенные простые или сложные ритмы (Травин, 1970). По химическому составу джелтулинские «глиноземистые» гнейсы, образовавшиеся, по-видимому, за счет метаморфизма алевропелитовых и алевропсаммитовых пород, в отличие от гнейсов иенгрской подсерии сходны с химически слабодифференцированными осадками (граувакками и глинами монтмориллонит-гидрослюдистого или монтмориллонитового состава). Вместе с остальными породами подсерии, которые возникли при метаморфизме карбонатно-глинистых (возможно, туфогенных), терригенно-мергелистых и карбонатных отложений, «глиноземистые» гнейсы образуют на диаграммах единое поле (фиг. 3). Это свидетельствует об отсутствии среди них контрастных по составу разновидностей и, следовательно, о более слабой по сравнению с иенгрской подсерией степени осадочной дифференциации слагаемой ими толщи. Весьма показательно сопоставление химических составов «глиноземистых» и высокоглиноземистых гнейсов, занимающих различное стратиграфическое положение. Иенгрские гнейсы по сравнению с джелтулинскими и с большей частью тимптонских обладают повышенным содержанием глинозема, титана, калия и пониженным — кремнезема и кальция. Одновременно снизу вверх по разрезу серии в гнейсах меняются значения таких характерных петрохимических параметров, как Al₂O₃/Na₂O и K₂O/Na₂O (отражающих отношение наиболее устойчивых к подвижным в условиях гипергенеза элементам, а также содержание «свободного» глинозема (вычисленного как параметр t А. Ниггли). Относительная величина этих значений в известной степени служит мерой химической дифференциации осадочных толщ и отражает интенсивность процессов выветривания в период их накопления (чем выше относительная концентрация малоподвижных компонентов, тем выше степень дифференциации осадков). Как следует из графиков (фиг. 4), все перечисленные параметры у большей части иенгрских гнейсов заметно выше, чем у джелтулинских. Гнейсы тимптонской подсерии занимают «промежуточное» положение, причем параметры некоторых гнейсов нимгерканской свиты близки к значениям таковых в иенгрских гнейсах, а параметры гнейсов вышележащих частей тимптонского разреза (и частично нимгерканской свиты) — к параметрам джелтулинских пород. Следовательно, максимальная степень дифференциации и наиболее сильная



Фиг. 5. Распределение алюмокремневого модуля в малокальциевых метаосадочных породах различных частей алданской серии и некоторых других докембрийских образований

1—6 — линии, отражающие степень дифференциации осадочного материала в образованиях: 1 — иенгрской подсерии алданской серии; 2 — тимптонской и джелтулинской подсерий алданской серии; 3 — кеменской подсерии удоканской серии нижнего — среднего протерозоя Сибири (наши материалы); 4 — тепторгинской серии среднего протерозоя Карелии (Головенок, 1971); 5 — сегозерской серии среднего протерозоя Карелии (Воннов, Негруца, 1969); 6 — онежской серии среднего протерозоя Карелии (Воннов, Негруца, 1969); 6 — онежской серии среднего протерозоя Карелии (там же); 7—12 — анализы пород: 7 — кварциты иенгрской подсерии; 8 — «глиноземистые» и высокоглиноземистые гнейсы иенгрской и нижней части тимптонской подсерий; 9 — «глиноземистые» гнейсы джелтулинской и средней верхней частей тимптонской подсерий; 10 — породы удоканской серии; 11 — «глиноземистые» гнейсы серии Зверева (Судовиков и др., 1965)

выветрелость осадочного материала характерны для иенгрской подсерии, минимальная — для джелтулинской. Большая часть метаосадочных пород тимптонской подсерии аналогична джелтулинским. Однако некоторые породы низов тимптонской подсерии (той части разреза, где среди вулканогенных образований еще встречаются кварциты) обнаруживают сходство и с иенгрскими гнейсами. Такая постепенная смена характера метаосадочных пород в составе единой (тимптонской) осадочно-вулканогенной толщи, по-видимому, говорит об отсутствии крупных перерывов в течение алданского седиментогенеза.

Изменение степени дифференциации осадочного материала снизу вверх по разрезу алданской серии может быть проиллюстрировано также характером распределения в породах серии величины алюмокремневого модуля Al_2O_3/SiO_2 . В различных осадочных породах значение его не остается постоянным (Ронов, Мигдисов, 1970). Найбольшие значения модуля свойственны обычно глинистым породам, наименьшие — песчанистым. С увеличением степени выветривания исходного материала величина модуля у глин возрастает, достигая максимума в каолинитовых разностях, а у песков падает, приближаясь к нулю в мономинеральных кварцевых образованиях. Иначе говоря, чем сильнее степень осадочной и химической дифференциации толщ, тем больший диапазон значений алюмокремневого модуля характерен для пород, слагающих эти толщи.

В породах иенгрской подсерии величина алюмокремневого модуля сильно изменяется, приближаясь к нулю в кварцитах (метаалевропсаммитах) и почти достигая единицы в гнейсах (метапелитах) (фиг. 5). В то же время в метатерригенных породах джелтулинской и большей части тимптонской подсерий, несмотря на значительное (54-74%) изменение содержания кремнезема, значения модуля изменяются всего от 0,15 до 0,30. Вследствие этого распределение величины алюмокремневого модуля в породах подсерий неодинаково. В иенгрской подсерии оно напоминает распределение модуля в породах относительно дифференцированных субплатформенных отложений карельского комплекса и тепторгинской серии протерозоя, отличаясь большим диапазоном значений, что, по-видимому, характеризует повышенную степень дифференцированности иенгрских осадков. Породы джелтулинской и тимптонской подсерий по характеру распределения модуля близки к образованиям слабодифференцированной верхней части удоканской серии протерозоя Сибири.

Таким образом, изучение петрохимических особенностей метаморфизованных осадочных пород алданской серии Восточной Сибири свидетельствует о закономерной смене во времени физико-химической обстановки архейского осадконакопления в этом районе. Если в нижней части разреза серии преобладают породы, образовавшиеся при метаморфизме глубокодифференцированных осадков, подвергшихся интенсивному химическому выветриванию, то выше развиты породы, возникшие за счет почти недифференцированных слабовыветрелых осадков.

Сходные результаты дает изучение содержания в породах малых элементов. Ритмы в составе иенгрской подсерии, сложенные кварцитами, слюдистыми кварцитами и «глиноземистыми» гнейсами, характеризуются наиболее упорядоченным типом распределения элементов-примесей. Это также может свидетельствовать о том, что рассматриваемая часть разреза формировалась в условиях наиболее интенсивного химического выветривания. Об этом же говорит максимальная степень разрушенности эндогенных ассоциаций в иенгрских породах. Здесь в кварцитах и в «глиноземистых» гнейсах отмечаются две отрицательно связанные между собой группы элементов. Основу одной из них составляют Ga, Zr, Ti и Cr, другой — Cu, Mn, Ba, Sr и Pb. Такое расположение их напоминает обычную группировку, обусловленную различной подвижностью элементов при гипергенезе, в осадочных породах, формировавшихся при интенсивном химическом выветривании.

Большая часть пород остальных частей разреза алданской серии характеризуется довольно хорошей сохранностью многих эндогенных ассоциаций, что свойственно осадочным образованиям со слабой степенью химической выветрелости слагающего материала.

Полученный вывод может быть использован при стратиграфической корреляции архейских образований различных участков Алданского щита. Например, «глиноземистые» гнейсы одного из участков так называемой серии Зверева в верхнем течении р. Тимптон (Судовиков и др., 1965) по петрохимическим особенностям весьма близки гнейсам тимптонской подсерии (фиг. 4 и 5).

Комплекс пород алданской серии, возраст которых, по данным свинцово-изохронного метода, составляет 3—3,5 млрд. лет (Рудник и др., 1969), является одним из наиболее древних. В составе серии присутствуют карбонатные породы, представленные массивными или полосчатыми крупнозернистыми (до гигантозернистых) мраморами и кальцифирами. Карбонатные породы составляют не более 3% от объема серии и в центральной части щита не образуют самостоятельных горизонтов, а встречаются в виде пластов или пачек (мощностью от первых до десятков метров, редко более), как правило, плохо выдержанных по простиранию. Распределены карбонатные породы по разрезу неравномерно и в заметных количествах встречаются на двух стратиграфических уровнях в составе тимптонской и джелтулинской подсерий (см. таблицу).

В разрезе тимптонской подсерии карбонатные породы в ассоциации с метаморфизованными мергелистыми и туфогенно-мергелистыми породами, алевропсаммитовыми граувакками и карбонатными туфами образуют прослои в мощной однородной толще основных вулканитов. Основная часть карбонатных образований приурочена к средней части подсерии (федоровская свита), в которой они слагают местами до 10%. Среди карбонатных пород на этом стратиграфическом уровне развиты

Фиг. 6. Распределение карбонатных пород кальцитового и доломитового состава по площади распространения образований алданской

серии 1 - 3оны преобладаниякальцитовых мраморов; <math>2 - 30ны преобладания доломитовых мраморов; 3 - 30ны с признаками повышенной солености бассейна седиментации (a - c находками ангидрита в породах, 6 с косвенными признаками); 4 - месторождения и рудопроявления, пространственно-связанные с карбонатными породами (<math>a -железных руд, 6 -флогопита)



преимущественно доломитовые и кальцит-доломитовые разности. Лишь на отдельных участках Алданского щита тимптонские карбонатные породы представлены кальцитовыми мраморами. Распределение этих зон на площади, по-видимому, достаточно сложное и его закономерности пока не ясны. Поскольку основные проявления флогопита и железных руд, пространственно связанные с карбонатсодержащими частями разреза тимптонской подсерии, располагаются в зоне развития существенно доломитовых разностей (фиг. 6), выяснение этих закономерностей может представлять практический интерес. Среди образований федоровской свиты рядом исследователей (Каргатьев, 1970; Сердюченко, 1972) отмечаются признаки первичной соленосности.

В составе джелтулинской подсерии карбонатные породы ассоциируют с метаморфизованными осадочными и реже вулканогенно-осадочными образованиями: алевропсаммитовыми граувакками, глинами, мергелистыми и туфогенно-мергелистыми породами. Большая часть карбонатных пород приурочена к разрезу кюриканской свиты, в которой они на отдельных участках слагают не менее 15%. Среди карбонатных пород развиты кальцитовые, доломитовые и смешанные по составу мраморы. Распределение их по площади (междуречье Тимптона и Учура) характеризуется отчетливой зональностью. Так, в западной части территории развиты существенно кальцитовые мраморы, а в восточной — доломитовые (фиг. 6).

В мраморах алданской серии содержания большинства малых элементов резко понижены по сравнению с вмещающими их метатерригенными и метавулканогенными образованиями. При этом содержания малых элементов по своему порядку вполне сопоставимы с содержаниями их в седиментогенных карбонатных породах неогея, отлагавшихся в нормальных морских бассейнах, и близки к средним их значениям.

Однако следует подчеркнуть две геохимические особенности архейских карбонатных пород Алданского щита. Первая из них заключается в довольно высоком содержании стронция в алданских мраморах кальцитового состава. Среднее содержание стронция в них (по данным рентгеноспектрального анализа, определения В. Н. Топорского, ВСЕГЕИ) составляет 0,11%², в то время как, например, в верхнедокембрийских нижнекембрийских кальцитовых известняках Алданского района оно составляет 0,04% (Воробьев, Пожарицкая, 1966). Данные ряда исследо-



Фиг. 7. Изменение содержания марганца в метаосадочных образованиях алданской серии 1 — тимптонский уровень; 2 — джелтулинский уровень; 3 — гумидная зона; 4 — аридная зона (3, 4 — по Ронову, Ермишкиной, 1959)

вателей (Zeller, Wray, 1956; Вольф и др., 1970, и др.) свидетельствуют о том, что содержание стронция в карбонатах может в какой-то степени служить параметром условий среды осадконакопления, а максимальные содержания стронция приурочены к осадкам, содержащим арагонит. По Р. Фейрбриджу (1970), содержание стронция в морских кальцитах в среднем около 0,01, в пресноводных кальцитах — около 0,001, в морских арагонитах 0,1—1%. Следовательно, повышенные количества стронция в алданских кальцитовых мраморах могут быть удовлетворительно объяснены первичным арагонит-кальцитовым их составом. В пользу такого предположения будто бы свидетельствует

постоянное наличие в этих породах примеси свинца (до 0,005%) и значительного (до 0,03%) количества бария, что также более характерно для арагонита, чем для кальцита. Поскольку для осаждения арагонита необходимы сравнительно высокие значения pH и повышенные температуры, не исключено, что обстановка архейского карбонатонакопления характеризовалась этими условиями.

Другая интересная геохимическая черта архейских мраморов Алдана связана с низким содержанием в них марганца, количество которого не превышало первых сотых долей процента. Как было показано рядом исследователей, относительное содержание марганца в карбонатных породах в значительной мере зависит от климатических условий осадконакопления. Так, карбонаты аридных зон литогенеза заметно обеднены марганцем по сравнению с глинами и песками в отличие от гумидных зон, для которых типична обратная картина. Характерной чертой распределения марганца в осадочных породах аридных зон является резкое уменьшение его содержания в направлении от берега в глубь бассейна и менее сильное, чем в осадках гумидных зон, изменение содержания марганца при переходе от лагунных и континентальных образований к прибрежно-морским. Как следует из фиг. 7, основу которой составляют данные А. Б. Ронова и А. И. Ермишкиной (1959), особенности распределения марганца в породах тимптонской и джелтулинской подсерий весьма близки к распределению его в осадках аридных зон. С выводом о субаридном характере литогенеза во время накопления осадков тимп-

² Максимальное содержание стронция в кальцитовом мраморе 0,22%. В алданских доломитовых мраморах оно не превышает 0,02%.

тоно-джелтулинской части алданской серии согласуется широкое развитие на этом уровне доломитов среди карбонатных пород, косвенные данные о возможном присутствии арагонита в их составе, наличие признаков соленосности в отложениях тимптонской подсерии, а также весьма слабая степень химической дифференциации осадочных пород этого возраста.

Приведенные материалы следует учитывать при прогнозной оценке территории развития пород алданского комплекса на некоторые виды полезных ископаемых. Так, глубокая химическая и осадочная дифференциация метатерригенных пород иенгрской подсерии позволяет считать их потенциально перспективными на обнаружение высокоглиноземного сырья (и абразивных материалов), в то время как слабодифференцированные метаосадочные образования тимптоно-джелтулинской части разреза являются в этом смысле малоперспективными. С другой стороны, метаосадочные породы джелтулинской подсерии, по ряду признаков сходные с пестроцветными формациями неогея, формировавшимися в условиях осадконакопления, близкого к аридному, по всей вероятности, более перспективны на обнаружение повышенных концентраций меди, свинца и цинка. Данные о зональном распределении по площади кальцитовых и доломитовых мраморов кюриканской свиты показывают, что химически чистые немагнезиальные мраморы, которые могут представлять интерес как сырье для химической и цементной промышленности, распространены только в бассейне р. Тимптон.

ί.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурков Ю. К., Давыдов Г. В., Неелов А. Н., Предовский А. А., Савельев А. А., Хильтова В. Я. Методика выявления первичной природы метаморфических пород.— В кн.: Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., «Недpa», 1972.
- Воинов А. С., Негруца Т. Ф. Некоторые особенности эволюции мета-терригенных ятулийских толщ Лехтинской структуры. Вестн. ЛГУ, Сер. геол. и геогр., 1969, вып. 4, № 24.
- Вольф К. Х., Чилингар Д. В., Билес Ф. У. Элементарный состав карбонатных органических остатков, минералов и осадков. В кн.: Карбонатные породы. М., «Мир», 1970.
- Воробьев Е. И., Пожарицкая Л. К. Распределение бария и стронция в ультраосновныхщелочных породах и карбонатитах Восточной Сибири.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1966.
- Головенок В. К. Среднепротерозойская кора химического выветривания в северной части Байкальской горной области. В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., «Наука», 1971.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации
- метаморфизма. М., «Недра», 1970. Доильницина В. А., Инина К. А. Сборник химических анализов горных пород Карелии. Петрозаводск. 1967.
- Каргатьев В. А. Ангидрит в диопсидовых породах Центрально-Алданского района.-В кн.: Минеральное сырье, вып. 22, М., «Недра», 1970.
- Кицул В. И., Шкодзинский В. С. Инертность-подвижность компонентов в условиях метаморфизма и мигматитообразования гранулитовой фации и критерии ее расчленения (на примере Алданского щита). — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, 1972.
- Коваль И. К., Щеголев И. Н. Геохимическая характеристика фациального профиля же-лезисто-кремнисто-сланцевой формации северной части КМА.— В кн.: Вопросы гео-логии и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежск. ун-та, 1970.
- Кулиш Е. А. Особенности осадконакопления высокоглиноземистых пород иенгрской серии Алданского архея.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 3.
- Михайлов А. С., Смилкстын А. О., Светлицкий Н. И., Суховерхова М. В. Геолого-геохимические особенности главнейших фосфоритоносных формаций Алтае-Саянской складчатой области. М., «Недра», 1970.
- Ордынец Г. Е. К вопросу о возрасте углисто-кремнистых сланцев Ишимской Луки.— Бюл. МОИП, 1969, т. XLIV (6).

- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах.— Геохимия, 1959, № 3.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ.— Геохимия, 1970, № 4.
- Рудник В. А., Соботович Э. В., Терентьев В. М. Об архейском возрасте древнейших пород Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4.
- Салоп Л. И., Травин Л. В. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита.— Сов. геология, 1971, № 3.
- Семененко Н. П., Половко Н. И., Жуков Г. В., Ладиева Б. Д., Макухина А. А. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР, Кнев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные. В кн.: Докл. сов. геол. и XXIV сессии МГК. Сер. геология докембрия. Л., «Наука», 1972.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелова А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965.
- Травин Л. В. К выяснению первичной природы архейских пород Алданского щита. В кн.: Материалы 7-й научн. конф. по геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1970.
- *Травин Л. В.* О некоторых слоистых текстурах архейских пород Алданского щита.--Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1974, т. 199.

Фейрбридж Р. В. Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории Земли. В кн.: Карбонатные породы. М., «Мир», 1970.

Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 195.

Zeller E., Wray J. Factors influencing precipitation of calcium carbonate.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 40, 1956.

ВСЕГЕИ, Ленинград Дата поступления 11.V.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1977 г.

УДК 552.14:550.3

О ЗОНЕ ПОСТОЯННОЙ ПЛОТНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ЕЕ ЗНАЧЕНИИ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В. И. БЕЛКИН

Изложены данные многолетних петрофизических исследований в Полярном Предуралье о закономерностях уплотнения осадочных пород. Предельная величина плотности большинства осадочных пород, к превышению которой не может привести дальнейшее увеличение глубин погружения и давления, заключена между 2,71 и 2,72 г/см³ и в пределе стремится к е — основанию натуральных логарифмов (г/см³). Зона земной коры, где достигнута и существует указанная предельная плотность, получила наименование «зоны постоянной плотности». В этой зоне плотность и ряд связанных с нею параметров различных пород нивелируются, т. е. приходят к примерно одинаковым предельным величинам. Физические параметры зоны постоянной плотности вналогичны указываемым для «гранитного слоя», хотя в наиболее глубоких впадинах в «зоне постоянной плотность» осазываются осадочные породы. Указывается на принципиальность различия молодого (океанического) и старого (впадинного) типов «безгранитной» коры.

Печорской геофизической экспедицией в 1966-1975 гг. были проведены детальные петрофизические исследования в Полярном Предуралье. Этот район оказался чрезвычайно удобным полигоном для таких исследований. Обилие скважин глубиной до 1,0-2,0 км, пройденных с практически полным отбором керна и пробуренных в зонах с различным составом пород и уровнем их эпигенетических преобразований, а также наличие лабораторной базы позволили проследить закономерности изменения физических свойств осадочных пород со значительно большей детальностью, чем в большинстве других районов. Было опробовано более 100 000 образцов из 328 детально изученных разрезов. Некоторые результаты этих исследований опубликованы ранее (Белкин 1973, 1974, 2, 1976). К числу наиболее важных результатов относится создание единой системы отсчета (числовой оси) преобразований пород в ходе прогрессивного эпигенеза и соотнесение этой шкалы со стадиями преобразования пород по Н. Б. Вассоевичу (1962), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову (1971), Н. В. Логвиненко (1968), что обеспечивает глубинную привязку основных событий прогрессивного эпигенеза.

На фиг. 1 показаны распределения ряда физических свойств терригенных пород и известняков на разных стадиях катагенетического уплотнения, при различных глубинах максимального погружения. Наиболее резко различаются по физическим свойствам арениты (хорошо промытые, отсортированные, наиболее однородные по вещественному составу) и вакки. Они обладают противоположными литологическими признаками⁴ (Вильямс и др., 1957). При построении фиг. 1 использованы данные опробования 6926 образцов.

¹ Применение терминов «арениты» и «вакки», малоупотребляемых в отечественной литологии, напротив, практически общепринято в англо-американской геологической литературе. Наиболее четко классификационные отличия вакк от аренитов сформули-





1 — вакки; 2 — арениты; 3 — известняки; 4 — аргиллиты

Соотношение стадий уплотнения, для которых приведены распределения физических свойств пород, с этапами их постседиментационного преобразования, а также со стадиями углефикации подробно обосновано ранее (Белкин, 1976). Здесь уместно лишь привести схему, заимствованную из указанной работы (таблица).

Процесс катагенетического уплотнения пород отчетливо связан с нивелировкой их физических свойств, дисперсия которых с погружением уменьшается, в пределе стремясь к нулю (фиг. 1). Сходная тенденция была еще ранее показана для пород перми и карбона Пермского Прикамья (Быков и др., 1973). Исследования автора показали, что модальное значение плотности при чрезвычайно островершинном распределении ее значений, характерном для погружения более чем на 6,5 км, приблизительно равно числу е — основанию натуральных логарифмов (*c*/*см*³). Это представляется очень благоприятным обстоятельством, бла-

рованы Х. Вильямсом и др. (1957). Детальное изучение физических свойств обломочных пород Полярного Предуралья, проведенное автором статьи, позволило установить, что большинство физических параметров гораздо больше зависит от признаков, отличающих вакки от аренитов, чем от любых других, включая размер зерен. Так, песчаники вакки гораздо больше отличаются от песчаников — аренитов по плотности, пористости, скорости распространения ультразвука, чем от аргиллитов. Этот факт побудил воспользоваться понятиями «арениты» и «вакки» как важными таксонами в осадочной петрофизике.

Схема	сопоста	авления	стадий	уплотнени	ія со	стад	иями	углефи	кации
и кр	уппыми	этапами	преобр	азования	пород	(по	разны	м автој	рам

Н. Б. Вассо- евич, 1962	Н. В. Логви- ненко, 1968	А. Г. Коссов- ская, В. Д. Шутов, 1971		в. И.	Белкин, 1976	
кру	пные этапы пре	образования пор	юд	стадии уплотнения	стадии углефи- кации марки углей	глубины мак- симального погружения, <i>м</i>
Протокатаге- нез	Ранний ката- генез	Начальный эпигенез	Поэдний диа- генез Ранний ка- тагенез	I II III	Б Д Г	до 1000 1000—2200 2200—2800
Мезокатаге- нез	Поздний ка- тагенез	Глубинный катагенез	Средний ка- тагенез	IV V	ГЖ Ж К ОС	2800 —4200 4200—5 300
			Поздний ка- тагенез	VI	T	5300-6500
Апокатагенез	Ранний мета- генез	Ранний мета- генез	Ранний мета- генез	VII	ПА A	>6500

Примечание. Глубины максимального погружения даны для Полярного Предуралья. В других регионах, при других значениях геотермического палеоградиента, могут быть другие величины.

годаря которому в дальней шем можно будет упростить многие расчеты. Анализ полученных материалов показал, что во всех случаях, когда плотность пород при указанных выше погружениях превышала 2,71-2,72 г/см³ (точнее, е г/см³), такое увеличение ее объяснялось локальными аномальными (значительно превышающими кларк) примесями соединений железа и магния, причем эти концентрации настолько редки, что не оказывают влияния на распределения. Вышеназванная величина плотности является асимптотической — кривые уплотнения терригенных пород и известняков, достигнув указанного выше предела, в дальнейшем уже не изменяются при растущем погружении (фиг. 2). Зона земной коры, где наблюдается неизменной вышеуказанная плотность осадочных пород, получила наименование «зоны постоянной плотности» (Белкин, 1974). Эта зона выявлена в различных районах Полярного Предуралья — в наиболее погруженной предгорной части Предуральского прогиба и в наиболее погруженной части находящейся за пределами прогиба Коротаихинской наложенной впадины (фиг. 3). Наличие этой зоны диагностировано у пород разного возраста и различной фациальной принадлежности. В последнее время автору удалось диагностировать наличие зоны постоянной плотности по данным изучения 900 образцов из скв. 4186 в Восточном Донбассе. Зона постоянной плотности соответствует полуантрацитовой и антрацитовой стадиям углефикации (см. таблицу).

Причиной нивелировки физических свойств осадочных пород в зоне постоянной плотности является далеко зашедшее устранение различий в их структуре. Все породы стремятся приобрести единообразную наиболее устойчивую в условиях высокого давления, «наиболее плотно упакованную», структуру. Приобретя таковую, они лишаются и физического разнообразия. Химическое разнообразие существенно силикатных терригенных пород практически малозначимо физически уже со стадии седиментогенеза. К тому же при катагенезе параллельно со структурными преобразованиями происходит усреднение химического состава всех осадочных пород, включая не только терригенные разности, но и





ного предуралья (условные знаки см. фиг. 4) кам), то уплотнением — напротив дифференциация пород.

Погружение пород в зону постоянной плотности приводит к ликвидации большинства физических границ внутри этой зоны. Между пластами пород, обладающих одинаковой плотностью, естественно, не может быть плотностных границ. В значительной мере это касается и скоростных границ, хотя различия в скорости могут иногда сохраняться из-за связи между скоростью и текстурно-структурными особенностями пород, в частности слоистостью, кливажом и трещиноватостью, а также степенью их неоднородности. Различия в этих особенностях исчезают позднее и постепеннее, чем различия в плотности. Тем не менее зона постоянной плотности в подавляющем большинстве случаев может рассматриваться как сейсмически прозрачная, лишенная устойчивых скоростных границ.

известняки. Происходит ининфильтрация тенсивная карбонатного материала, получаемого как за счет растворения неустойчивых в верхних слоях коры обломков, так и за счет разложения органического вещества. Усреднение состава и свойств пород завершают процессы бластеза, уничторазличия между жающие зернами и цементом и преобразующие двухкомпонентную зернистую систему в однокомпонентную с гранобластовой структурой.

Bce вышеизложенное приводит к устранению физических различий, связанных с разницей гранулометрического состава пород. К этому ведет также усреднение состава поровых растворов И, следовательно. продуктов их кристаллизации, связанное с практическим прекращением водообмена с внешней средой, что отмечалось и ранее в основании осадочного чехла Русской платформы (Копелиович, 1965).

Как видно из фиг. 1, при меньших погружениях наблюдается не только увеличение дисперсии, но и рост многовершинности распределений. Иными словами, если с погружением и уплотнением пород связана интеграция их по физическим свойствам (а следовательно, и по многим другим признакам), то с поднятием и раз-



Фиг. 3. Тектоническая схема северо-западного Приуралья 1 — горное обрамление региона; 2 — глыба Карпинского; 3 — площади неглубокого (<500 м) залегания зоны постоянной плотности; 4 — точки наблюдения

В Полярном Предуралье, в зоне постоянной плотности, не прослеживаются плотностные границы внутри осадочного чехла (возможно, включая метаморфическую толщу). Единственно прослеживаемой здесь плотностной границей является поверхность эпикарельского фундамента, отделяющая нижнюю часть осадочного чехла с указанными выше величинами плотности от толщи с $\delta = 2,9 \ e/cm^3$. По физическому смыслу эта граница очень близка к поверхности Конрада. Сейсмические границы в зоне постоянной плотности также не прослеживаются: выделяются лишь отражающие площадки, но корреляция их весьма затруднительна.

Из вышеизложенного можно сделать вывод об отсутствии в полосе развития зоны постоянной плотности «гранитного слоя», так как плотности подстилающей эту зону толщи (2,9 г/см³) характерны уже для «базальтового слоя». В то же время сама «постоянная плотность» соответствует таковой «гранитного слоя». Иными словами, на данном участке «гранитный слой» представляется нижней частью осадочной (по первоначальному происхождению) толщи.

Основываясь на вышеприведенных материалах, можно сделать ряд выводов о природе и распространенности «гранитного слоя», как в Полярном Предуралье, так и за его пределами. В Полярном Предуралье за пределами полосы развития зоны постоянной плотности осадочный чехол четко стратифицируется по физическим свойствам на толщи, границы которых отмечены значительными величинами избыточной плотности. Значения последних убывают к зоне постоянной плотности. Наличие указанных избыточных плотностей является в разных случаях либо следствием высокой плотностной дифференциации пород в верхних горизонтах осадочного чехла (фиг. 1, 2), либо следствием перерывов и размывов, обусловливавших выпадение из плотностного разреза отдельных его интервалов. На фиг. 2 и 4 показаны плотностные разрезы (графики изменения средневзвешенной плотности): сводный для Полярного Предуралья (см. фиг. 2), а также локальные (фиг. 4) — для предгорной части Предуральского прогиба (а), для района глыбы Карпинского (б), Шапкинского вала (в). Расположение участков, для которых приведены

Q#



Фиг. 4. Типы плотностных разрезов

а — предгорной части Предуральского краевого прогиба; б — глыбы Карпинского, в — Шапкинского вала; 1 — область существования кривых уплотнения; 2 — песчаные породы; 3 — угольные пласты; 4 — эффузивные породы; 5 — туфогенные породы; 6 — конгломераты; 7 — алеврито-глинистые породы; 8 — известняки; 9 — сланцы; 10 — зоны выпадения интервалов плотностных разрезов

плотностные разрезы, показано на фиг. 3. Левые стороны разрезов делятся на две части: верхнюю, заштрихованную — область существования семейства кривых, описывающих изменение плотности с глубиной для различных пород, и нижнюю, где значения плотности ложатся на прямую, параллельную оси глубин. На этих фигурах отчетливо видны физические границы двух типов. 1. Границы, обусловленные выпадением какой-то части плотностного разреза, вследствие чего контактируют между собой более или менее отдаленные друг от друга его участки. Такого рода границы могут возникнуть лишь вследствие глубокого размыва. При этом резкость границы зависит от того, к какой части плотностного разреза приурочен размыв, так как градиент уллотнения существенно уменьшается с глубиной.

2. Границы, обусловленные сменой литологического состава пород, т. е. сменой условий осадконакопления. Такие границы могут, естественно, возникнуть лишь в верхней части плотностных разрезов, за пределами зоны постоянной плотности. Резкость этих границ будет тем меньше, чем ниже по плотностному разрезу они проявятся.

Как видно из фиг. 2, границы первого рода проявляются в смещении участков всей области существования кривых уплотнения, границы второго рода — в смещении фактических значений средневзвешенной плотности с одной из кривых уплотнения на другую. Наиболее резкая граница отмечена в плотностном разрезе предгорной части Предуральского прогиба (фиг. 4, а), где имел место размыв глубиной >6 км, и неконсолидированные породы мела и кайнозоя непосредственно перекрывают зону постоянной плотности, охватывающую здесь не только кристаллический фундамент (эпибайкальский), но и почти весь сохранившийся от размыва осадочный чехол. Именно поэтому «гранитный слой» здесь невозможно физически выделить в качестве отдельной толщи. Такое выделение возможно в более западных районах региона (фиг. 4, б, в), где физические свойства низов осадочного палеозойского покрова, уже несколько отличаются от таковых у фундамента. Очевидно, что наиболее четко «гранитный слой» должен проявиться на древних платформах, где мощность осадочного чехла 3-4 км, и последний, следовательно, достаточно резко отделен от фундамента по плотности. Итак, на обширных пространствах Тимано-Печорской провинции набором физических свойств, характерных для «гранитного слоя», обладает кристаллический фундамент этой провинции, сложенный метаморфизованными породами рифейского возраста (Кремс и др., 1974). Следовательно, именно рифейская толща может рассматриваться здесь как «гранитный слой». В районе распространения «зоны постоянной плотности», в Предуральском прогибе, та же рифейская толща, с тем же набором физических характеристик, также присутствует, однако здесь она неотделима от вышележащих слоев осадочного чехла. Таким образом, для того чтобы «гранитный слой» выделялся в разрезе, требуется, во-первых, чтобы он был отделен от вышележащей осадочной толщи поверхностью несогласия, образовавшей отдельный структурный этаж, и, во-вторых, чтобы эта поверхность несогласия лежала вне зоны постоянной плотности, т. е. над нею.

Мысль о приуроченности важнейших сейсмических границ в земной коре к поверхностям несогласий была впервые сформулирована И. А. Резановым (1962). Она может быть подтверждена экспериментальными данными Н. Н. Пузырева (1959), показавшего, что в случае соизмеримости переходного слоя с длиной отраженной волны отражение не может быть получено. Но всякий слой непрерывного разреза является переходным, следовательно, толща, лишенная перерывов, сейсмически прозрачна. С другой стороны, само появление «гранитного слоя» в силу вышеизложенных соображений возможно лишь на старых участках земной коры, прошедших длительную историю и накопивших огромную массу осадочных пород. На молодых участках земной коры (океанической) возникновение «гранитного слоя» невозможно, поскольку на них маломощные осадки весьма далеки от предельного уплотнения, появляющегося лишь при наличии многокилометровых осадочных толщ. Таким образом, легко разъясняется коренная противоположность между двумя типами коры, лишенной «гранитного слоя»: океанической, молодой тонкой коры, хорошо известной в океанах, и толстой коры в глубоких континентальных впадинах типа Прикаспийской.

ЛИТЕРАТУРА

- Белкин В. И. Особенности продуктивной толщи Печорского бассейна в свете петрофизических данных.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северовостока Европейской части СССР и севера Урала, т. П. Сыктывкар, Коми книжное изд-во, 1973.
- Белкин В. И. Латеральная изменчивость физических свойств пород перми и триаса Полярного Предуралья. В кн.: Латеральная изменчивость состава и физических свойств осадочной толщи в пределах локальных структур и ее отражение в зональности геофизических полей. Тр. ВНИГНИ, Пермь, 1974, вып. 160.
- Белкин В. И. Латеральная изменчивость физических свойств осадочных комплексов Полярного Предуралья.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 19742, т. XI, IX, вып. 4.
- Белкин В. И. Прогрессивный эпигенез угленосных отложений Печорского бассейна по данным петрофизических исследований. В сб.: Геология и петрография Западного Урала, вып. 7. Пермь, 1976.
- Быков В. Н., Наборщикова И. И., Чикилева И. А. Изменение физических свойств осадочных пород с глубиной их залегания.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1973, № 4.
- Вассоевич Н. Б. О стадиях литогенеза нефтематеринских отложений терригенного типа. В сб.: Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1962.

Вильямс Х., Тернер Дж. Ф., Гильберт Ч. М. Петрография. М., ИЛ., 1957.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза. В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 121.

Кремс А. Я., Вассерман Б. Я., Матвиевская Н. Д. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М., «Недра», 1974.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. М., «Наука», 1968. Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отражающих волн. М., Гостоптехиздат, 1959.

Резанов И. А. О строении земной коры платформенных областей. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. XXXVII (I).

Печорская геофизическая экспедиция, Воркута

Дата поступления 4.VIII.1976

УДК 553.635

ГЛАУБЕРИТ КАК ИСТОЧНИК СУЛЬФАТА НАТРИЯ

Л. М. ГРОХОВСКИЙ

Глауберит (Na₂SO₄·CaSO₄) встречается в миоцен-олигоценовых и более древних соленосных отложениях, в четвертичных погребенных пластах солей Кара-Богаз-Гола и в современных соляных озерах. Рассматриваются формы нахождения и возможности промышленного использования глауберита путем его разложения для получения сульфата натрия, а также интенсификации этого процесса при добыче рассолов Кара-Богаз-Гола.

Выявление в соленосных отложениях различного возраста глауберита свидетельствует о его широком участии в процессах соленакопления. Для практических целей и для познания закономерностей современного и древнего соленакопления необходимо детальное изучение условий образования и распада глауберита.

Двойной сульфат калия и натрия — глауберит (Na₂SO₄·CaSO₄), впервые обнаруженный в 1807 г. в третичных соленосных отложениях Испании, длительное время не привлекал особого внимания, так как был встречен в сравнительно немногих районах в ограниченном количестве, и часто его принимали за гипс. Глауберит был обнаружен в ископаемых и современных соленосных отложениях, но из-за небольшого количества его в известных проявлениях представлял только минералогический интерес.

Положение существенно изменилось с тех пор, как в третичных соленосных отложениях Тянь-Шаня были обнаружены значительные по мощности пласты глауберита и в ряде случает установлено, что он является породообразующим минералом. Большая заслуга в изучении свойств глауберита, особенностей его образования и распада, продуктов разложения, условий и характера распространения в третичных отложениях принадлежит В. Н. Щербине (1952), под руководством которого проводились обширные исследования ископаемого глауберита в Средней Азии. Примерно в то же время глауберит был обнаружен М. Г. Валяшко, И. Н. Лепешковым и другими исследователями в многочисленных соляных озерах Прикаспия, Приаралья и других районов. Глауберит был встречен в виде кашеобразной массы, образующей слои и линзы в донных соляных отложениях. Кристаллические разности его встречаются в озерах значительно реже и в меньших количествах. Присутствие глауберита отмечалось и в современных осадках на дне залива Кара-Богаз-Гол. Несколько позже мощные слои глауберита, представленного кристаллическими разностями, были открыты и изучены в погребенных пластах солей залива Кара-Богаз-Гол. На территории Советского Союза новые находки глауберита, обнаруженного в юрских и в пермских соленосных отложениях, свидетельствовали о широком его распространении, наличии значительных скоплений, существенной роли в образовании соленосных отложений и в процессе соленакопления.

Обнаружение глауберита в древних соленосных бассейнах различного возраста, в погребенных соленосных отложениях четвертичного возраста залива Кара-Богаз-Гол, в современных рапных и «сухих» соляных озерах показывает, что изучение глауберита заслуживает значительного внимания не только для решения многих теоретических вопросов процессов соленакопления, но и для практических целей, связанных с промышленным использованием его. В настоящее время изученность глауберита в этих аспектах совершенно недостаточна.

В соответствии с потребностями промышленности в минеральном сырье и состоянием изучения современного и древнего процессов соленакопления и образования месторождений различных солей ориентировочно можно наметить три основных направления исследований глауберита и процессов, связанных с его образованием, существованием и распадом: глауберит как источник промышленного получения сульфата натрия, как источник пополнения сульфат-иона и иона натрия в рассолах, эксплуатируемых для извлечения сульфата натрия и других солей, и как участник процессов, происходящих в современных соляных озерах, связанных, в частности, с образованием пластов тенардита.

Глауберит как возможный источник промышленного получения товарного сульфата натрия. Свойство глауберита как двойной соли сульфатов кальция и натрия легко разлагаться под воздействием воды на сульфат натрия, переходящий в раствор, и сульфат кальция, выпадающий в виде гипса, при незначительном содержании последнего в образующемся растворе, делает глауберит весьма заманчивым источником сырья для получения сульфата натрия и попутного получения гипса. При этом ничтожное содержание в глауберите легкорастворимых примесей, кроме присутствующего иногда в знанительных количествах хлорида натрия, позволяет получать из раствора сульфат натрия с незначительным количеством примесей. По эффективности извлечение из глауберита сульфата натрия вполне сравнимо с получением его из рассолов Кара-Богаз-Гола или из рапы оз. Кучук, так как при этом устраняется влияние недостаточной стабильности режима озерного бассейна, а, следовательно, и состава рапы, воздействие климатических условий, неодинаковых в разные годы, а также необходимость предварительного извлечения мирабилита из сложного по составу растворенных солей раствора. Благодаря резкому преобладанию в полученном из глауберита растворе ионов натрия и сульфата появляется реальная возможность извлекать из раствора различными способами, от высаливания в природных условиях до получения в условиях завода, непосредственно безводный сульфат натрия в виде тенардита.

В настоящее время глауберит в заметных количествах известен в пермских соленосных отложениях, в частности, в хр. Малый Каратау и низовьях р. Асса, где он обнаружен в скважинах на глубине 600—800 м в толще, представленной чередованием терригенных и хемогенных пород (Колесникова, 1963). Весьма вероятно его присутствие в пермских соленосных породах в восточной части Прикаспийской впадины и в западной части Предуральского прогиба, а также и в других районах, особенно там, где встречаются полигалитовые породы. Известен глауберит и в юрских соленосных отложениях, в частности, в Шедокском месторождении каменной соли на Северном Кавказе, в Гаурдакском месторождении каменной соли в восточной Туркмении. Весьма вероятно обнаружение его в месторождениях каменной соли Узбекистана и Таджикистана.

Однако пока в качестве наиболее перспективного источника глауберита можно рассматривать только третичные соленосные отложения Средней Азии, в которых известны весьма крупные проявления глауберита, обычно связанные с месторождениями солей, где пласты галита или тенардита чередуются с карбонатно-глинисто-гипсовыми или глауберитово-глинистыми породами. Глауберит присутствует в пластах каменной соли в виде прослоев или примесей, образуя галит-глауберитовую породу, а также в виде линз и пластов относительно чистого глауберита или глинисто-глауберитовой породы, чередующихся с пластами каменной соли и галопелитов. Возраст этих месторождений, образование которых обычно связывают с глубокими лагунами и отшнурованными от моря озерами, чаще всего определяется как олигоценовый и миоценовый.

В работе И. Е. Батырчаева, А. А. Зиновьева, И. Г. Дружинина (1960) описано соляное месторождение Кичик-Куль (Арал), на берегу р. Какомеран в Джумгальском районе. По данным разведки, мощность глауберитовой линзы составляет 85 м, из них 42 м представлены относительно чистым глауберитом, а мощность линз очень чистого глауберита с содержанием его до 93% достигает 12 м. Глауберитовая порода содержит мало NaCl, сравнительно мало MgCO₃, но количество в ней карбонатноглинистых примесей велико (30—75%). Среднее содержание глауберита близко к 50%. Сверху месторождение покрыто гипсово-мирабилитовой корой выветривания. Ориентировочные запасы сульфата натрия составляют 16 млн. т.

И. Г. Дружинин, М. Кыдынов, С. А. Ломтева (1963) приводят характеристику месторождения Алабуга-Нарын, в котором соляные отложения представлены чередующимися пластами соленосных глин, галита и глауберита, с преобладанием последнего. Выходы этих отложений прослеживаются на 40 км. Мощность отдельных пластов глауберита достигает 12 м.

В Камыш-Курганском соляном месторождении верхнемиоценового возраста пласты галита мощностью от 10 до 100 *м* залегают в мощной толще засоленных глин, глинисто-гипсовых, глинисто-глауберитовых и галито-глауберитовых пород. В пластах галита примесь глауберита достигает 10—15%, имеются в них и галито-глауберитовые слои.

Можно полагать, что в большей части месторождений галита и тенардита третичного возраста, таких, как Кетмень-Тюбинское, Кочкорское, Чуль-Адырское, имеются крупные скопления глауберита с запасами сульфата натрия, достигающими десятков и сотен млн. *т*. Пока, к сожалению, эти месторождения и проявления глауберита с целью выявления его запасов и получения качественной и технологической характеристики специально не изучены, а во многих из них глауберит ошибочно был принят за гипс из-за методического несовершенства анализов.

К настоящему времени недостаточно изучены технология разложения глауберита и выделения из получающихся растворов товарного сульфата натрия. Не исследованы вопросы обогащения глинисто-глауберитовых, галито-глауберитовых и глауберитовых пород с одновременным или последующим извлечением в раствор сульфата натрия. Не проводились пока и серьезные технико-экономические расчеты целесообразности использования различных способов получения из глауберита сульфата натрия.

Глауберит в погребенных пластах солей Кара-Богаз-Гола. Погребенные отложения солей в заливе Кара-Богаз-Гол были открыты еще в 40-х годах. В 1951—1954 гг. они были обнаружены и разведаны в северозападной обсохшей части Кара-Богаз-Гола, в Кургузульской бухте и Сартасском заливе (Дзенс-Литовский и др., 1956). Единичными скважинами, а затем и профилями их, было прослежено распространение этих отложений в северной и восточной частях Кара-Богаз-Гола. В соленосных отложениях, залегающих под современным пластом солей, выделены II и III горизонты, мощностью от 3 до 18 м каждый, представленные чередованием слоев глауберита, галита, реже — астраханита и эпсомита. В каждом горизонте насчитывается 1-5 слоев глауберита, 1—3 слоя галита, 1—2 слоя астраханита и эпсомита мощностью от 0,5 до 2-4 м. II и III горизонты разделяются, подстилаются и покрываются пластами гипсово-карбонатных пород мощностью от 2 до 5 м каждый. Ниже были обнаружены крупные линзы солей, названные IV соленосным горизонтом.

Общие запасы глауберита в Кара-Богаз-Голе могут составить несколько млрд. *т*. Глауберит представлен в основном кристаллическими разностями, пористыми и кавернозными. Пористость пластов галита достигает 30—35%, пластов глауберита — 20—25%.

Поры и каверны в пластах солей заполнены межкристальными рассолами с высоким содержанием ионов натрия, хлора и сульфата. В отдельных слоях и участках в рассолах повышено содержание иона магния. С 1952 г. комбинат «Карабогазсульфат» эксплуатирует межкристальные рассолы II горизонта, откачивая ежегодно до 5 млн. *м*³ рассола.

В Кургузульской бухте II горизонт залегает на глубине 5 *м* и представлен двумя мощными слоями глауберита и двумя менее мощными слоями галита. Наблюдающееся в процессе откачки интенсивное карстование солей II горизонта с образованием крупных и глубоких воронок диаметром в несколько метров, а также многолетняя стабильность состава откачиваемых рассолов, несмотря на значительные отличия в составе межкристальных рассолов по площади Кургузульской бухты и Сартасского залива, свидетельствуют о разложении глауберита в процессе длительной откачки и переходе из него в рассол сульфата натрия. Очевидно, что откачка способствует интенсификации процесса разложения глауберита, усиливая циркуляцию межкристальных рассолов и удаляя насыщенный сульфатом натрия рассол из слоев глауберита.

Несмотря на многолетнее изучение межкристальных рассолов II и III горизонтов и минералого-петрографические исследования погребенных солей (Вахрамеева, 1963), количественные соотношения в них минералов, характер взаимодействия в этих горизонтах жидкой и твердой фаз, условия и процесс распада глауберита, как и результаты воздействия многолетней откачки, остаются неясными. Это не позволяет выбрать оптимальные режимы откачки, при которых достигалось бы равномерное разрушение пластов, не приводящее к катастрофическим последствиям, и максимальное извлечение в откачиваемые рассолы сульфата натрия.

Глауберит в современных соляных озерах. Кристаллы глауберита были обнаружены еще в первой половине XIX в. в озере на острове Огурчинском в Каспийском море. М. Н. Годлевский (1939) приводит описание глауберита из засыпанного песками «сухого» соляного озера Тузкыр, в низовьях р. Амударья, в котором под пластом галита мощностью около 2 м залегает пласт кристаллического глауберита. Однако находки кристаллического глауберита были сравнительно редкими.

Значительно чаще в современных соляных озерах и солончаках встречается кашеобразный или крупитчатый глауберит белого, серого, иногда почти черного цветов, нередко со значительной примесью ила, окрашивающего глауберит в темный цвет. Такой глауберит был описан в многочисленных солончаках и «сухих» соляных озерах Прикаспийской низменности, между низовьями рек Волги, Урала и Эмбы (Валяшко, Лепешков, 1934; Курнаков и др., 1938) в северо-западном и южном Приаралье (Бергман и др., 1953), в низовьях рек Таласса и Ассы (Валяшко и др., 1952). В северо-восточном Приаралье, в «сухих» соляных озерах, глауберит был обнаружен И. Н. Лепешковым и автором (Гроховский, 1959₂).

В Северном Прикаспии и других районах в болотистых топких солончаках, обычно покрытых коркой галита, реже — астраханита или мирабилита, кашеобразный глауберит образует прослой мощностью 10— 50 см и более. Встречается он и в «сухих» соляных озерах с пластами солей — галита, астраханита, тенардита и мирабилита.

Значительная часть этих топких солончаков — Аралсор, Коктюбесор, Карабатан и многие другие в северном Прикаспии, сор Тебис, Бабенинсор и другие в Северном Приаралье, а также аналогичные солончаки в низовьях р. Чу и в других районах (Гроховский, 1959,), представляют собой «сухие» соляные озера, из которых солевая залежь полностью или частично была вынесена в горизонт грунтовых вод. Интересно, что на многих озерах в конце XIX и начале XX вв. отмечалось наличие пласта соли, чаще всего галита. На таких солончаках, как сор Тебис, Коктюбесор и др., еще сохранились залегающие совместно с глауберитом кристаллы и друзы тенардита и мирабилита со следами растворения.

При обследовании соляных озер в восточном Прикаспий в 1954— 1956 гг. (Гроховский, 1959₁) в солончаке Караколь, в северной части сора Келькор, носящей следы частичной потери солевой залежи, в озерах на п-ове Бузачи, между пос. Туща-Кудук и Барак, под слоем галита мощностью 20—40 см обнаружен кристаллический глауберит (кристаллы и друзы до 10—12 см как бы подвешены в свободной рапе), а ниже его — полужидкий ил со значительным количеством кашеобразного глауберита в верхней части слоя.

В. Н. Щербина (1952) и другие исследователи отмечают в соляных озерах парагенезис глауберита с галитом, астраханитом, тенардитом и мирабилитом, однако характер взаимосвязи между ними не рассматривается. Как было установлено нашими исследованиями в северо-восточном Приаралье, а затем проверено на большом количестве «сухих» соляных озер в других районах, в частности в низовьях рек Чу и Сарысу, на озерах Искинской группы в Прикаспии. в восточном Приаралье, глауберит сначала кашеобразный, а затем и кристаллический появляется на определенных стадиях развития «сухих» соляных озер (Гроховский, 1953, 1959₂, 1963).

Появление глауберита в «сухих» соляных озерах обычно связано с изменением направления развития этих озер, когда мощность пласта галита перестает увеличиваться, а значительная часть залегающего под галитом эпсомита или мирабилита преобразовалась в астраханит, когда озеро из конечного становится проточным для грунтовых вод и начинает терять хлористый натрий и хлористый магний, выносимые в горизонт грунтовых вод. Обычно именно в этот период в солевой залежи озера, между пластами галита и астраханита (если он имеется), или между пластами галита и мирабилита (либо ила) появляется невыдержанный прослой кашеобразного глауберита. Несколько позже в нижних слоях галита возникает и кристаллический глауберит. Этому способствуют увеличение пористости пласта галита (гранатка), появление пустот между галитом и подстилающим его сульфатным пластом за счет уменьшения. объема последнего при переходе эпсомита или мирабилита в астраханит. усиливающийся привнос в солевую залежь грунтовыми водами иона кальция.

Как показали наблюдения за соляными озерами в северо-восточном Приаралье, проводившиеся с 1945 по 1957 г., вслед за кашеобразным глауберитом в солевой залежи озера между пластом галита и подстилающим его пластом астраханита или мирабилита, образуется и постепенно увеличивается в мощности пласт тенардита. Он возникает за счет пласта астраханита, постепенно замещая его, и нижних слоев пласта галита. Постепенно мощность пластов галита и астраханита уменьшается, и они полностью исчезают, если по каким-либо причинам не изменится направление развития озера и снова не начнется увеличение мощности пласта галита. В этом случае рост пласта тенардита прекращается. Кашеобразный глауберит продолжает существовать и при регрессивном развитии озера, когда оно постепенно теряет пласт тенардита, а затем мирабилита и превращается в топкий солончак со слоем кашеобразного глауберита, с кристаллами и друзами тенардита или мирабилита. Не вызывает сомнения, что глауберит не только является предшественником тенардита, но и участником его образования. Интересно, что выпадение из рапы глауберита продолжается выше, а при полном выносе галита — ниже пласта тенардита; в последнем же глауберита, как правило, не остается. Такие взаимоотношения солей в «сухих» соляных озерах хорошо увязываются с результатами наблюдений за изменениями. термического и гидрохимического режимов солевой залежи, а также за изменениями физико-химических равновесий в ней. Кстати, обычно слой кашеобразного глауберита наполовину представлен собственно глауберитом, остальная часть его образована галитом, гипсом, магнезиальными слоями, карбонатами кальция и магния.

Именно такой ход процессов в солевой залежи подтверждается A. С. Колосовым (1959), изучавшим систему Na, Mg, CaSO, а также А. Г. Василевской (1959) и М. Ф. Ляпуновым (1959), показавшими, что на оз. Ажбулат глауберит образуется при взаимодействии рапы озера и грунтовых вод, приносящих ион кальция. Это указывает также на то, что глауберит может образоваться в не содержащих пласты солей солончаках, имеющих смешанное питание, при котором вносятся бикарбонат кальция, сульфаты и хлориды натрия.

Приведенные выше сведения о состоянии изучения глауберита свидетельствуют о перспективности его использования как источника сульфата натрия, выявляют необходимость исследования его роли в современном и древнем соленакоплении, а, с другой стороны, показывают недостаточность его изученности. По нашему мнению, глауберит заслуживает гораздо большего внимания, чем ему уделялось до сих пор, а дальнейшее изучение его позволит со значительной эффективностью использовать глауберит в народном хозяйстве.

ЛИТЕРАТУРА

- Бергман А. Г., Валяшко М. Г., Фейгельсон И. О. Соляные озера северо-западного Приаралья, плато Устюрт и низовьев р. Амударьи. — Тр. Лабор. озероведения, т. II. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1953.
- Батырчаев И. Е., Зиновьев А. А., Дружинин И. Г. Некоторые физико-химические особенности соляных пород месторождения Арал и пути их переработки.— В сб.: Материалы конф., посвящ. 100-летию со дня рождения Н. С. Курнакова. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1963.
- Валяшко М. Г., Лепешков И. Н. Урало-Эмбинская физико-химическая соляная экспе-диция.— В сб.: Экспедиции АН СССР в 1933 г. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1934. Валяшко М. Г., Нечаева А. А., Поленова Т. Б. Соляные озера Джамбулской области.— Тр. ВНИИГ, вып. ХХІV, Л.— М., Госхимиздат, 1952.
- Василевская А. Г. Двойные соединения сульфатов кальция и натрия и их роль в формировании природного тенардита. Изв. СО АН СССР, 1959, № 1, Новосибирск.
- Вахрамеева В. А. Петрография соляных отложений залива Кара-Богаз-Гол и задачи их дальнейшего изучения. — В сб.: Материалы Всес. совещ. по проблемам Каспий-ского моря 1960 г. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1963.
- Годлевский М. Н. Глауберит из соляной толщи Ишимбаево и из оз. Тузкыр.— Зап. Всерос. минералог. о-ва, 1939, ч. 68, № 4.
- Гроховский Л. М. О галитовых озерах северо-восточного Приаралья. Сб. работ треста Мосгеолнеруд, вып. 2, М., Промстройиздат, 1953.
- Гроховский Л. М. Краткие итоги работ Арало-Каспийской сульфатной экспедиции за 1953—1957 гг.— Сб. работ треста Мосгеолнеруд., вып. 4. М., Изд. ЦГРЭ, ГУЦР, 1959₁.
- Гроховский Л. М. Тенардитовые озера северного Приаралья. Сб. работ треста Мосгеолнеруд, вып. 4, М., Изд. ЦГРЭ, 19592.
- Гроховский Л. М. Соляные озера предгорий Каратау.— Тр. ВНИИСоль, вып. 10(18). М., «Недра», 1970. Дружинин И. Г., Кыдынов М., Ломтева С. А. Физико-химическая характеристика соля-

ного месторождения Алабуга-Нарына.— Ж. прикл. химии, 1963, 36, № 11.

Дзенс-Литовский А. И., Гаркави М. Ю., Еловская Л. В. Геология донных отложений и гидрохимический режим Кургузульской бухты и Сартасского залива Кара-Богаз-Гола.— Тр. Ин та геол. АН ТССР, 1956, т. І. Ашхабад.

Колесникова И. З. Глауберит в пермских отложениях хр. Малый Каратау и низовий р. Асса.— Тр. ИГН АН КазССР, 1963, № 7, Алма-Ата. Колосов А. С. Система Na, Mg, CaSO₄—H₂O при 25° С.— Изв. СО АН СССР, 1959,

- № 3, Новосибирск.
- Курнаков Н. С., Лепешков И. Н., Кузнецов Д. И. Минеральные соли и соляные озера Урало-Эмбинской области.— В сб.: Большая Эмба, т. П. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- *Ляпунов М.* Ф. О формировании тенардита в оз. Б. Ажбулат.— Изв. СО АН СССР, 1959, № 6, Новосибирск.
- Шербина В. Н. Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Фрунзе, Изд-во Кирг. фил. АН СССР, 1952.

Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР, Москва

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 3, 1977 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552:553.44 (571.51)

УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО В РИФЕЙСКИХ СУЛЬФИДОНОСНЫХ ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ ЛИНЕЙНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

А. Е. МИРОШНИКОВ, Г. Н. БРОВКОВ, С. И. ГОЛЫШЕВ, Н. А. ОХАПКИН

С формацией черных сланцев связаны многие месторождения полезных ископаемых, в том числе стратиформные колчеданно-полиметаллические. Однако сведения о распределении, формах и составе их углеродистого вещества (УВ) крайне ограничены. Учитывая сказанное, авторы считают целесообразным изложить первые результаты сравнительного изучения УВ докембрийской черносланцевой толщи Енисейского кряжа на участке Линейного месторождения и за его пределами.

Определения Соорг и хлороформного экстракта проведены в лаборатории органической геохимии СНИИГГИМС под руководством А. Э. Конторовича. Пробы весом 80—100 г дробились до зерен размером 0,25 мм и затем экстрагировались хлороформом. После обработки соляной кислотой обычным методом в аппаратуре ГОУ и (в порядке контроля) весовым методом было определено Сорг (Конторович, 1973). Для термографической и рентгеноструктурной диагностики нерастворимое в органических растворителях УВ выделялось обогащением из групповых проб пород (вес проб — первые килограммы) путем обработки их соляной и плавиковой кислотами (Богородская, 1965). Термо- и рентгенографичеческое изучение образцов осуществлялось после освобождения проб от пирита путем обработки их азотной кислотой. Анализы выполнены в лаборатории физических методов исследования СНИИГГИМС М. Ф. Соколовой. Изучение изотопии углерода проведено в лаборатории изотопных методов Томского отделения СНИИГГИМС под руководством С. И. Голышева. Химические силикатные и приближенно-количественные спектральные анализы выполнены в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

Особенности строения месторождения. Линейное месторождение находится у южного окончания Сухопитского субантиклинория. Оно отчетливо тяготеет к субширотному Рассохинскому разлому и приурочено к северному крылу небольшой субширотной антиклинали, в замковой части которой залегают известняки, на крыльях — сланцы шунтарской свиты верхнего рифея (фиг. 1). В центральной и северо-западной частях участка встречены единичные дайки диабазов. Развиты разрывные на-



Фиг. 1. Блок-диаграмма Линейного месторождения

1 — алевритовые кварц-серицитовые сланцы; 2 — углеродистые кварц-серицитовые (гидрослюдистые) сланцы; 3 — углеродистые известковистые кварц-серицитовые сланцы; 4 глинистые (гидрослюдистые, серицитовые) известняки; 5 — криптогенные и хемогенные известняки; 6 — кластические и брекчиевидные известняки; 7 — кварц-пиритовая «сыпучка»; 8 — сульфидные руды; 9 — каменистые бурые железняки; 10 — околорудные осветленные породы; 11 — кора выветривания и траницы ее распространения; 12 — скважины; 13 — дизъюнктивные нарушения

рушения (типа сбросо-сдвигов) северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений.

Рудная зона протяженностью до 1,5 км приурочена к полого секущей напластование зоне смятия и рассланцевания в черных углеродистых кварц-серицитовых сланцах. Рудные тела образуют кулисно расположенные сложные линзовидные, согласные с напластованием залежи различной протяженности (до 700—800 м) и мощности (1—35 м). Характерная особенность внутреннего строения рудных тел— чередование прослоев сплошных колчеданов с обогащенными рассеянным пиритом углеродистыми кварц-серицитовыми сланцами, местами осветленными и окварцованными. Их соотношения изменяются, но в целом колчеданные прослои преобладают.

Руды месторождения преимущественно мелкокристаллические (размер зерен до 1 *мм*), по минеральному составу подразделяются на пиритовые с незначительной примесью сфалерита и галенита, галенит-сфалерит-пиритовые, галенит-пирит-сфалеритовые. В них спорадически

Таблица 1

Содержание железа, сульфидной серы и С_{орг} в рудовмещающих сланцах Линейного месторождения, вес.%

Порода	Скважина	Интервал опро- бования, м	Fe2O3+ +FeO	S _{сульфидн}	С _{орг}
Кварц-серицитовые и кварц- гидрослюдистые углеродистые сланцы с вкрапленностью, гнез- дами, линзо- и прожилковидными выделениями пирита Те же сланцы — осветленные, гидротермально измененные Кварц-серицитовые углероди- стые сланцы, известковистые, с неравномерной вкрапленностью пирита, редко сфалерита и си- дерита	59 * 51 * 59 62 51 59 62 51	$\begin{array}{c} 251,0-263,1\\ 294,8-305,1\\ 358,8-366,5\\ 150,0-160,0\\ 266,4-271,8\\ 340,3-348,0\\ 84,0-94,0\\ 189,5-197,0\\ 384,5-390,7\\ 396,9-404,0\\ 404,0-410,0\\ 118,5-129,0\\ 292,0-299,9 \end{array}$	5,42 5,52 19,26 7,95 20,19 2,76 11,43 3,45 14,97 14,19 6,30 19,21 11,82	2,66 1,81 9,75 1,43 9,22 0,059 1,46 0,35 3,58 2,45 2,03 6,82 3,40	$\begin{array}{c} 6,85\\ 3,74\\ 5,90\\ 4,52\\ 14,15\\ 2,97\\ 0,47\\ 19,56\\ 13,99\\ 2,58\\ 4,35\\ 12,56\end{array}$

встречаются халькопирит, пирротин, ильменит, арсенопирит, бурнонит; нерудные минералы: кварц, серицит, флогопит, доломит, анкерит, сидерит, хлорит, графит и др. Обособляются две главные разновременные парагенетические ассоциации: ранняя гидротермально-осадочная пиритовая (сфалерит (?)-пиритовая) и поздняя посторогенная (наложенная) гидротермальная галенит-сфалерит-пиритовая (Охапкин, Бровков, 1976). Первая ассоциация (криптокристаллический пирит или мельниковитмарказит, по Пономареву, 1974) представлена лишь реликтовыми агрегатами. Слоистые текстуры руд подчеркиваются положением пиритовых скоплений в нерудном субстрате; сингенетичные прослои сфалерита и галенита в рудной массе не установлены. Эти минералы образуют вкрапленные и прожилково-вкрапленные агрегаты, располагающиеся как внутри слоев пирита, так и вне связи с ними. Ранний пирит I часто несет на себе следы пластических и хрупких деформаций, в то время как минералы наложенного полиметаллического оруденения (галенит, сфалерит, арсенопирит и др.) не деформированы.

Руды месторождения пористые и кавернозные; часть пустот образовалась за счет гипергенного выщелачивания руд, основная же масса, очевидно, одновременна наложенным гидротермальным процессам. Такие каверны часто крустифицированы пиритом.

Околорудные изменения проявляются во второй, наложенный этап формирования месторождения (Мирошников и др., 1976). Они четко выражены зоной гипогенного осветления вокруг рудных тел, обогащенных свинцом и цинком, слабее — окварцеванием, серицитизацией, флогопитизацией, сидеритизацией и анкеритизацией.

В верхней части рудных залежей развита хорошо проработанная древняя (палеоцен-миоценовая) зона окисления. На большей части месторождения она располагается значительно ниже современного уровня грунтовых вод.

Распространенность и морфология выделений углеродистого вещества. Участок Линейного месторождения тяготеет к толще, которую слагают четыре пачки пород морского генезиса (снизу): известняковая (400 м), углеродистая известковисто-сланцевая (40—50 м), углеродистосланцевая (80—120 м) и алеврито-сланцевая (400—600 м); основная масса оруденения локализована в третьей пачке. Известняки нижней пачки неотчетливо слоистые, серые и темно-серые, криптокристаллические, гидрослюдистые, кварцсодержащие (среднее SiO₂ 29,25%), с примесью пирита (S_{сульфидн} 0,56%) и дисперсного УВ (Сорг около 0,35%). Кварц-серицитовые известковистые сланцы обогащены пиритом и угле-




Фиг. 3. Дериватограмма углеродистого вещества рудовмещающих сланцев Линейного месторождения

Условия анализа: дериватограф № 1; ДТА — 1/5; ДТГ — 1/3; Т — 1080° С; т — 100'; mgS — 200 (1 деление — 2 мг); печь 1; атмосфера в печи — воздух

родистым веществом (табл. 1), линзовидно-сланцеватые, нередко с микрогофрировкой. Вышележащие рудоносные неизвестковые кварц-серицитовые углеродистые сланцы наряду с пиритом содержат примесь сидерита, хлорита, мусковита, парагонита, турмалина, лейкоксена, рутила и др. Устанавливается положительная корреляционная зависимость между количествами сульфидной серы и C_{opr} (фиг. 2); пирит, как правило, тяготеет к слоям и прослойкам, обогащенным УВ. В пределах месторождения сланцам свойственны узловато-линзовидная сланцеватость, повышенная дислоцированность: микроплойчатость, гофрировка, текстуры ложного кливажа, микрокливаж, зеркала скольжения с притертым углеродистым веществом и пиритом. Залегающие выше серые кварц-серицитовые и серицитовые алевритистые сланцы (с ильменитом, хлоритоидом, хлоритом, сидеритом, анкеритом и др.) заметно обеднены как сульфидной серой, так и органическим углеродом (средние содержания по трем анализам соответственно 0,49 и 0,12%).

Обращает на себя внимание многочисленность следов перемещения и деформаций УВ в рудовмещающих черных сланцах участка месторождения с образованием расщепленных бахромчатых нитей, волокон, шнурков, которые нередко гофрированны, плойчаты, «лестничные» из-за деформированности поперечными трещинами кливажа; последние часто также выполнены УВ. Для аналогичных пород за пределами месторождения характерно дисперсное или дисперсно-послойное распределение УВ.

Распространение УВ внутри рудовмещающих сланцев неравномерно: вокруг рудной зоны фиксируется ореол гидротермальных изменений, выразившихся в осветлении, серицитизации, окварцевании, сидеритизации, анкеритизации и др. Контур осветления примерно совпадает с зоной окварцевания и серицитизации, на периферии которой развит ореол карбонатизации. Осветление более масштабно в лежачем боку рудных тел (до 10 м и более). Оно проявилось, прежде всего в удалении УВ и отчасти

Изотопный	состав углерода	УІ	В сульфидоносной черносланцевой толщи
	Линейного	И	Дауглинского участков

Порода, место взятия	№ сква- жины	Глубина отбора, м	С _{орг} , вес. %	Битумоид хлороформ- ный, %	δ C13, %*
Углеродистые кварц-серицитовые сланцы; Линейный То же » » Те же сланцы в зоне гипергенного осветления, в коре выветривания,	51 58 41 11 10	256,7168,058,062,0118,0	4,89 4,04 4,89 4,79 4,79	0,013 0,012 0,013 0,015 0,015	$\begin{array}{c} -2,86\\ -2,86\\ -2,54\\ -2,37\\ -2,34\end{array}$
рыхлые, пепельно-серые: Дауглинский То же Углеродистые сланцы рыхлые, са- жистые; Линейный	94 78 78 13	18,0 21,6 33,3 14	Не опр. 0,93 Не опр. 4,04	Не опр. 0,021 Не опр. 0,012	$ \begin{array}{c} -2,25 \\ -2,03 \\ -1,84 \\ -1,96 \end{array} $

* Значения & С13 даны по отношению к международному стандарту PDB.

железа, сульфидной серы (табл. 1), повышении пористости пород и снижении карбонатности.

Состав и изотопия иглеродистого вешества. В черных сланцах Линейного месторождения УВ находится в битумоидной и минеральной формах. Содержания растворимого в хлороформе битумоида в целом незначительны (табл. 2). Вместе с тем, по данным В. И. Москвина и В. Г. Петрова (1973), степень битуминозности УВ сланцев шунтарской свиты, измененных до стадии раннего метагенеза, может достигать 2,5%. Средний элементарный состав хлороформного битумоида шести образцов, отобранных ими из пачки (50 м) черных углеродистых сланцев нижней части шунтарской свиты в обнажении по правому берегу р. Горбилок, в 8 км выше устья, следующий (%): С 68,5; Н 12,7; О+N 19,5; S 0,20. Такой состав характеризует битумоид как сапропелевое вещество. Исследованный В. И. Москвиным и В. Г. Петровым инфракрасный спектр поглощения нефракционированного битумоида одного из образцов шунтарской свиты показал наличие в нем большого количества кислородсодержащих групп. Кислородные группировки фиксируются широкой полосой в области 1750—1725 см⁻¹ в сочетании с хорошо выраженными максимумами 1290, 1170, 1080, 980, 750 см-1. Эти группы принадлежат производным сложных эфиров карбоновых кислот и непредельных алифатических кислот, различным спиртам и бензолам. В общем углеродном скелете битумоида преобладают парафиновые структуры; ароматических структур немного. Отнесение части УВ сланцев шунтарской свиты упомянутыми исследователями к гумусовому типу является недоразумением: источником накопления УВ мог быть только морской фитопланктон.

По данным дериватографии (фиг. 3), УВ из образца черных сланцев Линейного месторождения (после обработки соляной, плавиковой и азотной кислотами) характеризуется экзотермическими эффектами при 360° и 610°. Температура начала выгорания УВ лежит в области 200—250°. Характер кривой ДТА (с дополнительным перегибом в области 500° и превышением ее правой части над левой) отвечает таковой оксикерита (по В. П. Ивановой и др., 1974). Сходные термографические кривые имеют также углеродистые сланцы шунтарской свиты левобережного раз-



Фиг. 4. Распределение элементов в углеродистых сланцах 1 — углеродистые сланцы шунтанской свиты разреза по левому берегу Енисея, у о. Чаусова (26 анализов); 2 — углеродистые сланцы Линейного месторождения (61 анализ), 3 осветленные гидротермальноизмененные сланцы Линейного месторождения (55 анализов)



Фиг. 5. Распределение элементов в породах участка Линейного месторождения

1 — алевритовые сланцы (25 анализов); 2 — углеродистые сланцы (61 анализ); 3 — углеродистые известковые сланцы (33 анализа); 4 — известняки (59 анализов)

реза р. Енисей у о. Чаусова, за пределами участка Линейного месторождения.

На рентгенограмме УВ, по данным М. Ф. Соколовой, вполне четко фиксируется графит; он дисперсный (размеры частиц меньше 0,001 *мм*), кристалличный: d_{002} =3,36 Å, что соответствует четвертой стадии структурного состояния УВ, по Френчу (Блюман и др., 1972). Поскольку температура начала выгорания графита (550°) практически та же, что у шунгита, антрацита и антраксолита (Иванова и др., 1974), идентификация графита в УВ осуществляется только рентгеноструктурным анализом. На приведенной дериватограмме правый экзоэффект оксикерита совпадает с графитовым экзотермическим эффектом.

Б. А. Блюман и др. (1970, 1972), В. П. Ивановой и др. (1974) установлено, что различным фациям метаморфизма углеродсодержащих пород, по данным термического анализа, соответствуют определенные значения температур начала экзотермического эффекта, фиксирующего выгорание УВ; зоне мусковита-хлорита отвечает значение температуры около 550°С, мусковита-биотита 650°С и т. д. Ассоциация минералов углеродистых сланцев Линейного месторождения и их текстуры свидетельствуют о том, что рудовмещающие породы участка испытали дислокационный и региональный метаморфизм в условиях умеренных давлений и температур не ниже серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Между тем температура начала выгорания их УВ относительно низка и не согласуется с выше приведенными данными. Такое несоответствие, по-видимому, объясняется тем, что указанная закономерность установлена только для гумусового типа органического вещества и может быть применима только к нему. УВ пород участка Линейного месторождения принадлежит сапропелевому типу, характер темпа и направленность метаморфизма которого отличается от гумусового вещества (Штеренберг и др., 1959; Штеренберг, 1963).

Значения δC^{43} углеродистого вещества черных сланцев шунтарской свиты Енисейского кряжа варьируют от —1,84 до —2,86% (табл. 2), т. е. в пределах вариаций, свойственных биогенному углероду (Св. А. и А. В. Сидоренко, 1975). Заметное закономерное утяжеление углерода сланцев шунтарской свиты в коре выветривания происходит, очевидно, за счет преимущественного окисления C^{42} и перехода его в CO_2 в зоне сернокислотного выветривания; это согласуется с данными Э. М. Галимова (1968).

Геохимические особенности углеродистых сланцев. В рассматриваемых породах месторождения установлены следующие содержания малых элементов $(1 \cdot 10^{-3}\%)$: барий и свинец 50, серебро 0,05, цинк 100, марганец и мышьяк 10, медь 5, ванадий 50, фосфор 100, молибден 1, никель 10. У аналогичных пород той же свиты на удалении от района месторождения содержание многих элементов (Pb, Zn, As, Ba и др.) более низкое (фиг. 4); уровень концентраций Mn, Ti и Cr изменений не претерпевает.

В последовательном ряду коренных пород участка, от терригенносланцевых к карбонатным, поведение элементов с учетом проявления наложенного рудного процесса закономерно (фиг. 5). Медь, хром и титан обогащают терригенные породы, барий и марганец — карбонатные. Максимальные содержания свинца, серебра, цинка, ванадия и кобальта характерны для углеродистых сланцев, непосредственно вмещающих рудную зону, которая дает значительный первичный зональный ореол рассеяния. Количества большей части элементов в углеродистых сланцах превышают кларки литосферы и глинистых осадочных пород. Для всех пород участка Линейного месторождения средние содержания мышьяка равны и значительно превышают его кларки в литосфере и отдельных типах пород. Это выделяет мышьяк как наиболее значительный элементиндикатор наложенного полиметаллического оруденения района.

выводы

1. Региональный характер распространения, дисперсное и дисперснопослойное распределение УВ вне зон дислокаций и гидротермального изменения в черных сланцах шунтарской свиты Енисейского кряжа свидетельствуют о его первичном сингенетическом накоплении.

2. Элементарный и групповой химический составы хлороформного битумоида указывают на его сапропелевый тип, а изотопный состав углерода подтверждает биогенную природу УВ.

3. Углеродистые сланцы шунтарской свиты характеризуются регионально повышенными содержаниями многих, в том числе и рудных, элементов, а также присутствием значительных количеств рассеянных сульфидов железа. Содержание сульфидной серы в них коррелируется c Copr.

4. Как сингенетический компонент УВ участвует (отражает влияние) в последующих геологических процессах, проявившихся на участке Линейного месторождения: дислокационном и региональном метаморфизме. постскладчатой продуктивной гидротермальной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

- Блюман Б. А., Иванова В. П., Красавина Т. Н., Хорева Б. Я. Термографический критерий уровня метаморфизма углеродсодержащих пород на примере Западного Узбе-кистана. — Зап. ВМО, 1970, ч. 99, вып. 5. Блюман Б. А., Дьяконов Ю. С., Красавина Т. Н. Изменение структурного состояния гра-
- фита при прогрессивном региональном метаморфизме. Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5.

Богородская Л. И. Методика определения кислородсодержащих функциональных групп в дебитуминизированном рассеянном органическом веществе. Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1965, вып. 36.

Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. «Недра», 1974.

Конторович А. Э. Рациональный комплекс современных методов анализа в органической

геохимии. — Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1973, вып. 166. *Мирошников А. Е., Бровков Г. Н., Охапкин Н. А.* Особенности околорудных изменений пород. — Сб.: Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. — Тр. СНИИГГИМС, Красноярск, 1976, вып. 230.

Москвин В. И., Петров В. Г. Природа органического вещества и условия его накопления в глинистых сланцах рифея Енисейского кряжа. — Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1973, вып. 170.

Охапкин Н. А., Бровков Г. Н. Рудные формации, минеральные типы месторождений и рудопроявлений Енисейского полиметаллического пояса.— Тр. СНИИГГИМС, Красноярск, 1976, вып. 230.

Пономарев В. Г. Стратиформные сингенетичные колчеданно-полиметаллические месторождения в протерозойских отложениях Енисейского кряжа. Геол. и геофизика, 1974, № 11.

Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических

породах докембрия. М., «Наука», 1975. Штеренберг Л. Е., Мазанкина К. Т., Касаточкин В. И. Особенности путей метаморфиз-ма разных типов гумусовых углей.— Докл. АН СССР, 1959, т. 123, № 3. Штеренберг Л. Е. К вопросу о природе карельского шунгита.— Докл. АН СССР, 1963,

т. 148, № 3.

СНИИГГИМС. Красноярск

Дата поступления 3.III.1976

УДК 549.3: 553.44.068.22(574.87)

ГЛОБУЛЯРНЫЕ ФОРМЫ СУЛЬФИДОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕКЕЛИ

Г. Б. ПАТАЛАХА

В осадочных сульфидных рудах и породах, образованных при диагенезе тонкозернистых илистых осадков, обогащенных металлами и органическим веществом, весьма обычен глобулярный пирит (Love, 1958; Скрипченко, 1972; Kalliokosky, 1974). Глобули более или менее густо вкраплены в породу: чаще всего они группируются послойно и создают слоистые текстуры пород и руд. В Казахстане глобулярный пирит широко распространен на Текели (Шадлун, 1959; Вейц, 1972), в рудах



Фиг. 1. Фрамбоидальный пирит

а, б—из слабо метаморфизованных слоистых руд, б—деталь а; в—из сильно метаморфизованных руд; белое—пирит, черное—сланцевая масса, ×50 (a), 500 (б), 1250, иммерсия (в); б, в—протравлено

Атасуйского района, на Узунжале (Митряева и др., 1971) и на других свинцово-цинковых месторождениях. Как удалось установить автору, на Текели кроме пирита в форме глобулей встречаются также галенит и сфалерит. Эти сульфиды принимают участие в строении смешанных (галенит-пиритовых и сфалерит-пиритовых с углистым веществом или без него) и реже мономинеральных глобулярных обособлений.

Текели — одно из ведущих свинцово-цинковых месторождений Джунгарского Алатау. Оно располагается в одноименной зоне смятия и локализуется в углисто-кремнисто-карбонатных породах текелийской свиты докембрийского возраста (средний рифей). Рудное тело представлено сложной линзообразной залежью, согласной с вмещающими породами. Оно обладает близьширотным простиранием и крутым падением на север. Месторождение чрезвычайно сложно и в генетическом отношении. Это обусловлено, с одной стороны, длительностью и многоэтапностью процесса рудообразования, а с другой — интенсивным метаморфизмом руд (региональным, дислокационным и контактовым). Неоднократная перегруппировка и переотложение рудного вещества в связи с метаморфизмом в значительной степени маскируют проявление гидротермально-метасоматического рудоотложения. Бывает трудно разобраться, какие из эпигенетических руд сформированы путем наложения гидротермального оруденения, а какие — в процессе переотложения рудного вещества сингенетичных руд. Чтобы судить, насколько эти руды могли служить источником рудного вещества для эпигенетического оруденения, особенно важно установить, каковы были первоначальные формы и масштабы отложения сульфидов.

Тщательная документация подземных выработок, изучение керна скважин в совокупности с микроскопическими исследованиями, а также использование литературных данных (Вейц, 1972; Шадлун, 1959) позволили выделить в рудной залежи три разновидности гидротермально-осадочных руд: слоистые пиритовые, слоистые галенит-сфалерит-пиритовые и конкреционные галенит-сфалеритовые. Конкреционные руды описаны ранее (Паталаха, 1975) и в данной статье не рассматриваются.



Фиг. 2. Микросферолиты пирита (белое) в углисто-кремнистом сланце (черное). Протравлено, ×1500, иммерсия

Слоистые руды — это в основном оруденелые фтаниты, углисто-кремнистые и углистые известково-глинисто-кремнистые сланцы. Все они образованы послойной вкрапленностью сульфидов (фиг. 1a). Чаще всего руды горизонтальнослоистые; в них чередуются оруденелые и породные слойки. Тонкая слоистость сочетается с более грубой. Встречаются ритмично-слоистые руды, в которых многократно повторяются ленты и пачки слойков. Толщина отдельных слойков изменяется от долей миллиметра до 15-20 мм. Относительно мощные слойки, как правило, обладают тонкой внутренней слоистостью (слойчатостью). В некоторых случаях слоистость осложнена диагенетическими стяжениями различного состава. Пирит в слоистых рудах присутствует в основном в форме глобулей. Сфалерит и галенит, напротив, чаще образуют тонкую вкрапленность, сгустки, мельчайшую сыпь, а также выступают в роли цемента по отношению к глобулярному пириту. Сингенетичная минерализация известна также в углистых известняках и доломитах. Здесь она представлена тонкодисперсной вкрапленностью («рудной пылью»), глобули не характерны.

Среди глобулярных обособлений всех видов преобладает фрамбоидальный пирит, типоморфный для гидротермально-осадочных руд рассматриваемого месторождения (см. фиг. 16, в). Размеры отдельных фрамбоидов варьируют от 0,003 до 0,02 мм. Фрамбоиды крупнее в рудных и мельче в породных слойках. Неодинаковы их размеры и в одном слойке. Травлением концентрированной азотной кислотой (редко — без травления) отчетливо выявляется структура фрамбоидов, состоящих из мелких, одинаковых по размеру зернышек полигонального сечения. В крупных, хорошо развитых фрамбоидах зернышки пирита сравнительно крупные (1,5—2 мк) и тесно примыкают друг к другу. В мелких, недоразвившихся глобулях зернышки намного мельче (доли микрона) и отстоят друг от друга на расстояния, превышающие их размеры. Промежутки между зернами выполнены пиритом, легко затравливающимся кислотой, и нерудными минералами. До травления полированная поверхность фрамбоидов большей частью однородна; бывают видны лишь темные включения нерудных минералов. От капли реактива интерстициальный пирит чернеет, и на его фоне отчетливо выступают зернышки, слагающие фрамбоид. По-видимому, этот пирит обладает более низкой

степенью кристаллической зрелости, а следовательно, более быстро взаимодействует с кислотой.

Довольно часто встречаются микросферолиты пирита, равновеликие фрамбоидам (фиг. 2). Они слагают отдельные участки слоистых пиритовых руд. В строении сферолитов принимают участие нерудные минералы и реже галенит, обособляющиеся в пространстве между лучами. Наряду со сферолитами простого строения известны комбинированные образования с фрамбоидальным ядром и сферолитовой оболочкой.

В составе глобулярного пирита сложного строения участвует органическое вещество, в дальнейшем углефицированное и графитизированное. Оно окружает пиритовые фрамбоиды оболочкой различной толщины. Как правило, крупные, хорошо развитые фрамбоиды покрыты тонкой оболочкой, а мелкие — более широкой, иногда превышающей раз-



Фиг. 3. Фрамбоиды пирита (белое) окружены колломорфно-зональной оболочкой углистого вещества (темно-серое); на поверхности углистого вещества — тонкая пленка сфалерита (серое); протравлено, ×1250, иммерсия

меры ядра. При больших увеличениях видно концентрически-зональное строение углистой оболочки, зачастую общей для колонии фрамбоидов. Ее поверхность в свою очередь бывает покрыта тонкой корочкой пирита, состоящей из цепочки мелких зерен, и (или) пленкой сфалерита (фиг. 3).

Галенит-пиритовые глобули по распространенности уступают пиритовым. Обычно они развиты в слоистых галенит-сфалерит-пиритовых и галенит-пиритовых рудах. Галенит-пиритовыми глобулями сложены отдельные слойки, в которых присутствуют кроме того глобули пирита и галенита, а также вкрапленность сульфидов, не оформившаяся в глобули. Строение глобулей разнообразное. Установлено несколько их разновидностей: глобули с фрамбоидальным пиритовым ядром и галенитовой оторочкой, с галенитовым ядром и пиритовой оторочкой, галенитпиритовые сферолиты, оолитоподобные образования, глобули, представленные тонкодисперсной смесью этих двух сульфидов, и др. Наиболее часто встречаются глобули с фрамбоидальным пиритовым ядром и галенитовой оторочкой, развивающиеся в галенит-пиритовых рудах. Толщина галенитовой оторочки вокруг пиритового ядра и ее строение неодинаковые. В одних случаях это узкая пленка, в других — толщина ее превышает диаметр ядра. Строение оторочки концентрически-зональное, часто сочетающееся с радиально-лучистым. Концентрическая зональность создается чередованием различных по толщине зонок галенита с зонками углистого вещества, а также зонок галенита, в разной степени пигментированных углистым веществом (фиг. 4а). Общее количество зонок 4—5. Внутренние зонки узкие, а внешняя — более широкая. На фиг. 46 показаны глобули трехчленного строения, сфотографированные после травления их азотной кислотой: фрамбоидальное пиритовое ядро, галенит, почерневший при взаимодействии с реактивом, и графитизированное углистое вещество. Оболочка углистого вещества



Фиг. 4. Галенит-пиритовые и галенитовые глобули

 $a - фрамбоиды пирита (белое) в концентрически зональной оболочке галенита (серое, пигментировано углистым веществом). Каждая из зонок обладает радиально-лучистым строением. Видны тонкие зонки углистого вещества (черное). Цементирующая масса — галенит (серо-белое) и кварц (черное), <math>\times 1500$, иммерсия; $6 - фрамбоиды пирита в оболочке галенита (черное в результате травления HNOs) и графитизированного углистого вещества (серая кайма), <math>\times 1600$, иммерсия; $6 - паленит строением в строением строением в серая кайма), <math>\times 1600$, иммерсия; $6 - паленит в оболочке галенита (черное в серая кайма), <math>\times 1600$, иммерсия; $6 - паленит строением в серая кайма), <math>\times 1600$, иммерсия; $6 - паленит строением в серая кайма), <math>\times 1600$, иммерсия; $6 - паленит сераем в сераем в сераем в сероем и нерудные минералы (черное). Видны порфиробласты пирита (белое), <math>\times 400$; $2 - скопление галенитовых (сероем), пиритовых (белое) и пирит-галенитовых глобулей, <math>\times 1600$, иммерсия

может быть общей для скопления глобулей. В некоторых из смешанных глобулей галенит и пирит меняются местами: галенитом сложено ядро, а пиритом — оболочка. На поверхности пирита обычно располагается пленка углистого вещества.

В ритмично-слоистых галенит-сфалерит-пиритовых рудах развиты галенит-пиритовые глобули оолитоподобной, сферолитовой и азональной структур (см. фиг. 4в) с соотношением галенита и пирита 1:4. Ими сложены тонкие слойки, чередующиеся с пиритовыми и сфалеритовыми слойками. Эти глобули сравнительно крупные от 0,03 до 0,2 мм. В оолитоподобных глобулях чередуются между собой зонки пирита, галенита и зонки смешанного состава. Галенитовые зонки обычно тоньше пиритовых. Каждая из зонок обладает радиально-лучистым строением; общее количество их изменяется от двух до шести. В галенит-пиритовых сферолитах пространство между пиритовыми лучами выполнено галенитом. Соотношение минералов непостоянное. Азональные (бесструктур-



Фиг. 5. Сфалерит-пирито: вые и сфалеритовые глобули

а — фрамбоидальное пиритовое ядро (белое) окружено оболочкой сфалерита (серое) с вкрапленностью пирита; протравлено, ×2000, иммерсия;
 б — глобули сфалерита (темно-серое) в порфиробласте пирита (белый фон), ×250

ные) глобули сложены тончайшей смесью галенита и пирита. В некоторых из них не ясно выражено зональное строение: в центральной части галенит преобладает над пиритом, а в оболочке — пирит над галенитом или наоборот. При травлении глобулей азотной кислотой галенит чернеет. Пирит затравливается по-разному. Более интенсивно буреют внутренние (тонкодисперсные) зонки по сравнению с внешними, более крупнозернистыми.

На фиг. 48 видно, что некоторые из глобулей соприкасаются между собой. Это происходит при увеличении размеров глобулей в период их роста. При этом глобули деформируются, их контуры изгибаются при вдавливании одной сферы в другую. Характерно, что у соприкасающихся глобулей нет общих зон. Такая деформация могла быть в раннем диагенезе, когда глобули представляли собой пластичные гелеобразные сгустки, легко изменявшие форму.

Сфалерит-пиритовые глобули, распространенные меньше, чем галенит-пиритовые, обнаружены в слойках, обогащенных сфалеритом. Также как в галенит-пиритовых, в этих глобулях фрамбоидальное пиритовое ядро окружено оболочкой сфалерита с вкрапленностью пирита (фиг. 5а).

Мономинеральные галенитовые и сфалеритовые глобули также редки. Глобули галенита тесно ассоциируют с глобулями галенит-пиритового состава, участвуя совместно с ними в формировании отдельных слойков. Часто галенитовые глобули можно обнаружить включенными в порфиробласты пирита, возникшие в позднем диагенезе-катагенезе. На фиг. 4г видно скопление галенитовых, галенит-пиритовых и пиритовых глобулей. Размеры глобулей разного состава соизмеримы, некоторые из галенитовых глобулей слегка смяты. При больших увеличениях видно, что галенитовые глобули с поверхности покрыты тонкой оболочкой углистого вещества. Травлением соляной кислотой (1:5) выявляется неоднородное строение галенита, напоминающее фрамбоидальное: на потемневшей поверхности минерала выделяются светлые густо расположенные пятнышки. Некоторые из галенитовых глобулей обладают оолитоподобным строением, которое подчеркивается зонками углистого вещества.

Оптические свойства глобулярного галенита несколько необычны. Он обладает пониженным отражением, а в отдельных случаях — слабой анизотропией. Уменьшение отражения объясняется главным образом пигментацией галенита тонкораспыленным углистым веществом. Анизотропия может быть связана с примесью в галените оптически неразличимых сульфоантимонитов свинца и серебра. О присутствии этих сильно анизотропных минералов можно судить по результатам локального спектрального анализа (аналитик В. Л. Марзуванов). При сжигании скопления галенитовых и галенит-пиритовых глобулей фиксируются не только линии свинца и железа, но и более слабые — серебра и сурьмы. В литературе отмечались подобные случаи анизотропии галенита, вызванной примесью сульфоарсенита свинца — иорданита (Banas, 1972).

Глобули сфалерита это мелкие шарики размером 0,008—0,02 мм. Их включения сохранились в виде реликтов в порфиробластах пирита. Строение глобулей неодинаковое. Одни из них сложены тонкодисперсным сфалеритом, другие же состоят из одного, двух или трех полисинтетически сдвойникованных зерен, иногда окруженных оболочкой тонкодисперсного сфалерита. Встречаются глобули сферолитовой и оолитоподобной структур.

Из литературных источников известно, что глобули сфалерита в осадочных рудах развиты весьма ограниченно и обнаруживаются значительно реже пиритовых. Глобули сфалерита известны, в частности, в рудах осадочно-диагенетических месторождений Межица (Югославия) и Бляйберг (Австрия). Глобулярные формы выделений сфалерита были установлены также в суспензии, полученной из вод оз. Киву в Восточной Африке (Гриненко и др., 1974). О находке диагенетических глобулей галенита сообщений в литературе нет.

Изотопные отношения серы в глобулярном пирите руд Текели характеризуются значительным колебанием. Величина δS^{34} изменяется от -6,7 до +25‰ (Гриненко и др., 1974), что свойственно биогенной сере. Поскольку все глобули (пиритовые, галенитовые, сфалеритовые, смешанные) появились одновременно (в стадию раннего диагенеза), то можно полагать, что источник серы общий для всех них — за счет сероводорода, возникшего в результате биогенной сульфат-редукции.

Более широкое распространение глобулярного пирита по сравнению со сфалеритом и галенитом объясняется несколькими причинами. Вопервых, это связано с бо́льшей обогащенностью илов железом по сравнению со свинцом и цинком; во-вторых, галенит и в особенности сфалерит более склонны к образованию зернистых форм и их скоплений, нежели глобулей, в связи с чем фрамбоидальный пирит часто цементируется сфалеритом или галенитом. И, наконец, малая распространенность глобулей галенита и сфалерита находит объяснение в различной компетентности сульфидов при динамометаморфизме руд. На фиг. 16 изображен сильно деформированный фрамбоидальный пирит, утративший сферическую форму, перекристаллизованный, дезинтегрированный с растаскиванием фрагментов бывших сфер в направлении течения. Глобули галенита и сфалерита, как значительно более пластичные по сравнению с пиритом, преобразовываются гораздо сильнее и превращаются в кристаллически-зернистые агрегаты, полностью утратившие первоначальную структуру. Сохранилась небольшая их часть, защищенная от всякого рода воздействий жестким каркасом порфиробластов пирита либо кварца.

выводы

1. В гидротермально-осадочных рудах месторождения Текели глобулярная форма обособления присуща пириту, реже галениту и сфалериту.

2. Состав глобулей мономинеральный и смешанный (галенит-пиритовый, сфалерит-пиритовый). Многие из них включают органическое вещество, углефицированное и графитизированное.

3. Морфология глобулей достаточно сложна. Это фрамбоиды (пирит), они же с пиритовой, углистой, галенитовой, сфалеритовой либо смешанной оболочками, сферолиты, оолитоподобные образования, азональные смеси сульфидов, а также комбинации этих форм. Размеры тлобулей 0,003—0,2 мм.

4. Совместное нахождение глобулей различного состава указывает на одновременность их зарождения (в раннем диагенезе).

5. Первоначальное распространение глобулей сфалерита и галенита было более значительным. При метаморфизме руд часть из них трансформирована в кристаллически-зернистые агрегаты.

6. Установление реликтов глобулярных форм галенита и сфалерита в первично-слоистых рудах — одно из доказательств осадочно-диагенической природы не только пирита, как это считалось ранее, но также галенита и сфалерита.

ЛИТЕРАТУРА

- .Вейц Б. И. Минералогия главнейших месторождений и рудопроявлений Текелийской зоны Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1972. Гриненко В. А., Заири Н. М., Шалдун Т. Н. Полигенная природа глобулярных сульфи-
- дов в стратиформных месторождениях. Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1. Митряева Н. М., Поток С. И., Полякова Т. П. Пириты свинцово-цинково-баритовых ме-сторождений Атасуйского района. Зап. Всес. минералог. о-ва, 1971, сер. 2, ч. 100, вып. 4.

Латалаха Г. Б. Гидротермально-осадочные конкреционные руды месторождения Текели.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 6. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных форма-

ций. М., «Недра», 1972.

Шадлун Т. Н. Некоторые закономерности проявления метаморфизма в богатых пиритом свинцово цинковых рудах Текелийского месторождения. Геол. рудн. месторожд. 1959, **№** 5.

Banas M. Galena anizotropowa z gornoslanskich zloz Kruszow Zn i Pb.— Spraw. pos. ko-mis. nauk. PAN Krakowie, 1972, v. 16, № 1.

Kalliokosky J. Pyrite framboidal animal, vegetable, or mineral? - Geology, 1974, v. 2, **№** 1.

Lowe L. Mikro-organisms and presense of syngenetik pyrite.-- Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, v. 113, p. 1.

Институт геологических наук, Алма-Ата

Дата поступления 9.VII.1975

К ИЗУЧЕНИЮ ФАЦИАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД НЕПОСРЕДСТВЕННОЙ КРОВЛИ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ В ДОНБАССЕ

А. Б. ПОСУДИЕВСКИЙ

Для определения фациального состава вмещающих угольные пласты пород и, в частности, непосредственной кровли рекомендованы методики, базирующиеся на комплексном изучении генетических признаков породы и явлений цикличности в образовании угленосных толщ. (Иванов, 1950; Жемчужников и др., 1959). Эти методики имеют важное практическое значение для уточнения условий образования различных угленосных свит, выявления закономерностей формирования, строения и распространения угольных пластов в Донбассе и определения перспективных площадей для постановки геологоразведочных работ. Однако указанные методики не лишены субъективности, что снижает точность определения фаций. Этим же недостатком обладает методика определения фациального состава непосредственной кровли, основанная на изучении распределения в ней органических остатков (Ефимов, 1934, 1935; Чернышев, 1931).

Объективно условия образования пород непосредственной кровли могут быть охарактеризованы на основании изучения особенностей минерализации на верхнем контакте угольных пластов. Как показали наблюдения в угольных шахтах Донбасса, верхняя контактная зона угольных пластов содержит пачку крепкого минерализованного угля различной мощности (0—30 см) и минерализации. В средней части пластов минерализация и крепость угля значительно ниже. В пачке минерализованного угля отмечены кварц, кальцит, пирит, а также элементы-примеси (Юдович, 1965).

Геохимическим воздействием морских осадков кровли на отложения торфяных болот объясняют (Зарицкий, 1971) наличие в верхней части угольных пластов карбонатных, сульфидных и кремнистых конкреционных образований, которые генетически связаны с формированием слоя минерализованного угля на верхнем контакте угольных пластов.

Из геофизических методов, применяемых при исследовании угольных скважин, для характеристики минерализации на верхнем контакте угольного пласта наиболее эффективным следует считать метод фокусированных зондов (ФЗ). Этот метод известен в литературе так же как метод экранированного зонда с фокусировкой тока или бокового каротажа. От обычного метода кажущегося сопротивления ФЗ отличается тем, что в зонде помимо основного питающего электрода имеются дополнительные экранирующие электроды, обеспечивающие распространение тока в направлении, перпендикулярном оси скважины. На результаты измерений сопротивления зондом такой конструкции меньше влияют мощность пласта, сопротивление вмещающих пород и бурового раствора, чем при обычном зонде метода кажущегося сопротивления (Гречухин, 1970).

Для определения фациального состава пород непосредственной кровли привлечены данные по литологии, полученные при документации скважин в период доразведки поля шахты «Брянковская» Ленинской экспедицией объединения «Укруглегеология», а также специальные литологические описания. Для характеристики минерализации на верхних контактах угольных пластов использованы результаты исследования их на этом участке методом ФЗ. Фациальные условия образования пород непосредственной кровли «определялись по распределению в них органических остатков (Ефимов, 1934). По этому признаку были выделены четыре зоны.

1. Зона надугольная. Представлена образовавшимися в условиях болот темными аргиллитами и алевролитами с обильными растительными отпечатками, иногда обугленными.

2. Зона начала морской трансгрессии. Аргиллиты и алевролиты этой зоны образовались в мелком, несколько распресненном морском водоеме. Породы светлоокрашенные, содержат мелкий растительный детрит

и фауну пресноводных пелеципод Carbonicola, Antracomya, Najadites, а также Es-

'heria.

3. Глинисто-морская зона. Представлена образовавшимися при последующем углублении моря аргиллитами и алевролитами с остатками раковин пелеципод (Aviculopecten), остракод и фосфатных раковин лингулид.

4. Зона сероводородного заражения. Характеризуется исчезновением морской фауны. Представлена аргиллитами и алевролитами с частыми включениями серного колчедана.

Для характеристики минерализации на верхних контактах угольных пластов по диаграммам их детализации



Фиг. 1. Зависимость σ_{сж}^{лаб} пород непосредственной кровли угольных пластов от показателя ΔФЗ на участке Абакумовском Глубоком

определялось превышение кривой, полученной по методу $\Phi 3$, на верхнем контакте угольных пластов, по сравнению с минимумом этой же кривой в средней части угольного пласта (показатель $\Delta \Phi 3$). В связи с тем, что кривая, полученная при проведении геофизических исследований по методу $\Phi 3$, не масштабирована, показатель $\Delta \Phi 3$ отнормирован по значению минимума в средней части угольных пластов ($\Phi 3_{yrn}$), замеренного от нуля регистрирующей аппаратуры.

Фациальные зоны непосредственной кровли	Среднее значение показател:			
	аргиллит	алевролит		
Надугольная Начала морской трансгрессии и гли- нисто-морская Сероводородного заражения	2,3(17)* 1,57(23) 0,36(2)	2,94(30)* 1,76(43) 1,53(7)		

Средние значения показателя $\Delta \Phi 3$ для пород различных фациальных зон непосредственной кровли угольных пластов

* В скобках --- число определений

Соответствующие каждой зоне средние значения показателя $\Delta \Phi 3$, отнормированного по $\Phi 3_{\rm yrr}$, для аргиллитов и алевролитов непосредственной кровли угольных пластов, участка доразведки поля шахты «Брянковская» приведены в таблице. Как видно из таблицы, с углублением бассейна, в котором образовались отложения непосредственной кровли угольных пластов, уменьшается показатель $\Delta \Phi 3$, что указывает на возможность его использования для характеристики фациальных условий образования пород непосредственной кровли.

В связи с тем что от фациальных условий образования зависят физико-механические свойства непосредственной кровли (Феофилова,



Фиг. 2. Зависимость σ_{cx}^{na6} аргиллитов непосредственной кровли от показателя $\Delta \Phi 3$ для угольного пласта m_5 по буровым скважинам участка Абакумовского Глубокого

1952), показатель $\Delta \Phi 3$ может быть использован при изучении ее физико-механических свойств. Между показателем $\Delta \Phi 3$ и пределом прочности на сжатие при лабораторной влажности (σ_{cx}^{na6} , $\kappa c/cm^2$) для аргиллитов и алевролитов непосредственной кровли угольных пластов m_5 , m_3 , m_2 , l_4 , l_5 , l_4 по участку Абакумовскому Глубокому в Донецко-Макеевском геолого-промышленном районе установлена обратная зависимость (фиг. 1). Показатель $\Delta \Phi 3$ определен по диаграммам детализации угольных пластов как превышение (в сантиметрах) полученной по методу фокусированных зондов кривой на верхнем контакте угольных пластов по сравнению с минимумом этой же кривой в средней части угольного пласта. Такая же зависимость между $\Delta \Phi 3$ и σ_{cx}^{ma6} получена для аргиллитов непосредственной кровли угольного пласта m_5 по буровым скважинам участка Абакумовского Глубокого (фиг. 2).

Таким образом, показатель $\Delta \Phi 3$ может быть использован для характеристики фациальных условий образования непосредственной кровли при изучении ее физико-механических свойств на месторождениях с паралическим торфо- и углеобразованием. На угольных месторождениях других типов применению показателя $\Delta \Phi 3$ для характеристики фаций непосредственной кровли должно предшествовать предварительное опробование метода.

ЛИТЕРАТУРА

- Гречухин В. В. Геофизические методы исследования угольных скважин. М., «Недра», 1970.
- Ефимов И. Н. Распределение органических остатков в кровле пластов каменных углей. Донецкого бассейна — Докл. АН СССР, 1934, 2, № 6.
- Ефимов И. Н. Изменение фациальных условий по простиранию кровли пластов каменных углей Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1935, 2, № 7.

Жемчужников Ю. А. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1971.

Иванов Г. А. К методике наблюдений и вычерчивание нормальных разрезов угленосных отложений.— Разведка и охрана недр, М., 1950, № 4.

Юдович Я. Э. Распределение элементов в вертикальном профиле угольных пластов. В сб.: Материалы к IX совещанию работников лаборатории геологических организаций, вып. 7. углехимическая секция. Л., «Недра», 1965.

заций, вып. 7, углехимическая секция. Л., «Недра», 1965. Феофилова А. П. К вопросу о причинах изменения пористости угленосных пород среднего карбона Донбасса.— В кн.: Памяти акад. П. И. Степанова, М., Изд-во АН СССР, 1952.

Чернышев Б. И. Carbonicola, Antracomya и Najadites Донецкого бассейна.— Тр. главн. геол. и гидрогеодез. упр., Л., 1931, вып. 72.

Тематическая экспедиция, Донецк Дата поступления 10.V.1976

УДК 553.94 (477.62).

ФИТЕРАЛЫ ПТЕРИДОСПЕРМОВ В СРЕДНЕКАРБОНОВЫХ УГЛЯХ СЕВЕРНОГО ДОНБАССА

А. В. ЛАПО

После классических трудов М. Д. Залесского (1914) в литературе сложилось мнение о преобладании лепидофитов в углеобразующей растительности карбона Донецкого бассейна. Впоследствии работы Е. О. Новик (1969), О. П. Фисуненко (1974, 1975), Н. С. Снигиревской (1958, 1959, 1964, 1967, 1973) значительно расширили представление о среднекарбоновой флоре Донецкого бассейна, в которой известно около 250 видов. Данных же о составе углеобразующих фитералов, слагающих угольные пласты Донбасса, по-прежнему немного (Вырвич, 1972, 1973; Дроздова и др., 1971; Иносова, 1969; Лаптева, 1972; Петрология палеозойских углей СССР, 1975; Узиюк, 1969, 1970). Подсчеты, проведенные на небольшом материале среднепластовых и типовых проб донецких углей (Лапо, 1968; Вырвич, Лапо, 1970), показали неожиданно низкое содержание витренизированной перидермы плауновидных, близких к Lepidodendrales (правда, цифры могли оказаться несколько заниженными и за счет того, что учитывались только фрагменты перидермы с отчетливой структурой). По-видимому, состав углеобразующих фитералов донецких углей был более разнообразным, чем это представлялось прежде.

Метод фитерального анализа (Гинзбург и др., 1976) нами использовался при исследовании углей пласта k_2 Северо-Донецкого района. Угли этого района наименее углефицированные в Донецком бассейне. По некоторым показателям они определяются как бурые, по другим как длиннопламенные (или переходные между ними). По микрокомпонентному составу это типичные витринитовые угли, характерные для среднего карбона Донбасса.

Сведения об участии птеридоспермов в сложении угольных пластов немногочисленны. По данным Геннеля (Guennel, 1961), «бумажный» уголь Индианы (США) состоит из естественно отмацерированных стволов и листьев птеридоспермов. В углях США встречены также углефицированные остатки стеблевой ксилемы, коры, листьев, черешков, рахисов и семян птеридоспермов, описанные Тиссеном и Спранком (Thiessen, Sprunk, 1941) и Шопфом (Schopf, 1975). Тиссен и Спранк, а также Маршалл (Marshall, 1943, 1955; Raistrick, Marshall, 1948), Н. А. Волков (1951) и Нивел (Neavel, 1963) связывают с птеридоспермами и «цикадо-

фитовый тип витрена (антраксилона)» в углях Великобритании и США. Хёне (Hoehne, 1954) и Г. М. Лущихин (1958) считают корпо-витринит (округлые тела витринитовой природы) секреторными выделениями птеридоспермов. «Блестящие иголочки», также являющиеся, по-видимому, их секреторными образованиями, и углистый аргиллит, переполненный углефицированными рахисами птеридоспермов, описаны М. В. Ошурковой (1967) в угленосной толще Карагандинского бассейна. Фюзенизированные листья птеридоспермов из углей и углистых пород Манебахского месторождения изучены Реми (Remy, 1954), а их микроспорангии выделены из углей Люблинского бассейна Каршевской (Karszewska, 1969).

Недавно опубликованы первые описания фитералов птеридоспермов и в донецких углях (Вырвич, 1972, 1973; Гинзбург и др., 1976, табл. II, фиг. 8; Дроздова и др., 1971; Петрология палеозойских углей СССР, 1975, табл. VI, фиг. 9; Петрографические типы углей СССР, 1975, табл. XII, фиг. 3, табл. XXIX, фиг. 6). Показано, что витренизированные рахисы характерны для среднекарбоновых углей и отсутствуют в нижнекарбоновых (Лапо, 1975).

ФИТЕРАЛЫ

При проведении настоящего исследования были встречены следующие фитералы (главным образом витренизированные), идентифицируемые с остатками птеридоспермов: рахисы и черешки птеридоспермов; средняя кора лигиноптероидного типа; древесина цикадофитового типа.

Кроме того, к секреторным выделениям птеридоспермов могут быть предположительно отнесены встречаемые дисперсно в углях непрозрачные (в шлифах) палочки микроскопических размеров, при разделении попадающие в наиболее легкие фракции (Петрографические типы углей СССР, 1975, табл. XIII, фиг. 2).

Идентификация встреченных в угле фитералов с птеридоспермами произведена с разной степенью достоверности (следует иметь в виду близость анатомического строения птеридоспермов и папоротников). Обилие секреторных каналов в птеридоспермах — один из наиболее важных признаков.

РАХИСЫ И ЧЕРЕШКИ ПТЕРИДОСПЕРМОВ

К витренизированным рахисам птеридоспермов отнесены окруженные тонкой кутикулой витренизированные фитералы, включающие корпо-витринит; фитералы с крупноклетной толстостенной тканью менее достоверно причислены к черешкам птеридоспермов.

Рахисы птеридоспермов определены на основании отождествления с микрофотографиями витренизированных фитералов с корпо-витринитом (фигура, *a*) в работах Тиссена и Спранка, а также Шопфа. В донецких углях неоднократно описывались такого рода овальные тела витринитовой природы (Атлас микроструктур..., 1955, табл. XXI, фиг. 1—5; Лаптева, 1969; Шкуренко, 1941, табл. 15а, фиг. 4, 5), однако их происхождение до последнего времени не было установлено.

Обилие секреторных каналов у птеридоспермов отмечено в ряде работ (Тахтаджян, 1956; Основы палеонтологии, 1961). При изучении шлифов-брикетов, изготовленных из макроскопически определенных фитолейм рахисов и стеблей птеридоспермов (сборы М. В. Ошурковой по Караганде, А. К. Щеголева и автора по Донецкому бассейну), наблюдалось значительное количество овальных сечений секреторных образований витринитовой природы (фигура, д), аналогичных корпо-витриниту, наблюдаемому в углях Северного Донбасса. В изученных вертикальных шлифах углей корпо-витринит обычно имеет форму овалов с короткой осью 200—400 мкм. Размеры овалов по длинной оси разнооб-



Микроскопическое строение фитералов птеридоспермов

a — Витренизированные и частично естественно отмацерированные рахисы птеридоспермов (верхняя часть фото); видны примыкающие к кутикулам (светлые нити) мелкие продолговатые клетки эпидермиса. В нижней части фото — поперечный срез средней коры лигиноптероидного типа. Вертикальный шлиф, проходящий свет, $\times130$; δ — витренизированный рахис птеридосперма с корпо-витринитом, окруженный светлой кутикулой. Вертикальный шлиф, проходящий свет, $\times40$; e — витренизированный рахис птеридосперма; в верхней части фото скопление кутикул. Вертикальный шлиф, проходящий свет, $\times130$; e — средняя кора лигиноптероидного типа в тангентальном срезе. Горизонтальный шлиф, проходящий свет, $\times130$; ∂ — корпо-витринит, заполняющий секреторные каналы в стволе птеридосперма. Шлиф-брикет из макроскопически определенной фитолеймы (из коллекции А. К. Щеголева), проходящий свет, масляная иммерсия, $\times185$; e — витренизированная древесина цикадофитового типа; фракция разделения 1,35—1,36, шлиф-брикет; проходящий свет, масляная иммерсия, $\times585$; w — пористые округлые тела в углефицированном стволе (фитолейме) Lyginopteris stangeri (Stur.) G o th. Львовско-Волынский бассейн, нижний карбон, шлиф-брикет; проходящий свет, масляная иммерсия, $\times440$; s — черешок птеридосперма. Вертикальный шлиф; проходящий свет, щий свет, $\times50$ разны. Это зависит, по-видимому, от направления сечения секреторных каналов: при поперечных сечениях форма корпо-витринита близка к круглой, а при косых, близких к продольным, сильновытянутая. В проходящем свете корпо-витринит часто характеризуется более темным цветом по сравнению с обычными витренизированными компонентами. Наряду с корпо-витринитом внутри фитерала, непосредственно у самой кутикулы, иногда можно наблюдать клетки эпидермиса (см. фиг., а, верхняя часть). Как видно на микрофотографии, размеры тела корповитринита во много раз превышают клетки эпидермиса. Это свидетельствует о том, что корпо-витринит представляет собой не отдельные клетки, а скорее вместилища, заполненные секреторным веществом. Они окружены мелкоклеточной тканью с плохо различимым строением.

Снаружи рахисы птеридоспермов окружены тонкой кутикулой (фиг., *a*, *б*). Рахис, окаймленный кутикулой, представлен также в Атласе микроструктур... (1955) (табл. XXI, фиг. 1—5). Кутикулы такого рода иногда образуют скопления у верхней или нижней поверхностей фитерала (см. верхнюю часть фиг., *а*). Видимо, это остатки естественно отмацерированных рахисов птеридоспермов.

К рахисам (скорее, к нижней их части — черешкам — см. Основы палеонтологии, 1963, рис. 2) птеридоспермов может быть отнесен также встречающийся в углях Северного Донбасса фитерал в виде характерных фрагментов длиной до 1,5 мм и шириной в несколько десятых долей миллиметра (фиг., з). В строении его обнаруживается значительное сходство с черешками лигиноптериса, детально изученными Бланк-Лувель (Blanc-Louvel, 1965, в частности, pl. 125, fig. 2). Однако фитерал может принадлежать и к папоротникам.

Наблюдаемые в шлифах сечения фитералов представляют собой, по-видимому, продольные и косые срезы черешков. В периферической части фитерала проходят тяжи крупноклетной толстостенной механической ткани. В центральной части структура почти не сохранилась. В черешках птеридоспермов обнаруживаются разнообразные способы превращения исходной растительной ткани в вещество угля: встречен как целиком витренизированный черешок, так и целиком семифюзенизированный, а в одном из черешков наблюдается постепенный переход от витринита к фюзиниту.

СРЕДНЯЯ КОРА ЛИГИНОПТЕРОИДНОГО ТИПА

Описываемый фитерал сопоставляется средней корой стебля Lyginopteris oldhamia (Binney) Potonie (Основы палеонтологии, 1963, рис. 2), однако он может принадлежать и к папоротникам. В вертикальных шлифах фитерал производит впечатление крупноклетной паренхимной ткани, в которой неравномерно распределены темные слегка вытянутые клетки (фиг., а, нижняя часть). Средняя кора в этих срезах представлена поперечными сечениями. В торизонтальных шлифах (фиг., г), где преобладают тангентальные сечения средней коры, видно, что среди светлоокрашенной паренхимной ткани проходят более темные тяжи, по-видимому, играющие в ней роль каркаса.

В шлифах углей из Северного Донбасса средняя кора лигиноптероидного типа встречается в виде небольших фрагментов, причем часто совместно с рахисами птеридоспермов (см. фиг., *a*).

ДРЕВЕСИНА ЦИКАДОФИТОВОГО ТИПА

Витренизированная древесина цикадофитового типа определена в углях Северного Донбасса по аналогии с описанным Маршаллом «цикадофитовым типом витрена (антраксилона)». Поскольку этот термин используется в литературе, мы следовали Маршаллу в названии фитерала, хотя правильнее, может быть, было бы называть его «птеридоспермовым типом».

К древесине цикадофитового типа отнесена мелкоклетная витренизированная ткань с нечетким строением, включающая пористые округлые тела (фиг., е), во много раз более мелкие, чем корпо-витринит в рахисах. Длина их по горизонтальной оси 25-50 мкм, по вертикальной 10-20 мкм, иногда даже меньше. Видимо, это остатки сердцевинных лучей. По морфологическим признакам фитерал достоверно распознается не только в вертикальных шлифах, но и в шлифах-брикетах фракций разделения углей в тяжелых жидкостях.

Предположение об отнесении описываемого фитерала к птеридоспермам, сделанное на основании его отождествления с микрофотографиями в работах Маршалла, подтверждается также сходством фитерала по микроструктуре с фитолеймой стебля лигиноптериса (фиг., ж). Этот фитерал напоминает также витренизированную древесину голосеменных (ближе неустановленного систематического положения) из пермских углей Индии, описанную в статье Ганджу и Панта (Ganju, Pant, 1963, pl. III, fig. 2).

заключение

Исследование углей пласта k₂ Северного Донбасса позволило предположительно определить в числе слагающих их компонентов фитералы птеридоспермов, большей частью витренизированные. Приведенные в статье названия пока не унифицированы из-за разнородности материала, с которым они идентифицируются. Средняя кора лигиноптероидного типа, четко определяемая морфологически, может оказаться «сборным» фитералом, соответствующим разным по систематической принадлежности растениям (птеридоспермам и папоротникам); в меньшей степени это относится и к фитералу, описываемому под названием «черешки птеридоспермов».

Дальнейшие работы по совершенствованию фитерального анализа должны включать микроскопическое изучение препаратов из предварительно определенных фитолейм с целью разработки методов достоверной диагностики фитералов в шлифах углей (Гинзбург и др., 1976). Предстоит также выяснить степень распространенности и закономерности распределения описанных фитералов в угольных пластах Донецкого бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас микроструктур углей Донецкого бассейна (под ред. В. С. Яблокова и Ю. А. Жемчужникова). М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Волков Н. А. Лабораторная практика по петрографии углей. Москва Харьков. Углетехиздат, 1951. Вырвич Г. П. Исходный растительный материал и типы по исходному материалу антра-
- цитовых углей Донецкого бассейна. В кн.: Геологическое строение Ростовской и сопредельных областей. Ростов-на-Дону, 1972.
- Вырвич Г. П. Петрогенетические типы антрацитов Донецкого бассейна и некоторые закономерности распределения их на площади и в стратиграфическом разрезе.-Автореф. канд. дис., Донецк, 1973. Вырвич Г. П., Лапо А. В. Микроструктура витренизированной перидермы сигиллярий в
- антрацитах Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 3. Гинзбург А. И., Лапо А. В., Летушова И. А. Рациональный комплекс петрографических
- и химических методов исследования углей и горючих сланцев. Л., «Недра», 1976. Дроздова И. Н., Корженевская Е. С., Лапо А. В. О фитералах средне- и верхнекарбоно-вых углей Донецкого бассейна.— В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., «Наука», 1971.

Залесский М. Д. Очерк по вопросу образования угля. Изд. Геолкома, Петроград, 1914.

Иносова К. И. Остатки органов спороношения в карбоновых углях Донецкого бассейна и значение их для выяснения генезиса угля. — Литол. и полезн. ископ., 1969, **№** 3.

Лапо А. В. Гелифицированная перидерма плауновых — один из фитералов углей Донецкого бассейна.— Химия тв. топлива, 1968, № 3.

> 11* 163

- Лапо А. В. Сравнительная характеристика витринитов карбоновых углей Украины и юрских углей Сибири.— В кн.: Тезисы докл. VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., «Наука», 1975.
- Лаптева А. М. Стратиграфия и корреляция угольного пласта k₂ в Старобельском угленосном районе (Северный Донбасс). - В кн.: III геологическая конф. «Лутугинские чтения», Луганск, 1969.
- *Лаптева А. М.* О находках пробковых тканей в углях среднего карбона Донецкого бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.

Лущихин Г. М. Секреторные образования в углях Карагандинского каменноугольного бассейна. — В кн.: Сборник статей молодых научных сотрудников ленинградских геологических учреждений АН СССР, вып. І. Л., Изд-во АН СССР, 1958.

Новик К. О. Флористична характеристика кам'яновугільник відкладків Донбасу та північного схиду Украінського щита. В кн.: Стратиграфія УРСР, т. 5. Карбон. Киев, «Наукова думка», 1969.

Основы палеонтологии. Голосеменные и покрытосеменные. Госгеолтехиздат, М., 1963. Ошуркова М. В. Палеофитологическое обоснование стратиграфии верхних свит каменноугольных отложений Карагандинского бассейна. Л., «Наука», 1967.

Петрографические типы углей СССР (под редакцией А. А. Любер). М., «Недра», 1975. Петрология палеозойских углей СССР (под редакцией И. В. Еремина). М., «Недра», 1975.

Снигиревская Н. С. Анатомическое изучение остатков листьев (филлоидов) некоторых ликопсид в угольных почвах Донбасса.— Ботан. ж., 1958, т. 43, № 1. Снигиревская Н. С. К морфологии и анатомии рода Sphenopnyllum.— Палеонтол. ж.,

1959, № 2.

Снигиревская Н. С. Анатомическое изучение растительных остатков из угольных почек Донбасса. Семейство Lepidodendraceae. Тр. Ботан. ин-та АН СССР, сер. 8. Палеоботаника, 1964, вып. 5.

Снигиревская Н. С. Остатки каламитов и псарониевых папоротников в угольных почвах Донбасса. Тр. Ботан. ин-та АН СССР, сер. 8. Палеоботаника, 1967, вып. 6. Снігіревська Н. С. Деякі аспекти палеоботанічного вивчення вугільних стяжень До-

нецького бассейну.— В кн.: Викопиі фауна і флора Украіни, вип. І. Киев, «Наукова думка», 1973. Тахтаджян А. Л. Высшие растения, т. І. От псилофитовых до хвойных. М., Изд-во АН

CCCP, 1956.

Узиюк В. И. Микроструктура и физико-химическая характеристика витренов из коровых тканей и угля пласта l₁^н (Красноармейский угленосный район Донбасса).— В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых, вып. 19. Киев, «Наукова думка», 1969.

Узиюк В. И. Структура и состав некоторых витринитов Донбасса. Химия тв. топлива, 1970, № 2.

Фісуненко О. П. Про першу знахідку печіночних мохів (Hepaticeae) у кам'яновугільних відкладках Донецького басейну.— В кн.: Викопни фауна і флора Украіни, вип. 2. Киев, «Наукова думка», 1974.

Фисуненко О. П. Западноевропейские «эндемики» во флоре среднего карбона Донецкого бассейна.— Геол. ж., 1975, т. 35, № 2.

Шкуренко П. П. Петрографическое строение донецких углей. - В кн.: Геолого-химическая карта Донецкого бассейна, вып. 5, Москва — Харьков, 1941.

Blanc-Louvel C. Etude anatomique comparée des tiges et des pétioles d'une pteridospermée du carbonifére du genre Lyginopteris Potonie.— Thèse presentée pour obtenir le grade de docteur d'etat, Paris, 1965. Ganju P. N., Pant I. D. The nature of resins in the Ranigany coals.— Proc. Nat. Inst. Sci. India, part A, 1963, v. 23, No. 2.

Guennel G. K. A comparative paleobotanical investigation of the Indiana and Russian paper coal.- Dissertation Abstracts, 1961, v. 21, No. 9.

Hoehne K. Sekretvitrit.- Geologie, 1954, B. 3, No. 5.

Karszewska J. Mikrosporangia i ziarna pyłku Paracalathiopsis stachei Remy. 1953 z wier-

cenia Chełm I.— Acta paleontol. polon., 1969, v. 14, No. 2. Marshall C. E. The constitution of anthraxylon (vitrain or vitrinite) and its relation to type and rank variation in coal seams.— Fuel, 1943, v. 22, No. 6.

Marshall C. E. Coal petrology.— Econ. Geol. 50th anniv. v., pt. II, 1955. Neavel R. C. Coal IIIA and the Logan Quarry Coal.— Fieldiana, 1963, v. 4. Raistrick A., Marshall C. E. The nature and origin of coal and coal seams. London, 1948. Remy W. Laubfusit, ein Beitrag zur Frage der Fusitbildung.- Glückauf, 1954, B. 90, Hf. 1/2.

Schopf J. M. Modes of fossil preservation.— Rev. Paleobotany. and Palynology, 1975, v. 20, No. 1/2.

Thiessen R., Sprunk G. C. Coal Paleobotany.— Techn. Paper US Bureau Mines, 1941, No. 631.

ВСЕГЕИ.

Ленинград

Дата поступления 12.I.1976

МИКРОМОРФОЛОГИЯ И ХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА НЕКОТОРЫХ ИСКОПАЕМЫХ СМОЛ

В. П. АРОНСКИНД, Л. Д. ШИШКИНА

Среди ископаемых смол наиболее изучена смола третичных хвойных — янтарь (Савкевич, 1970). Между тем в настоящее время известно более 100 видов ископаемых смол, различающихся по физическим свойствам и, вероятно, по химическому строению (Орлов, Успенский, 1936; Будяк и др., 1960; Венер, 1963).

Цель настоящей работы — сравнительное изучение микроморфологии и структуры четырех ископаемых смол из коллекции О. Д. Русановой. Нами изучено два образца янтаря из Пальмникенского месторождения, образец смолы из лигнита (Куюргазинское месторождение Южно-Уральского буроугольного бассейна) и образец смолы из кварцевого глинистого песка (Филиппины).

Ископаемая смола из кварцевого глинистого песка (обр. Л-17) — прозрачная, хрупкая, светло-желтая, по виду напоминает канифоль.

	Элементарный состав, вес.%						
Наименование образца	с	н	N	О (по разности)			
Янтарь, Л-18 Смола, Л-17	78,00 80,54	10,00 10,78	0,28 0,38	11,72 8,30			

Химические анализы смол и янтарей

Кое-где, особенно по трещинам, покрыта белой фарфоровидной корочкой. При растирании в сухом виде пахнет камфарой. Под действием органических растворителей поверхность образца размягчается. При нагревании смола плавится в светлую прозрачную жидкость.

Смола из лигнита (обр. Л-49-а) представлена медово-желтыми ка пельками, покрытыми красной корочкой. При растирании пахнет камфарой, под действием органических растворителей размягчается, при нагревании набухает, затем плавится.

Первый образец янтаря (Л-48) — прозрачный, медово-желтого цвета, покрыт красновато-коричневой окисленной корочкой. Второй (обр. Л-18) — неоднороден по цвету, от прозрачного красно-коричневого на периферии до непрозрачного бледно-желтого в центре. В полированном шлифе непрозрачной части образца видно множество микроскопических пустоток, неравномерно распределенных по объему. Скопления крупных (10—15 *мкм*) пустот встречаются в виде линзочек и прослоев. Снаружи образец покрыт окисленной красновато-бурой коркой. При растирании образцы янтаря пахнут камфарой, при нагревании на воздухе темнеют и становятся хрупкими.

Химические анализы смол и янтарей близки и отличаются только содержанием кислорода (таблица).

Исследование проводилось методами рентгенографии, электронной микроскопии и инфракрасной спектроскопии.

Дебаеграммы получены с образцов игольчатой формы (выколки) в камере диаметром 86 мм. Дифрактограммы измельченного материала, взятого из различных участков исследуемых образцов, сняты на установке УРС-50ИМ. Использовалось медное отфильтрованное излучение.

Электронно-микроскопическое изучение проводилось в электронном микроскопе УЭМВ-100В методом одноступенчатых углеродных реплик, оттененных золотом.



Фиг. 1. Электронно-микроскопические снимки реплик с поверхностей скола смол и янтарей

a — глобулярная структура, следы скольжения; обр. Л-17, смола из кварцевого глинистого песка (Филиппины). Увел. 15 000; δ — следы скольжения; обр. Л-48, янтарь (Пальмникенское месторождение). Увел. 17 000; θ — картина хрупкого разрушения — кольца и ступени разлома; обр. Л-48, янтарь (Пальмникенское месторождение). Увел. 8 000; e — пластическая зона на фоне картины хрупкого разрушения; обр. Л-49-а, смола из лигнита (Куюргазинское месторождение). Увел. 12 000; θ — микропустоты в смоле; обр. Л-49-а, смола из лигнита. Увел. 22 000; e — микрокристаллы слюды в пустотке; обр. Л-18, янтарь. Увел. 8 000

Инфракрасные спектры получены на двухлучевом спектрометре UR-20 в интервале частот 700—3300 с m^{-4} . Образцы готовили в виде таблеток с бромистым калием, концентрация исследуемого вещества в таблетке составляла 0,66%. Для выявления полос поглощения гидроксильных групп снимали дополнительные спектры суспензии изучаемых веществ во фторированных углеводородах в области частот 1400— 3700 с m^{-1} .

Методом электронной микроскопии выявлено мелкоглобулярное строение смолы с различными размерами и «плотностью упаковки» глобул (фиг. 1, *a*). На электронно-микроскопических снимках реплик видны также многочисленные «дорожки», возможно, представляющие собой следы скольжения, вызванного деформацией материала в твердом состоянии (фиг. 1, *a*, б). Реплики всех образцов обнаруживают характерную для аморфного вещества картину хрупкого разрушения: выявляются кольца разлома, каждое из которых сопряжено с системой расходящихся веером ступенек, — линий разлома (фиг. 1, *в*). Иногда наряду со ступеньками видны «гребни отрыва», свидетельствующие о микромасштабном пластическом течении (фиг. 1, *в*).

На репликах и смол, и янтарей выявляются микропустотки сферической, иногда эллипсоидальной формы размером 0.1-0.7 мкм (фиг. 1, ∂). Размеры микропустот увеличиваются до 2 мк для полупрозрачной части янтаря Л-18. На репликах со скола непрозрачной части янтаря Л-18 встречаются скопления пустот почти сферической формы размером 5—15 мкм, подобные описанным в литературе (Савкевич, 1970). На стенках отдельных пустоток видны микрокристаллы минера-(зольность образца ла (фиг. 1, e), очень малое количество которого 0,14%) не позволило идентифицировать его рентгенографически. Электронографически определены межплоскостные расстояния: 4,7; 2,7; 2,3; 1,6 Å, характерные для плоскостей типа (hoo) и (oko) хрупких слюд типа хлоритоида. Возможно, что кристаллики минерала в пустотках возникли как следствие химического взаимодействия вмешающей породы и захороненной в ней смолы, тем более что проницаемость янтаря для жидкостей и газов экспериментально установлена (Савкевич, 1970).

Рентгеновские картины исследуемых смол и янтарей подобны. На дебаеграммах фиксируется основное «гало», максимум интенсивности которого соответствует d/n=6,1 Å, и слабая размытая полоса в интервале d/n=2,5—2,1 Å. Сравнением дифрактограмм материала, взятого из различных участков исследуемых образцов (прозрачного желтого, прозрачного красного, непрозрачного, красной и белой корочек), выявлено некоторое различие в положении основного максимума — «гало» (фиг. 2). Полученные рентгеновские данные не позволяют, однако, судить о структуре исследуемых веществ. Для получения количественных структурных характеристик необходим интегральный анализ кривых экспериментальной интенсивности и построение функции радиального распределения атомной плотности.

Инфракрасные спектры исследуемых образцов соответствуют спектрам янтарей и смол, приведенным в литературе (Савкевич, 1970; Будяк и др., 1960). В области, характерной для валентных колебаний С—Нсвязей в группировках СН₂ и СН₃, имеются полосы поглощения с частотами 2940, 2880, 1460, 1390 см⁻¹ (фиг. 3). В ИК-спектрах наблюдаются полосы поглощения С=О- и С-О-связей сложноэфирных и карбоксильных группировок (1740, 1710, 1280—1210, 1170 см⁻¹). Полосы поглощения с частотами 1650 см⁻¹ и 3090 см⁻¹ характерны для связей С=С и С-Н концевой винильной группы. Полоса 900 см⁻¹ является суперпозицией деформационных колебаний гидроксильной группы карбоновых кислот и СН-колебаний концевой винильной группы (Беллами, 1962). Основные различия в ИК-спектрах смол и янтаря обнаружены в области полос поглощения карбонильных групп. В ИК-спектре янтаря (фиг. 3, 3) имеется интенсивная полоса поглощения 1740 см⁻¹, которая обусловлена валентными колебаниями связи С=О сложноэфирной группировки. Поглощение, характерное для связи С=О карбоксильной группы, проявляется плечом при 1715 см⁻¹. В ИК-спектре смолы из кварцевого глинистого песка (фиг. 3, 1) имеется в этой области очень интенсивная полоса поглощения с частотой 1710 см⁻¹, которая относится к связи С=О карбоксильной группы. Заметно также небольшое плечо





1 — обр. Л-18, янтарь, прозрачный красный участок; 2 — обр. Л-18, янтарь, непрозрачный участок; 3 — обр. Л-48, янтарь, красновато-коричневая корочка; 4 — обр. Л-48, янтарь, прозрачный желтый участок; 5 — обр. Л-17, смола из песка, белая корочка: 6 — обр. Л-17, смола из песка, прозрачный желтый участок

Фиг. 3. Инфракрасные спектры поглощения

1 — обр. Л-17, смола из кварцевого глинистого песка (Филиппины); 2 — обр. Л-49-а, смола из лигнита (Куюргазинское месторождение); 3 — обр. Л-18, янтарь (Пальмникенское месторождение)

при 1730 см⁻¹. В ИК-спектре смолы из лигнита (фиг. 3, 2) наблюдается интенсивная полоса поглощения кислотного карбонила при 1710 см⁻¹ и плечо при 1735 см⁻¹, относящееся к связи С = О сложноэфирной группировки. Присутствие широкой полосы поглощения кислотного гидроксила в области 3500—3300 см⁻¹ в спектрах суспензий во фторированных углеводородах подтверждает наличие в смолах карбоновых кислот.

Таким образом, сравнение ИК-спектров исследованных смол и янтаря в области поглощения карбонильных групп показывает, что для смол характерны преимущественно связи С=О карбоксильных, а для янтаря — сложноэфирных группировок. Результаты наших исследований хорошо согласуются с данными А. Чирха (Савкевич, 1970), который на основании химических исследований предположил, что в процессе образования янтарей из смол основная масса смоляных кислот превращается в эфиры.

Выводы. 1. Электронно-микроскопически выявлены особенности микроморфологии исследуемых смол и янтарей: мелкоглобулярное строение, следы скольжения, микропустоты. На стенках пустот в янтаре обнаружены микрокристаллы минерала, определенного электронографически как хлоритоид.

2. Обнаружены различия в инфракрасных спектрах смол и янтарей в области поглощения карбонильных групп: для смол характерны преимущественно связи С=О карбоксильных, а для янтаря — сложноэфирных группировок.

ЛИТЕРАТУРА

Беллами Л. Инфракрасные спектры сложных молекул. М., Изд-во ИЛ, 1963. Будяк Н. Ф., Караваев Н. М., Касаточкин В. И., Смуткина З. С. Исследование иско-паемой смолы из Ткибульских углей. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1960, т. 131, № 4.

Венер Р. А. О химическом составе ископаемых смол. -- Тр. института горючих ископаемых. Химия угля, т. XXI, 1963.

Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. М. Л., Изд-во АН СССР. 1936.

Савкевич С. С. Янтарь. Л., «Недра», 1970.

Горный институт, Свердловск

Дата поступления 11.V.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3, 1977 r.

МЕТОДИКА

УДК 550.4: 546.71+546.72

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАКИСИ ЖЕЛЕЗА И ДВУОКИСИ МАРГАНЦА ПРИ ИХ СОВМЕСТНОМ НАХОЖДЕНИИ В ОСАДКАХ

Е. С. БАЗИЛЕВСКАЯ, М. И. СТЕПАНЕЦ

Методики определения закисного железа (Fe¹¹) и двуокиси марганца (Mn^{IV}) обычно не рассчитаны на возможность сосуществования этих компонентов в природных образцах. Теоретическим обоснованием для этого является сопоставление нормальных потенциалов реакций окисления $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+} + e$, равного 0,77 в и $Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+} + 2e$, равного 1,28 в, из которого следует, что процесс окисления железа происходит легче и заканчивается раньше, чем у марганца. Иными словами, наличие в пробе Мп^{IV} должно свидетельствовать о закончившемся процессе окисления Fe¹¹. Во многих природных образцах эта закономерность действительно соблюдается. Вероятно, это справедливо для осадочных пород и руд с законченным циклом формирования. Однако в относительно молодых породах и современных осадках, как показывает практика, нельзя исключать возможности сосуществования Mn^{IV} и Fe^{II}. Можно предполагать, что такое сочетание элементов в некоторых случаях свидетельствует о неравновесном состоянии их в осадках и характеризует определенный этап диагенетических преобразований.

В связи с возросшим интересом к исследованиям геологии морей и океанов возникла необходимость в количественной оценке разновалентных форм железа и марганца в осадках с учетом возможности их сосуществования.

Обычно методики определения закисного железа и двуокиси марганца основываются на принципе использования окислительно-восстановительных реакций. При этом учитывается количество кислорода, пошедшего на окисление Fe^{II}, и количество кислорода, освободившегося при восстановлении Mn^{IV}. Из этого следует, что при эквивалентных количествах Fe^{II} и Mn^{IV} в пробе реакции восстановления и окисления будут скомпенсированы и определить содержание этих компонентов невозможно. В случае преобладания одного компонента над другим содержание первого будет заниженным, а второй может быть не определен совсем. Очевидно, для таких сочетаний нужны специальные методики.

Первая такая методика была предложена У. Д. Брегвадзе (1954). Она основана на различиях в окислительной способности дифенилами-

на по сравнению с Fe¹¹ и щавелевой кислотой, по избытку которой определяется MnO₂. Автор полагает, что при температуре ниже 12° С дифениламин окисляется раньше щавелевой кислоты, но после полного окисления Fe¹¹. Следовательно, при титровании раствором перманганата можно фиксировать сначала момент полного окисления Fe¹¹, а затем при повышении температуры раствора до 70° С проводить титрование избытка щавелевой кислоты, так как при повышенной температуре щавелевая кислота окисляется раньше дифениламина.

Таблица 1

Компоненты	Исходная навеска, г	Весовое соотношение компонен- тов	Молекуляр- нсе соотно- шение компо- нентов	Содержание FeO в ис- ходном об- разце, вес.%	Получен- ное содер- жание FeO, вес.%	Относи- тельная ошибка, %
Смесь $\frac{Fe^{2+}}{Mn^{4+}}$	0,0137 0,0485	1:3,53	1:5,35	47,40	57,80	+22,00
Смесь $\frac{Fe^{2+}}{Mn^{4+}}$	0,1165 0,0544	2,14:1	1,41:1	47,40	42,10	-11,20
Смесь $\frac{Fe^{2+}}{Mn^{4+}}$	0,0982 0,0060	16,4:1	10,8:1	47,40	43,9	7,4

Результаты определения FeO по методике C. Ватанабе *

 Для приготовления механических смесей были использованы образцы сидеритовой руды с содержанием FeO 47.40% и пиролюзитовой руды с содержанием MnO 83,01%.

При проверке этой методики на механических смесях сидерита и пиролюзита в разных соотношениях нами были получены весьма далекие от истинных результаты. При осмысливании их мы пришли к выводу, что теоретическая основа предложенного У. Д. Брегвадзе метода верна только для холостого опыта, при отсутствии в пробе двуокиси марганца. По ходу анализа навеска разлагается в сернокислом растворе при нагревании в присутствии щавелевой кислоты. В этих условиях происходит восстановление MnO₂, о чем справедливо упоминает автор. Но в результате восстановления двуокиси в растворе происходит окисление и Fe^{II} и щавелевой кислоты.

Поэтому последующая добавка дифениламина и титрование перманганатом при пониженной температуре не может характеризовать состав твердой фазы пробы, а лишь фиксирует соотношение компонентов, находящихся в равновесном состоянии в растворе. Это приводит к получению искаженных результатов.

Сделанные замечания можно отнести и к разработке И. Бабчана (Babčan, 1959), являющейся модификацией рассмотренной методики. Автор предложил снизить температуру титрования закисного железа до —7° С.

Разложение пробы в присутствии восстановителя применено и в методике С. Ватанабе (Watanabe, 1960_{1, 2}). Навеска разлагается в смеси серной и фосфорной кислот в присутствии сернистокислого натрия в токе CO_2 . В этих условиях двуокись марганца восстанавливается за счет окисления Na_2SO_3 . Избыток Na_2SO_3 разлагается длительным кипячением (около 10 мин.), после чего в растворе определяется Fe^{II} титрованием ванадатом или бихроматом по дифениламину. Определение MnO_2 проводится обычным методом по активному кислороду, но при расчете учитывается количество восстановителя, пошедшее на титрование закисного железа.

Проведенная нами проверка этой методики на механических смесях FeCO₃ и MnO₂ (табл. 1) показала, что в большинстве случаев она дает

заниженные результаты определения FeO. Интересно, что и для чистой пробы FeCO₃ (без примеси MnO₂) были получены также существенно заниженные результаты. Поскольку определение MnO₂ в этой методике производится по расчету, учитывающему содержание FeO, то ошибка соответственно переносится и на это определение.

Нам представляется, что главной причиной заниженных результатов, получаемых в этом случае, является длительное кипячение раствора, необходимое для разложения Na₂SO₃. Очевидно, при этом процессе происходит не только разложение сернистокислого натрия, но частично окисляется и закисное железо. Если уменьшить время кипячения, то неполное разложение реагента может привести к получению завышенных результатов определения закисного железа. Четкого критерия для

Таблица 2

Компоненты	Исходная навеска, г	Весовое соотношение компонентов	Молеку- лярное соотноше- ние компо- нентов	Содержание в исходном образце, вес.%	Получен- нсе содер- жание, вес. %	Относительная ошибка, %
Смесь $\frac{Fe^{2+}}{Mn^{4+}}$	0,0143 0,0495	1:3,46	1:5,24	47,40 88,01	47,10 87,78	$-0,63 \\ -0,26$
Смесь $ \frac{Fe^{2+}}{Mn^{4+}} $	0,0970 0,0520	1,86:1	1,23:1	$47,40 \\ 88,01$	47,42 87,91	$+0,04 \\ -0,11$
Смесь $\frac{Fe^{2+}}{Mn^{4+}}$	0,10 39 0,0100	10,4:1	6,86:1	47,40 88,01	47,48 87,60	$^{+0,16}_{-0,47}$

Результаты	определения	FeO	И	MnO ₂	предлагаемым	методом
результаты	определения	rev	и	mino ²	предлагаемым	MCTU

определения окончания реакции разложения сернистокислого натрия установить не удается, и чаще фиксируются отрицательные ошибки при определении закисного железа.

Все сказанное свидетельствует об определенных слабостях известных методик определения FeO и MnO₂ при их совместном нахождении и делает целесообразными дальнейшие поиски в этом направлении.

Для решения этого вопроса мы решили проверить возможность раздельного определения этих компонентов. Были опробованы различные условия разложения пробы для селективного выделения Fe¹¹ при стабилизации Mn^{1V} в нерастворимом остатке. Удачным оказалось сочетание 5%-ной азотной кислоты и 1n К₂Сг₂О₇ при трехминутном кипячении. Смысл обработки сводится к тому, что азотная кислота является не только растворителем закисного железа в этой реакции, но, обладая окислительными свойствами, предохраняет MnO₂ от восстановления. Концентрация кислоты установлена эмпирически и при определении должна строго соблюдаться. Добавление определенного количества бихромата (10-20 мл) позволяет фиксировать перешедшее в раствор закисное железо путем количественного окисления его и последующего определения избытка бихромата при титровании нормальным раствором соли Мора по дифениламину. Это титрование следует проводить после фильтрации раствора через плотный фильтр и тщательного промывания нерастворимого остатка. Оставшийся на фильтре осадок MnO₂ очень ползет, поэтому фильтровать следует осторожно, чтобы жидкость заполняла фильтр не более чем наполовину.

Таким путем достигается разделение определяемых компонентов — железо переходит в раствор, а двуокись марганца остается в нерастворимом осадке. Осадок вместе с фильтром переносится в коническую колбу на 300 mл и в нем определяется MnO_2 с солью Мора или любым другим известным методом.

Таким образом, предлагаемая методика имеет преимущество перед рассмотренными в начале статьи разработками как метод прямого, а не расчетного определения FeO и MnO₂ при их совместном нахождении в осадках. Она дает хорошую сходимость результатов при параллельных определениях, проведенных на механических смесях сидерита и пиролюзита, взятых в различных соотношениях (табл. 2).

Можно полагать, что обработка 5%-ной азотной кислотой кроме карбонатных минералов железа растворяет также Fe^{II} лептохлорита, биотита и глауконита (Залманзон и др., 1955). В целом она дает представление о содержании в осадках и осадочных породах железа, закисного легкорастворимого (Страхов, Залманзон, 1957; Залманзон, 1966). Для определения Fe^{II} труднорастворимых силикатов следует предварительно освободиться от MnO₂, переведя ее в раствор восстановительной обработкой. Для этого можно воспользоваться раствором 2%-ной серной кислоты с несколькими каплями пергидроля. После кипячения до обесцвечивания осадка раствор фильтруют, промывают фильтр с осадком и в нем определяют Fe^{II} труднорастворимых силикатов.

Могут возникнуть сомнения в возможности окисления бихроматом марганца низших степеней валентности, если таковые присутствуют в осадках. При этом надо учитывать, что кроме Mn^{iv} в осадках может находиться Mn¹¹ в форме карбоната или в связанном с Mn^{1V} состоянии (Базилевская, 1976). Практика показала, что при определении закисного железа в манганосидеритах при разложении их в разбавленной кислоте (5:100 HCl) и титровании бихроматом Mn^{II} не окисляется и не мешает определению. По-видимому, нет оснований полагать, что по-иному будет вести себя Mn¹¹, связанный с MnO₂. В разбавленных кислотах Мп^и растворяется и сохраняется в такой же валентной форме в растворе. Трехвалентный марганец может образоваться только в условиях растворения в концентрированных кислотах, т. е. в наших условиях его появление исключено. Окисление Mn¹¹ до Mn^{1v} сопровождается выпадением осадка, что также в опыте не отмечается, по-видимому, потому, что для такого окисления нужна слабощелочная среда. Помимо этих теоретических предположений нами был проведен опыт на образцах родохрозитовой (MnCO₃) и манганитовой (MnO·MnO₂·H₂O) руды. Навески 0,2 г были обработаны 5%-ной HNO₃ и 1n K₂Cr₂O₇ при трехминутном кипячении. Последующие определения показали, что количество прилитого бихромата не изменилось, т с окисления Мп¹¹ в этих условиях не происходит.

При изучении геохимии осадочных образований определения Fe^{II} и Mn^{IV} производятся на фоне определения валовых содержаний этих элементов в пробе. По разности между валовыми содержаниями Fe и Mn и содержанием их в форме Fe^{II} и Mn^{IV} можно определить количества Fe^{III} и Mn^{II} и, таким образом, учесть все валентные состояния этих элементов в осадках. Определению мешает присутствие в пробах восстановителей — сульфидов, ванадия и органического вещества.

Таким образом, на основании аналитической проверки известных методов определения Fe^{II} и Mn^{IV} при их совместном нахождении в пробе показано отсутствие надежных методик для этих определений. Дан анализ причин их несостоятельности. Предложена новая методика прямого определения указанных компонентов, основанная на окислении закисного железа бихроматом калия в азотнокислой среде и отделении его от осадка MnO₂ фильтрованием. После разделения определение Fe^{II} производится методом обратного титрования избытка бихромата солью Мора, а Mn^{IV} определяется с помощью любого известного метода. Базилевская Е. С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд. Тр. ГИН АН СССР. М., «Наука», 1976, вып. 287.

Брегвадзе У. Д. Определение двуокиси марганца в присутствии двухвалентного железа в карбонатных рудах.— Сообщ. АН ГрузССР, 1954, т. 15, № 9. Залжанзон Э. С., Захарова Н. В., Шишова Е. С. Методы анализа железисто-карбонат-

ных пород. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. ХХХ (2).

Залманзон Э. С. Определение форм железа в осадочных породах. – Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3. Страхов Н. М., Залжанзон Э. С. Методы изучения осадочных пород. Госгеолтехиздат,

1957, т. II. Babčan J. Stanoveni kyslichiku manganu ruzného mocenstvi.— Hunt. listy, 1959, Т. 14,

No. 12.

Watanabe S. Determination of Fe^{2+} and Fe^{3+} oxides in Mn^{3+} and Mn^{4+} oxides presence.— J. Japan Inst. Metals, 1960, v. 24, No. 7.

Watanabe S. Determination of the oxygen in manganic and manganous ores. J. Japan. Inst. Metals, 19602, v. 24, No. 7.

Геологический ин-т АН СССР. Москва

Дата поступления 11.V.1976

ł

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

,

2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа. 3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через

два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3-4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.

6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м. 2 кг), не допускается. 7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответ-

ствовать стандартным обозначениям.

8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов. должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.

9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфави-ту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.

10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так: А. И. Федоров (1949).

11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скоб-ках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.

12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотокрафиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей не более 3—5, фигуро-фото — не более 5—6. 15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (³/₄ страницы), отпеча-

танные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соот-ветствии с требованиями ВИНИТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

18. В подготовленном к набору (отредактированном) оригинале статьи, редакция просит Вас тщательно выверить текст, проверить рисунки и сверить их соответствие с подписями к рисункам.

19. Проверенный и исправленный текст и рисунки подписать «в печать» и распи-

саться (в тексте — в верхнем углу, справа; на рисунке — на обороте — карандашом). 20. Все дополнения, исправления и подписи делать только простым карандашом. 21. Корректура авторам впредь высылаться не будет.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

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

Технический редактор Е. И. Гришина

Подписано к печати 26/V-1977 г. Тираж 1335 экз. T-09938. Сдано в набор 1/IV-1977 г. Уч.-изд. листов 16,1. Формат бумаги 70×1081/16. Бум. л. 5¹/₂. Усл. печ. л. 15.4. Зак. 4525.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10