

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.

Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1973

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 6, 1973 г.
НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Лисицына, О. А. Дворецкая, З. В. Пушкина, Е. В. Черкова. К геохимии элементов-гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана	3
С. В. Руженцев, И. В. Хворова. Среднепалеозойские олистостромы в Самарской зоне Южного Урала	21
Ю. Н. Брагин. Глинистые минералы каменноугольных отложений юго-западной части Донбасса	33
З. Н. Горбунова. Об особенностях глинистых минералов гидротермально измененных осадков	45
В. И. Дубовик, М. Ю. Косыгин, М. А. Мессинева. Монтмориллонит после стрессового и ударного сжатия	52
М. С. Бурштар, Ю. Ф. Мышкова, Ю. Н. Швембергер. Осадочно-вулканогенный комплекс (верхний триас — нижняя юра) Восточного Предкавказья и перспективы его нефтегазоносности	58
В. И. Сиротин. История минералов свободного глинозема и эволюция литолого-минералогических типов бокситов КМА	68
В. Е. Закруткин, В. В. Беляев, И. В. Швецова. Титан в бокситах Южного Тимана	84
В. Н. Нагорный, Ю. Н. Нагорный. О влиянии разрывных дислокаций на метаморфизм угольных пластов Донбасса	93
В. Н. Шванов, Э. А. Гойло, Л. П. Семенова. Проявления глубокого эпигенеза и метаморфизма в терригенной толще палеозоя Ферганского хребта	102
Л. Г. Гилянская, Ю. Н. Занин, М. Я. Щербакова. Изоморфизм в апатитах континентальных фосфоритов по данным электронного парамагнитного резонанса	111
Г. Ф. Рожков, З. Н. Ипатова, О. В. Колобзаров, Р. Н. Стайсон. Дробный ситовой гранулометрический анализ	121
<i>Краткие сообщения</i>	
Ю. С. Кормилец. О значениях рН и Eh подземных вод зоны катагенеза Днепровско-Донецкой и Припятской впадин	136
В. А. Копейкин, Н. И. Тарасова. Адсорбционно-структурные характеристики некоторых месторождений кремнистых пород Поволжья	138
В. М. Васильева. Вторичные ореолы рассеяния урана и его безрудные геохимические аномалии в древней коре выветривания	140
Н. П. Григорьев. Петрографические признаки ископаемых почв в юрских отложениях юго-запада Сибирской платформы	143
<i>Методика</i>	
М. Я. Кац, А. А. Рассказов. Широкая гравитационная градиентная трубка для сепарации минералов	148
<i>Хроника</i>	
Г. Ф. Крашенинников. Литология на XXIV сессии Международного геологического конгресса	151
В. А. Гроссгейм, Н. С. Окнова. Первый семинар Комиссии по осадочным породам «Гранулометрический анализ в геологии»	153
Содержание журнала за 1973 год	156

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 6, 1973

NOVEMBER — DECEMBER

CONTENTS

N. A. Lisitzina, O. A. Dvoretzkaia, Z. V. Pushkina, E. V. Cherkasova. To the geochemistry of elements-hydrolysates in the sediments of the North-Western basin of the Pacific Ocean	3
S. V. Ruzhentsev, I. V. Khvorova. Middle Paleozoic olistostromes in the Sakmara zone of Southern Urals	21
Yu. N. Bragin. Clay minerals in the coal deposits of the south-western part of the Donetz Basin	33
Z. N. Gorbunova. On the specific features of clay minerals in hydrothermally-altered sediments	45
V. I. Dubovik, M. Yu. Kosygin, M. A. Messineva. Montmorillonite after a stress and shock compression	52
M. S. Burshtar, Yu. F. Myshkova, Yu. N. Shvemberger. Volcano-sedimentary complex (Upper Triassic — Lower Jurassic) of Eastern Predkavkazie and the prospects of its oil and gas content	58
V. I. Sirotnin. The history of free alumina minerals and the evolution of lithological-mineralogical types in the bauxites of the Kursk Magnetic Anomaly	68
V. E. Zakrutkin, V. V. Beliaev, I. V. Shvetsova. Titanium in the bauxites of Southern Timan	84
V. N. Nagorny, Yu. N. Nagorny. On the effect of strike — slip dislocations on the metamorphism of coal seams in the Donetz Basin	93
V. N. Ivanov, E. A. Goilo, L. P. Semenova. Signs of a deep — seated epigenesis and metamorphism in Paleozoic terrigenous strata of Fergahana ridge	102
L. G. Gilinskaia, Yu. N. Zanin, M. Ya. Scherbakova. Isomorphism in the apatites of continental phosphorites according to the electron spin resonance data	111
G. F. Rozhkov, Z. N. Ipatova, O. V. Kolobzarov, R. N. Staison. Fractional granulometric sieve analysis	121

Short Notes

Yu. S. Kormilets. On the pH and E values in the underground waters of the katagenesis zone in the Dnieper-Donetz and Pripiat depressions	136
V. A. Kopeiskin, N. I. Tarasova. Adsorption — structural characteristics of some flint rock deposits in the Volga region	138
V. M. Vasilieva. Secondary dispersion haloes of uranium and its ore-less geochemical anomalies in the old crust of weathering	140
N. P. Grigoriev. Petrographic features of fossil soils in the Jurassic deposits of the south — west of the Siberian platform	143

Methods of research

M. Ya. Katz, A. A. Rosskazov. Wide gravity gradient tube for the separation of minerals	148
---	-----

Chronicle

G. F. Krasheninnikov. Lithology at the XXIV Session of the International Geological Congress	151
V. A. Grossgeim, N. S. Oknova. «Granulometric analysis in geology» — the first seminary of the Commission on Sedimentary Rocks	153
Index of the magazine for 1973	156

УДК 550.4 : 551.352 (265) *

К ГЕОХИМИИ ЭЛЕМЕНТОВ-ГИДРОЛИЗАТОВ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КОТЛОВИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

**Н. А. ЛИСИЦЫНА; О. А. ДВОРЕЦКАЯ, З. В. ПУШКИНА,
Е. В. ЧЕРКАСОВА**

Содержания 6 элементов-гидролизатов (Al, Ti, Ga, Zr, Nb, Ta) были определены методами мокрой химии в 200 образцах донных осадков, вскрытых колонками по профилю общей протяженностью более 4000 км. Профиль простирается от берегов Японии в юго-восточном направлении и пересекает разные литолого-фациальные зоны — от прибрежной вулканотерригенной до глубоководной пелагической зоны распространения красных глин. Выявлены две особенности распределения элементов-гидролизатов по профилю: все они увеличивают содержание от берега к центру котловины и обогащают пелагические красные глины, по сравнению с прибрежными осадками средние содержания Al возрастают в 1,35, Ti в 1,5, Ga в 1,5, Zr в 2,2, Ta в 2,5, Nb в 3,7 раза; характер распределения элементов в толще осадков меняется в том же направлении от пятнистого в прибрежных вулканотерригенных осадках до равномерного в пелагических красных глинах. Установлено, что в обогащении элементами-гидролизатами пелагических илов ведущую роль играют процессы терригенной седиментации.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Гидролизаты как особая группа элементов, обладающих многими общими свойствами, в донных осадках морей и океанов фактически не изучены. В литературе по геохимии современных отложений наряду с описанием характера распределения и форм нахождения других элементов имеются соответствующие данные для одного или нескольких элементов-гидролизатов. Эти данные далеко не полные и относятся не ко всем фациальным типам осадков. Более других охарактеризованы глубоководные пелагические глины (Revelle et al., 1955; Goldberg, Arrhenius, 1958; Wakeel, Riley, 1961; Gronan, 1969, и др.), в меньшей степени осадки прибрежных областей (Hirst, 1962_{1,2}) и др.

В сообщении Н. М. Страхова и др. (1973) была дана общая картина распределения большого числа элементов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана на примере Японского профиля и проанализирован механизм, создающий это распределение. Элементы-гидролизаты (Al, Ti, Ga, Zr, Nb, Ta) вошли как часть в эту общую картину. Но собранный по ним материал в статье был далеко не исчерпан. Анализировались лишь средние содержания элементов-гидролизатов по зонам в верхнем стратиграфическом горизонте разреза осадков. Распределение конкретных их значений в этом горизонте и во всех других, более глубоких, за ограниченностью журнальной статьи проанализировано не было, хотя важность такой задачи отчетливо сознавалась. Связь содержаний элементов-гидролизатов с гранулометрией и минералогией осадков по той же причине также осталась вне анализа. Наконец, только очень кратко был затронут вопрос о направленных изменениях содержаний элементов-гидролизатов по вертикали колонок. Рассмотрение всех этих во-

просов было сознательно оставлено до специального сообщения, каковым и является настоящая статья. Al, Ti, Ga, Zr, Nb, Ta определялись в химической лаборатории Геологического института АН СССР методами мокрой химии. Содержания Al и Ti получены обычным классическим способом; в мономинеральных образцах и частично размерных фракциях для их определения применялся микроанализ (аналитик К. А. Степанова).

Ga и Zr определялись Е. В. Черкасовой колориметрически. Определение Nb и Ta проводилось Э. В. Пушкиной экстракционно-фотометрическим методом, разработанным В. С. Быковой. Всего проанализировано на 6 элементов около 200 образцов, т. е. сделано более 1000 определений. В размерных фракциях и некоторых мономинеральных образцах выполнено по 30—40 определений каждого элемента.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ГИДРОЛИЗАТОВ В ТОЛЩЕ ОСАДКОВ

Полученные данные послужили основой для построения геохимических профилей (фиг. 1). Изменения содержаний элементов в направлении от берега к пелагиали и особенности их распределения в толще осадков показаны с помощью профильных изолиний по методу, примененному Н. М. Страховым (1972).

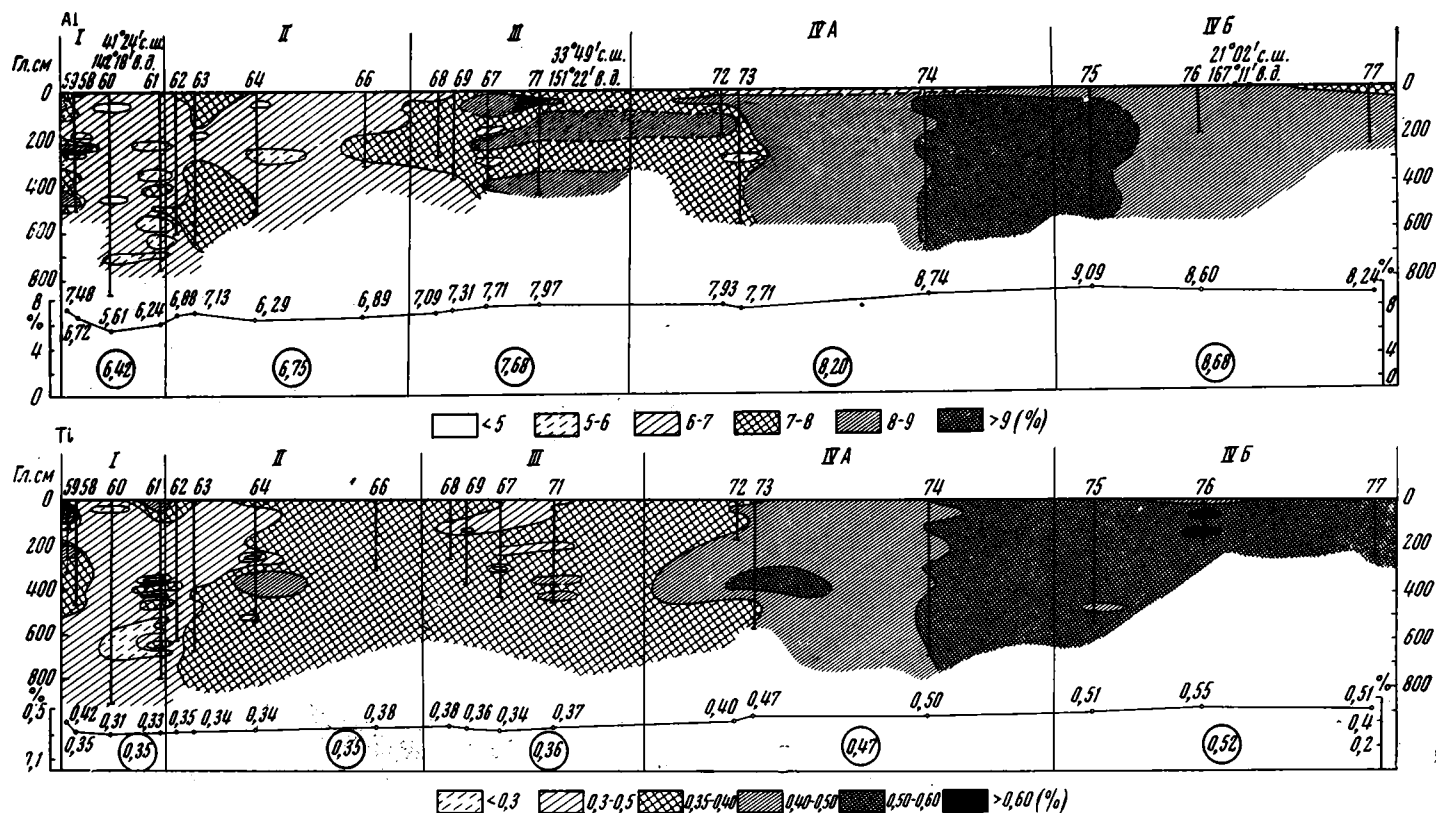
На этих профилях нетрудно установить три кардинальных факта.

Первый факт (Н. М. Страхов и др., 1973) — средние содержания всех элементов-гидролизатов растут от прибрежных зон к крайней пелагической зоне IVA. Эта закономерность весьма отчетливо видна на кривых внизу каждого профиля; содержание каждого элемента показано как среднеарифметическое для каждой колонки. По сравнению с прибрежной зоной распространения вулкано-терригенных отложений, где содержания элементов-гидролизатов минимальны, в зоне глубоководных пелагических глин они возрастают для Al в 1,35; Ti в 1,5; Ga в 1,5; Zr в 2,2; Ta в 2,5; Nb в 3,7 раза. Не менее отчетливо видна та же закономерность и в табл. 1. По данным А. П. Лисицына (1971), скорости осадконакопления в Северо-Западной котловине Тихого океана меняются от берега к пелагиали следующим образом: в прибрежной зоне они составляют 10—30 мм и более в 1000 лет, а в самых удаленных пелагических областях — менее 1 мм за то же время. Отсюда слой прибрежных вулкано-терригенных осадков мощностью 600 см соответствует пачке 20—30 см в пелагиали (зона IV).

В этом синхроничном слое указанной мощности содержания Al постепенно возрастают от 6, 14 в прибрежной зоне до 8,3% в глубоководных красных глинах; содержание Ti от 0,34 до 0,50%; Ga от 17 до $26 \cdot 10^{-4}\%$; Zr от 161 до $257 \cdot 10^{-4}\%$; Nb от 4,90 до $15 \cdot 10^{-4}\%$; Ta от 0,2 до $0,4 \cdot 10^{-4}\%$. Иными словами, за сравнительно одинаковый отрезок времени (примерно 250 тыс. лет) в удаленных пелагических областях накапливается Al в 1,35; Ti в 1,5; Ga в 1,5; Zr в 1,6; Nb в 3,0 и Ta в 2 раза больше, чем в прибрежных. Эти числа вполне сопоставимы с рассчитанными для всей толщи в целом как среднеарифметические. Небольшие различия для Zr, Nb, Ta не имеют принципиального значения.

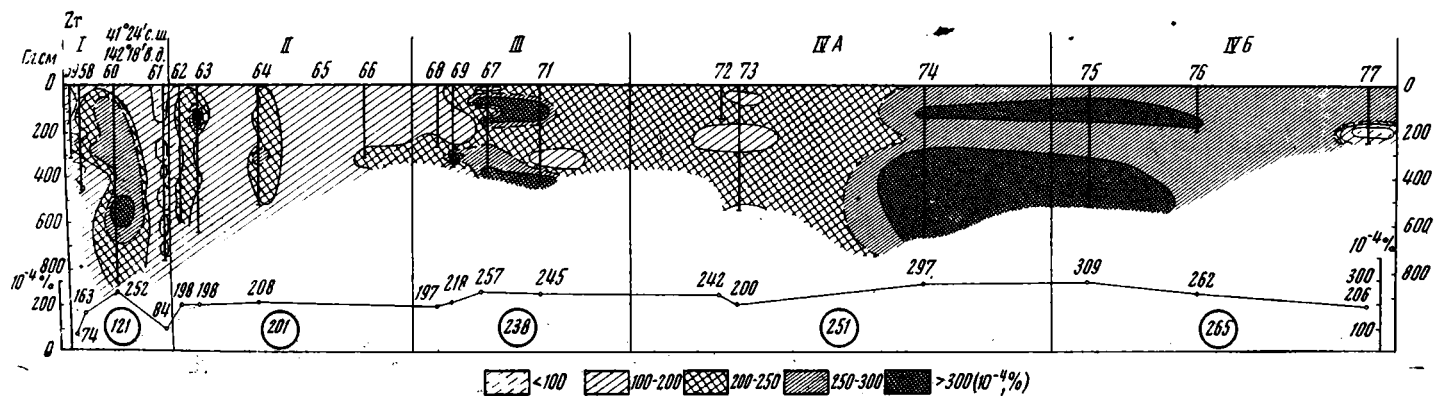
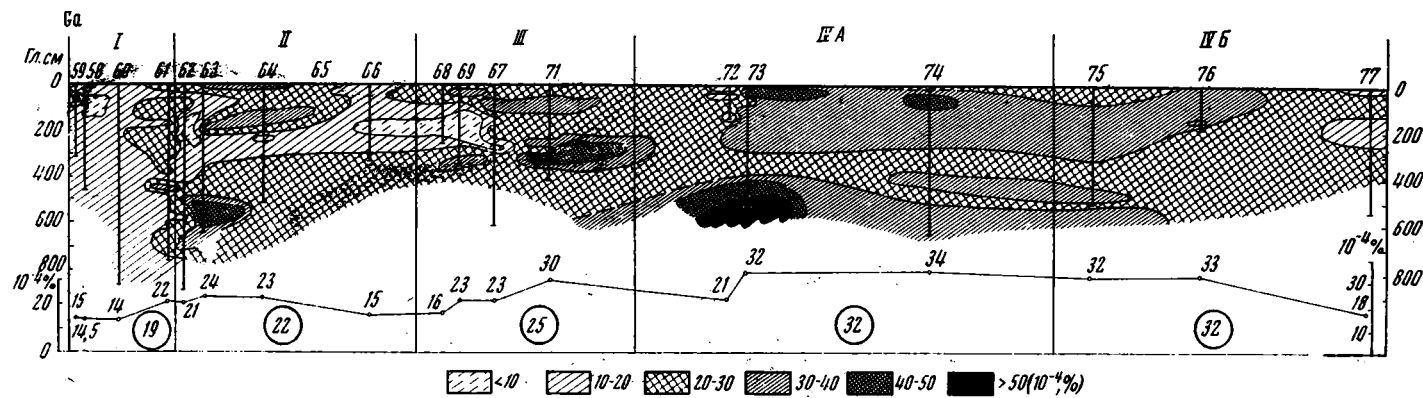
Второй факт — изменение характера распределения всех элементов-гидролизатов в том же направлении. На фиг. 1 хорошо видно, что для наиболее грубых прибрежных вулкано-терригенных и в меньшей степени гемипелагических отложений характерно пятнистое распределение в осадочной толще и максимальный размах колебаний в содержаниях всех элементов; в более однородных существенно глинистых осадках пелагических областей наблюдается усреднение их содержаний и равномерное распределение в осадочной толще.

Третий факт — отсутствие направленных изменений содержаний элементов-гидролизатов по вертикали. Содержания любого члена группы в разрезе на одних интервалах увеличиваются, на других убывают.

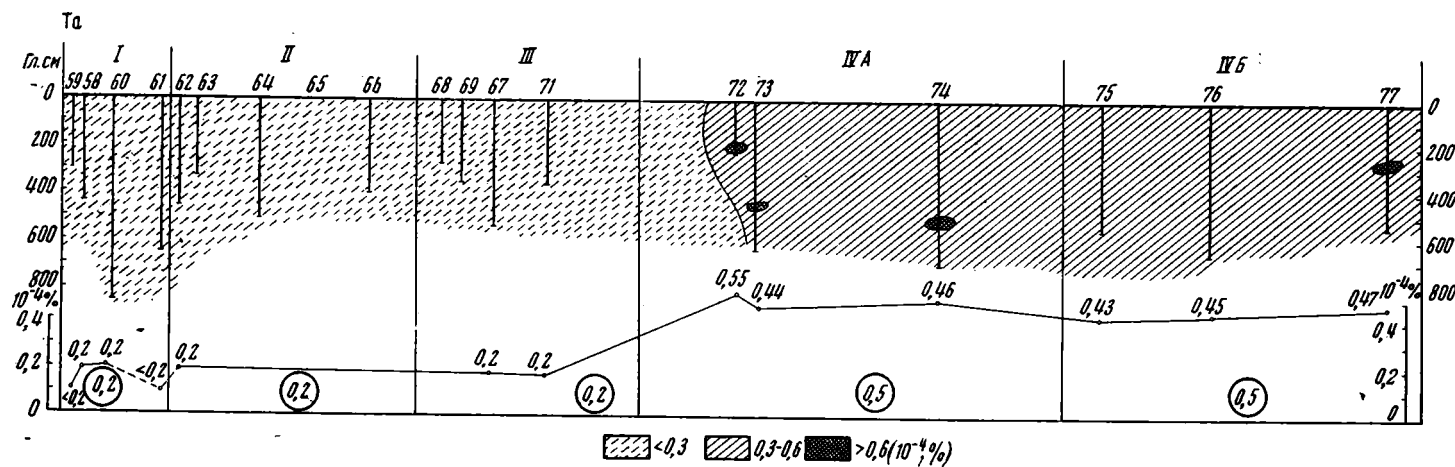
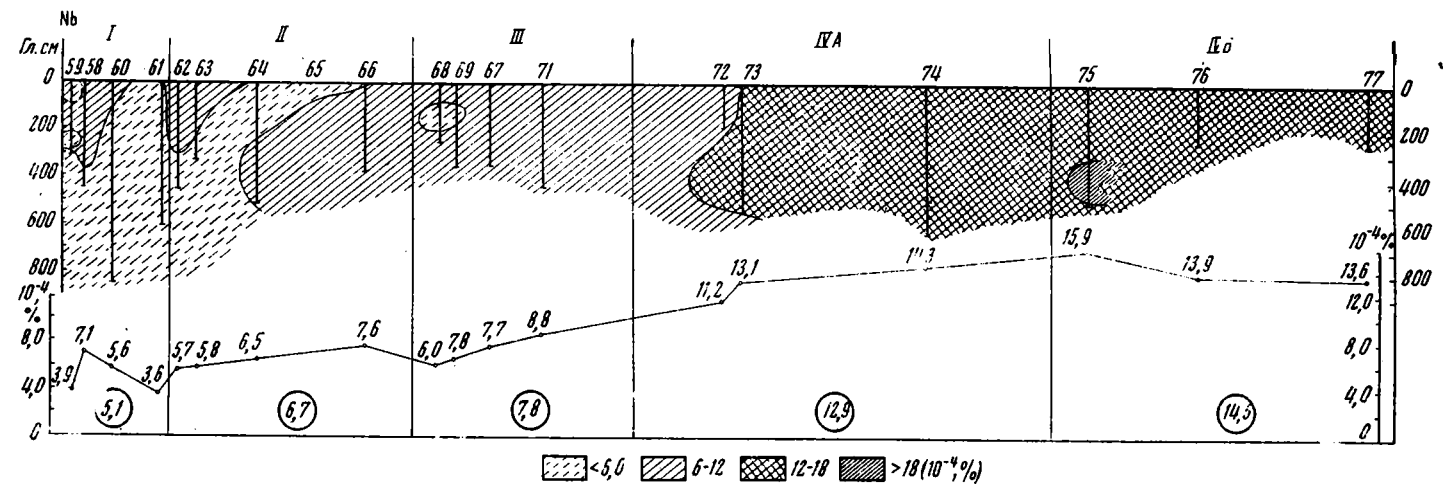


Фиг. 1. Распределение элементов-гидролизатов в осадках по профилю через Северо-Западную котловину Тихого океана

Содержание элементов в осадке: Al, Ti — вес.%; Ga, Zr, Nb, Ta — 10^{-4} вес.%; — цифры в нижней части каждого профиля — среднее содержание элементов в осадках каждой станции; цифры в кружках — среднее содержание элементов в разных литолого-фациальных зонах осадков: I — прибрежные вулканогенно-терригенные, II — гемипелагические кремнисто-глинистые, III — глубоководные пелагические глины переходного типа, пелагические (красные) глины: IVA — с рассеянным вулканическим пеплом, IVБ — с цеолитами



Фиг. 1 (продолжение)



Фиг. 1 (продолжение)

Таблица 1

Средневзвешенные содержания элементов-гидролизатов в синхроничном слое осадков

Элементы	I					II						
	номера станций											
	6159	6158	6160	6161	среднее	6162	6163	6164	6166	среднее	6168	6169
Al } вес, %	7,2	6,8	5,2	6,3	6,14	6,8	7,4	7,1	6,9	7,1	7,2	7,2
Ti } вес, %	0,42	0,36	0,31	0,34	0,34	0,34	0,35	0,40	0,38	0,36	0,38	0,35
Ga } 10^{-4} вес, %	16	13	14	22	17	19	25	27	15	22	12	18
Zr } 10^{-4} вес, %	68	160	262	86	161	203	201	234	185	208	193	210
Nb } 10^{-4} вес, %	5,7	6,7	5,2	3,4	4,9	Н. о.	Н. о.	7,9	7,8	7,8	4,8	7,8
Ta } 10^{-4} вес, %	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	»	»	0,2	0,2	0,2	0,25	0,25

Элементы	III			IVA				IVB				Коэффициент обогащения	
	Номера станций												
	6167	6171	среднее	6172	6173	6174	среднее	6175	6176	6177	среднее		
Al } вес, %	8,0	8,0	7,6	8,2	8,0	8,2	8,1	8,9	8,3	7,8	8,3	1,35	
Ti } вес, %	0,35	0,36	0,36	0,41	0,45	0,48	0,39	0,51	0,49	0,51	0,50	1,47	
Ga } 10^{-4} вес, %	26	29	21	20	38	35	30	31	31	19	26	1,53	
Zr } 10^{-4} вес, %	258	265	232	235	202	265	227	263	229	270	257	1,60	
Nb } 10^{-4} вес, %	7,9	8,8	7,4	11,3	Н. о.	14,8	12,3	16,9	17,6	11,9	15,0	3,1	
Ta } 10^{-4} вес, %	0,2	0,2	0,22	0,6	»	0,5	0,55	0,4	0,4	0,4	0,4	2,0	

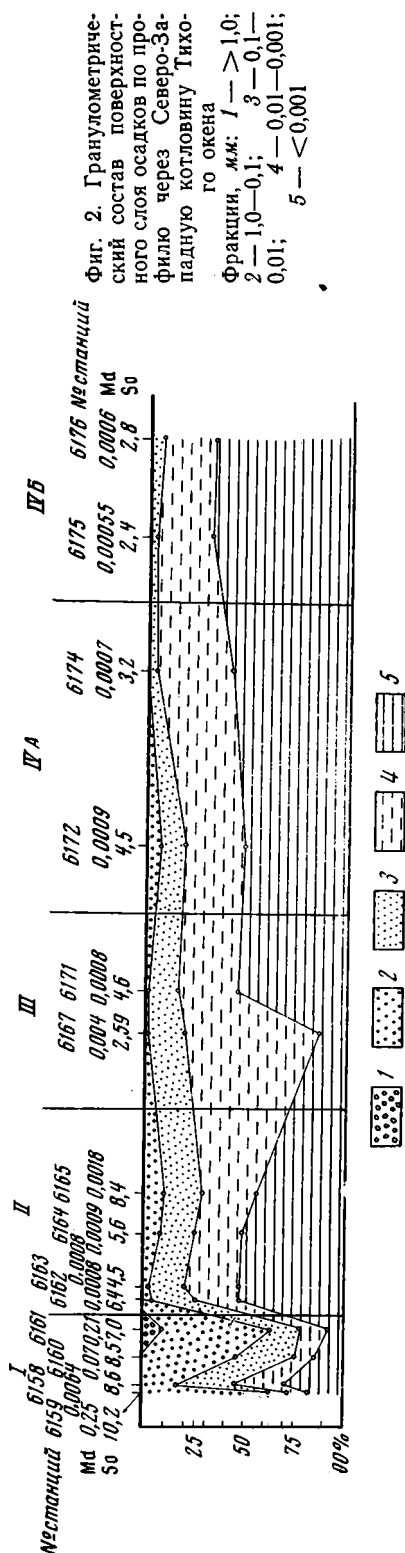
В этих изменениях содержаний не заметно ни прогрессирующего убывания, ни возрастания в том же направлении. Колебания количеств каждого элемента не закономерны и не могут быть выражены какой-либо формулой ни в одной части профиля. Такое поведение элементов гидролизатов резко отличает их от поведения более подвижных элементов: Mn, Co, Ni, Cu, Mo. Последние, как указывалось в работе Н. М. Страхова и др. (1973), резко накапливаются в низах колонок пелагических зон IVA и особенно IVB. У гидролизатов это не наблюдается.

Для истолкования указанных закономерностей распределения элементов-гидролизатов рассмотрим их связи с гранулометрией и минералогией осадков.

ГРАНУЛОМЕТРИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И СВЯЗЬ С НЕЙ ЭЛЕМЕНТОВ-ГИДРОЛИЗАТОВ

Разбор вопроса удобно начать с поверхностного слоя осадков, которые можно считать практически синхроничными. Профиль фиг. 2 воссоздает отчетливую картину постепенного измельчения материала от берега к центру бассейна. Вулкано-терригенные осадки прибрежной зоны шельфа и островного склона в ряде разрезов на 43—61% состоят из зерен песчаной размерности (станции 6159, 6161) и содержат 10—28% алеврита. По величине медианного диаметра Md (0,21—0,25 мм) и коэффициента сортировки So (7—10) они относятся к плохо сортированным пескам.

В поверхностном слое осадков, покрывающих дно глубоководного Японского желоба и краевой части пелагической равнины (станции 6162, 6163, 6164, 6165, 6166), распространены более тонкие кремнистоглинистые илы, в которых содержание песчаной фракции падает до 1,4—10,6%, а субколлоидной возрастает до 44—55%. Они относятся к слабо сортированным мелким, реже крупным пелитам (Md —0,0008—0,0018 мм, So —4,5—8,4). Крупные и мелкие пелиты широко распространены также на поверхности пелагической равнины (зона глубоководных пелагических глин переходного типа, станции 6168, 6169, 6167, 6171). Их Md —0,0008—0,004 мм, So —2,59—



4,6. Значительное содержание частиц алевритовой размерности (до 18%) и преобладание в некоторых разрезах крупного пелита (67% осадка на станции 6 167) отличает эти отложения от типичных пелагических (красных) глин центральных областей Северо-Западной котловины. Последние на 81—97% состоят из частиц пелитовой размерности, причем содержание тонкого пелита составляет в них более 50% и поднимается местами до 97,5%. Это наиболее тонкие, хорошо сортированные однородные осадки профиля. Их $Md=0,0005—0,0009$ мм, $So=2,4—4,5$.

Таким образом, в направлении от берега к пелагиали наблюдается интенсивное измельчение твердой фазы осадков и повышение степени их сортировки. Характерно при этом, что смена совершается отнюдь не плавно, а с колебаниями, что прекрасно видно на профиле. Так, в зоне I после песков станции 6 159 с $Md=0,25$ мм идет грубый пелит с $Md=0,0064$ мм (станция 6 158), затем алеврит с $Md=0,07$ мм (станция 6 160) и вновь песок с $Md=0,21$ мм (станция 6 161). В зоне II колебания значительно меньше и происходят от тонкого пелита до грубого, причем характерно, что тонкие пелиты локализованы ближе к берегу (станции 6 162, 6 163, 6 164), чем грубые (станция 6 165). Аналогичные колебания имеют место и в зоне III, где на станции 6 167 на поверхности отлагаются грубые пелиты, а на станции 6 171 — тонкие. В зонах IVA и IVB гранулометрический состав поверхностных осадков становится устойчивым: мелкие пелиты с $Md=0,0009—0,0006$ мм.

Отсутствие плавных изменений гранулометрии поверхностных осадков при удалении от берега в пелагиаль должно быть усиленно подчеркнуто, ибо имеет первостепенное значение для понимания распределения элементов-гидролизатов в профиле. Особенно велики колебания механического состава в зоне прибрежной, где они вызываются главным образом изменением содержаний песчаной и алевритовой фракций.

Причина большой изменчивости осадка в прибрежной части профиля (зона I) очевидна: неустойчивость гидродинамического режима, сопровождаемая нередко локальным перемыванием только что отложенного материала с выносом более тонких частиц и накоплением более грубых.

Совершенно то же наблюдается и в более грубых горизонтах осадка. Во всей толще по мере удаления от прибрежной зоны в пелагическую грубые отложения вулканогенно-терригенного типа сменяются все более тонкими, вплоть до мелких пелитов. Но смена эта происходит отнюдь не одновременно и согласно, а на разных уровнях разреза. Поэтому разрез, особенно в его прибрежной зоне, представляет собой «слоеный пирог», в котором грубые осадки на разных уровнях далеко вклиниваются в область тонких, а тонкие на других уровнях заходят в область грубых. При этом прослой кислого пепла всегда вызывают появление более грубозернистых и менее сортированных слоев.

Необходимо добавить, что в нашем профиле, как и во многих других областях океана (Тихий океан, 1970), на главный процесс фракционирования терригенного материала накладывается влияние биогенного фактора (развитие кремнистых и карбонатных организмов в прибрежной и гемипелагической зонах), а также вулканогенного процесса (занос кислых стекол воздушным путем) (Horn, Delach, Horn, 1969) и аутигенного минералообразования более всего в пелагических областях замедленного осадконакопления. Однако в нашем случае интенсивность этих процессов невелика. Они несколько усложняют, но не меняют общей картины терригенной седиментации, что является благоприятным моментом для выяснения факторов, контролирующих распределение элементов в осадках.

Посмотрим теперь, как распределяются гидролизаты по гранулометрическим типам осадков.

Таблица 2

Распределение элементов-гидролизатов по гранулометрическим типам в верхнем слое осадков (конкретные анализы), вес. %

N станции	Гранулометрический тип осадка	Md, мм	So	%						10 ⁻⁴ %			
				SiO ₂	Fe	Mn	P	Al	Ti	Zr	Ca	Nb	Ta
6159	Песок мелкий	0,25	10,2	5,26	5,54	0,12	0,11	8,24	0,38	104	21	3,5	<0,2
6161	То же	0,21	7,0	9,54	6,73	0,08	0,05	5,04	0,42	74	10	H. o.	H. o.
6160	Алеврит крупный	0,07	8,5	5,74	5,10	0,07	0,10	6,74	0,32	185	18	9,0	0,2
6158	Пелит грубый	0,0064	8,6	10,96	3,91	0,03	0,05	5,59	0,32	170	19	8,8	0,2
6165	То же	0,0018	8,4	7,66	3,90	0,16	0,08	6,70	0,31	126	21	5,4	0,2
6167	»	0,004	2,6	7,40	4,13	0,38	0,04	7,85	0,35	207	27	5,6	0,2
6162	Пелит тонкий	0,0008	6,4	18,00	3,96	0,05	0,06	7,45	0,39	162	27	H. o.	H. o.
6163	То же	0,0008	4,5	18,00	3,51	0,11	0,04	7,00	0,36	135	34	»	»
6164	»	0,0009	5,6	12,90	4,04	0,29	0,05	7,00	0,38	196	25	5,0	0,2
6171	»	0,0008	4,6	7,80	3,91	0,43	0,02	7,65	0,34	207	30	H. o.	H. o.
6172	»	0,0009	4,5	0,98	5,00	0,49	0,05	6,60	0,38	311	29	11,4	0,5
6174	»	0,0007	3,2	2,40	5,31	0,48	0,06	7,14	0,50	252	28	13,4	0,4
6175	»	0,0006	2,4	1,80	5,06	0,43	0,06	8,98	0,50	266	38	17,4	0,4
6176	»	0,0006	2,8	2,77	5,43	0,72	0,36	7,98	0,76	281	31	17,6	0,4

Таблица 3

Распределение элементов-гидролизатов по гранулометрическим типам в верхнем слое осадков

Гранулометрический тип осадка	%		10 ⁻⁴ %			
	Al	Ti	Zr	Ga	Nb	Ta
Песок (2) *	6,64	0,40	89	10,5	3,5	<0,2
Алеврит (1) *	6,74	0,32	185	18	9,0	0,2
Пелит грубый (3) *	6,70	0,33	168	23	6,6	0,2
Пелит тонкий (8) *	7,47	0,45	224	30	12,1	0,42
Пелит тонкий	1,1	1,12	2,6	2,8	3,4	>2
Песок						

* Числа в скобках — количество образцов.

Таблица 4

Распределение элементов-гидролизатов по гранулометрическим типам по всему разрезу осадков

Гранулометрический тип осадка	%		10 ⁻⁴ %			
	Al	Ti	Zr	Ga	Nb	Ta
Песок (16) *	6,40	0,36	84	22	3,9	<0,2
Алеврит (5) *	6,86	0,33	218	18	9,8	0,2
Пелит грубый (19) *	7,06	0,34	204	18	7,1	0,2
Пелит тонкий (19) *	8,28	0,46	268	32	13,1	0,4
Пелит тонкий	1,3	1,3	3,2	1,45	3,4	>2
Песок						

* Числа в скобках — количество образцов.

В табл. 2—4 приведены конкретные анализы для всех анализируемых образцов верхнего слоя, усредненные по гранулометрическим типам осадков для того же слоя и усредненные по этим же типам для всей толщи.

Из всех этих данных отчетливо видна одна и та же закономерность: с измельчением осадков содержания всех элементов-гидролизатов отчет-

ливо возрастают, но в разной степени. В качестве показателя роста удобно использовать отношение процентных содержаний в тонких пелитах и песках. Берем ли мы только верхний слой или всю толщу, видим, что содержание Al возрастает в 1,1—1,3; Ti в 1,12—1,3; Zr в 2,6—3,2; Ga в 2,86—1,45; Nb в 3,4; Ta более чем в 2 раза. Расхождение между данными по верхнему слою и по всей толще незначительны и объясняются, несомненно, разным количеством проанализированных образцов. Эти факты позволяют сразу же объяснить две главные особенности распределения элементов-гидролизатов в Японском профиле: рост содержаний всех элементов-гидролизатов в направлении от берега в пелагиаль и пятнистость распределения.

Рост содержаний в пелагическом направлении — следствие замещения более грубозернистых осадков (песков и алевритов) прибрежной зоны более тонкими в пелагиали. Пятнистость же отражает строение толщи по типу «слоеного пирога», особенно выраженную в прибрежной зоне, где пески и алевриты часто переслаиваются с грубыми и даже тонкими пелитами.

То, что главной причиной нарастания содержаний элементов-гидролизатов в пелагическом направлении являются именно изменения гранулометрического типа осадков, доказывают два факта. Ряд элементов, установленный выше по степени их концентрирования вдоль профиля, близко воспроизводит ряд распределения их в гранулометрических типах. В первом случае это Al—Ti—Ga—Zr—Ta—Nb; во втором — Al—Ti—Zr—Ga—Nb—Ta. Самые величины концентрирования оказываются в обоих рядах практически тождественными.

	Al	Ti	Ga	Zr	Nb	Ta
На профиле	1,35	1,47	1,53	1,6	3,1	2 (по табл. 1)
В гранулометрических типах	1,3	1,3	1,45	3,2	3,4	2 (по табл. 4)

МИНЕРАЛОГИЯ ОСАДКОВ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ГИДРОЛИЗАТОВ

В определенной связи с процессом измельчения твердой фазы находятся изменения минерального состава отложений поверхностного слоя в том же направлении. В прибрежной зоне песчаные вулканотерригенные осадки представляют собой почти неизменные продукты переотложения основных пород островной дуги с примесью биогенного и аутигенного материала (Лисицына, Дворецкая, 1972). Несмотря на меняющиеся соотношения зерен, песчано-алевритовые прослои по химическому составу близки к среднему составу андезитов островной дуги (табл. 5).

Дальше от берега, в гемипелагической зоне, меняется только количество терригенной примеси; состав обломков, включая аутигенные, практически тот же, что и в прибрежной зоне. Для этих осадков характерно заметное обогащение аморфным кремнеземом (до 18% $\text{SiO}_{2\text{ам}}$) за счет кремнистых организмов. В краевых станциях гемипелагической зоны, начиная со станции 6 164, наряду с сокращением терригенных обломков заметно растет примесь кислых вулканических стекол риолит-дацитового состава. Максимальные их содержания наблюдаются в следующей, более удаленной от берега зоне пелагических глин переходного типа (станции 6 168, 6 169, 6 167).

Характерной особенностью этой зоны является, таким образом, резкое сокращение обломков береговых пород и усиление влияния кислой пирокластики на состав осадков.

Значительная примесь пеплов несколько повышает содержания кремнезема и окиси калия в осадке и заметно обедняет его окисью железа и марганца, т. е. уменьшает содержания в нем порообразующих элементов темнокрасных минералов. Это отчетливо видно из сопоставле-

Таблица 5

Сопоставление химического состава песчано-алевритовых осадков поверхностного слоя прибрежной зоны (по нашим данным) и андезитов островной дуги (по Е. К. Мархинину и А. М. Сапожниковой, 1962)

Проба, осадок	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Сумма
Андезит, среднее из 21 анализа	59,92	0,84	16,24	4,48	3,44	0,16	2,64	6,13	3,76	1,119	0,59	0,32	Н. о.	99,71
Песок (станция 6158, глубина 0—5)	59,93	0,68	16,63	2,54	3,36	0,16	1,81	8,69	2,96	1,38	1,26	0,56	»	99,96
Песок (станция 6159, глубина 0—5)	58,8	0,68	18,18	3,44	3,67	0,16	2,80	7,62	3,36	0,92	0,48	0,12	0,18	100,41

Таблица 6

Сравнение содержаний главных компонентов вулканических пеплов и вмещающих их илов (гемипелагические и глубоководные пелагические глины переходного типа), вес. % (среднее из 30 анализов)

Осадок	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Zr *	Ga *
Вулканический пепел Вмещающий ил	64—72	0,21—0,64	11,6—14,0	2,1—3,2	0,42—0,9	3,95—5,9	2,9—4,2	0,06—0,3	0,03—0,13	192—266	9—20
	55,6—55,9	0,55—0,59	11,6—14,9	5,6—5,7	2,6	4,2	2,4	0,5—0,56	0,04—0,16	192—222	19—27

* Zr и Ga в 10⁻⁴%.

ния данных табл. 6. Из элементов-гидролизатов пепловые прослои несколько увеличивают содержания Zr и понижают — Ti и Ga в осадке. На содержания Al, Nb и Ta примесь пеплового материала практически не влияет.

В глубоководных пелагических (красных) глинах редуцированная до минимума песчано-алевритовая примесь (доли процента — 6%) включает три компонента: терригенный, биогенный и аутигенный (диагенетический). В ней присутствуют терригенные, возможно, эоловые зерна кварца и полевого шпата, обломки кремнистых организмов и костей рыб, а также аутигенные комочки палагонита, кристаллики филлипсита и железомарганцевые микроконкреции.

Состав тонких фракций осадка меняется по профилю. В прибрежных и гемипелагических осадках, богатых обломочным материалом, в субколлоидной фракции, по определениям Б. П. Градусова и Н. П. Чижиковой, преобладает монтмориллонит (более 50% осадка); по мере удаления от берега постепенно нарастает количество диоктаэдрических гидрослюд, состоящих из более мелких элементарных частиц, которые в пелагической области составляют более 50% глубоководных красных глин. Обогащение их монтмориллонитом локально.

Из изложенного явствует, что при переходе от песчано-алевритовых к пелитовым, особенно тонкопелитовым, осадкам параллельно с измельчением зерна осадков происходит смена минеральных компонентов — носителей гидролизатов: обломки андезитов и базальтов, мафических минералов, пепла во все большей степени заменяются минералами глинистыми с примесью цеолитов, обычно несколько более богатыми Al, Ti и другими гидролизатами. Кроме того, для отдельных элементов-гидролизатов — Ga, Nb, Ta — следует допустить появление среди тонкодисперсной фазы самостоятельных форм нахождения.

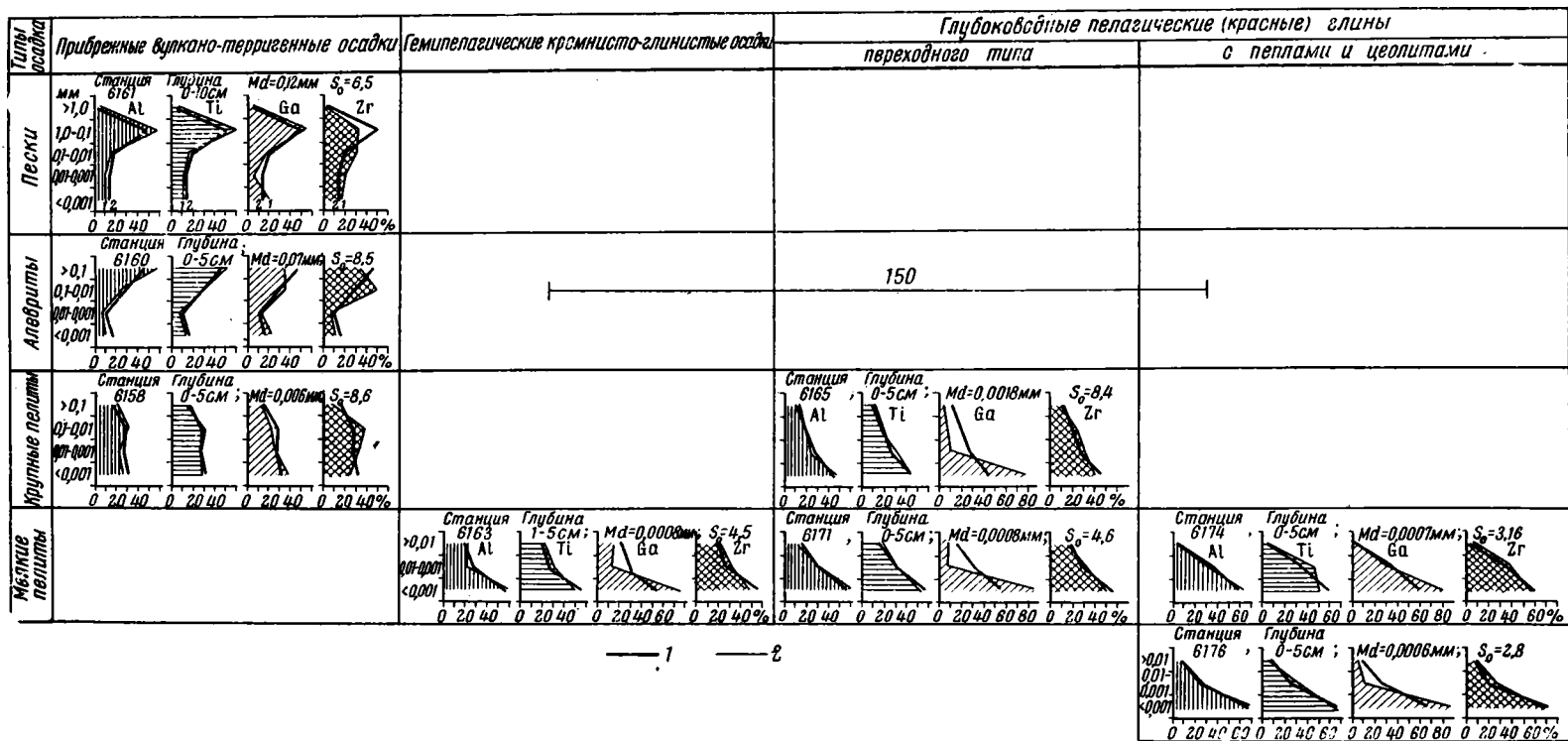
Таким образом, в воздействии гранулометрии суммируется слияние размерности частиц и минералогической формы их нахождения. Второй фактор усиливает действие первого.

В табл. 6 сопоставлены содержания порообразующих элементов Ga и Zr в вулканических пеплах и илах пелагической зоны. Отчетливо видно, что числа в обоих рядах близки и здесь влияние пепловой примеси сказывается весьма мало.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ГИДРОЛИЗАТОВ В ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМ СПЕКТРЕ ОСАДКОВ

Поскольку гранулометрия — важный фактор в размещении элементов-гидролизатов в толще отложений, естественно выяснить, как распределяются эти элементы по гранулометрическим фракциям осадков в разных фациальных зонах профиля. Чтобы решить этот вопрос, в ряде образцов были определены валовые количества элементов-гидролизатов, содержание разных гранулометрических фракций и концентрации элементов в каждой фракции. Пользуясь этими данными, можно было рассчитать, какая часть валового содержания элемента в осадке приходится на долю той или иной фракции и в каких фракциях, таким образом, реально концентрируется главная масса того или иного элемента (табл. 7). Это сделано для поверхностного слоя и образцов с разных горизонтов толщи. Результаты были тождественны.

В табл. 7 видно, что содержания любого элемента в той или иной фракции в процентах от валового количества близки к содержанию самой фракции в осадке. Иными словами, доля каждого элемента, вносимая той или иной фракцией, близко соответствует содержанию самой фракции. Так, на станции 6 163 фракции $>0,01$ мм в сумме составляют около 20%, фракции $<0,01$ мм — около 80%. Совершенно так же распределяются в гранулометрическом спектре Al, Ti и Zr, содержание которых в крупных



Фиг. 3. Распределение элементов-гидролизатов в гранулометрическом спектре осадков
поверхностного слоя

1 — содержание фракций в осадке; 2 — распределение элементов по фракциям

Распределение элементов-гидролизатов по фракциям осадков поверхностного слоя

Типы осадков	Фракция, мм	Выход фракции, %	Al			Ti			Ga			Zr			
			содержание, вес. %		% от Al _{вал}	содержание, вес. %		% от Ti _{вал}	содержание, вес. %		% от Ga _{вал}	содержание, вес. %		% от Zr _{вал}	
			во фракции	в осадке		во фракции	в осадке		во фракции	в осадке		во фракции	в осадке		
Станция 6 161, глубина 0—10 см, песок; Md=0,12 мм; So=6,5															
Прибрежные вулкано-терригенные	>1,0	3,8	6,64	0,25	4,3	0,46	0,02	5,1	16	0,61	4,1	89	3,3	2,3	
	1,0—0,1	49,9	6,64	3,31	56,7	0,46	0,23	59,0	16	7,98	53,3	89	44,3	31,6	
	0,1—0,01	19,0	5,41	1,05	17,6	0,30	0,06	15,3	14	2,66	17,7	229	43,5	31,0	
	0,01—0,001	13,4	4,49	0,60	10,3	0,30	0,04	10,3	5	0,67	4,5	207	27,6	19,8	
	<0,001	13,9	4,67	0,65	11,1	0,29	0,04	10,3	22	3,06	20,4	155	21,5	15,3	
	Сумма	100		5,84	100		0,39	100		14,98	100		140,3	100	
	Станция 6 158, глубина 0—5 см; крупный пелит; Md=0,006мм; So=8,6														
	>1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	1,0—0,1	15,6	8,65	1,35	21,9	0,41	0,06	14,3	10	1,6	13,6	89	13,9	6,8	
	0,1—0,01	27,7	6,78	1,88	30,4	0,46	0,13	30,9	10	2,8	23,7	281	77,8	37,8	
0,01—0,001	26,5	5,04	1,33	21,6	0,41	0,11	26,2	11	2,9	24,6	244	64,7	31,5		
<0,001	30,2	5,34	1,61	26,1	0,41	0,12	28,6	15	4,5	38,1	163	49,2	23,9		
Сумма	100		6,17	100		0,42	100		11,8	100		205,6	100		
Станция 6 163, глубина 1—5 см; мелкий пелит; Md=0,0008мм; So=4,5															
Гемипелагические	>0,1	1,4	6,47	1,26	21,1	0,41	0,08	21,6	16	3,1	14,1	222	43	21,3	
	0,1—0,01	18,0			21,1			21,6			14,1			21,3	
	0,01—0,001	26,0	4,98	1,29	21,6	0,41	0,11	29,7	11	2,9	13,2	237	62	30,7	
	<0,001	54,6	6,29	3,43	57,3	0,33	0,18	48,7	29	16	72,7	178	97	48,0	
Сумма	100		5,98	100		0,37	100		22	100		202	100		

Станция 6165, глубина 0—5 см; крупный пелит; $Md=0,0018$ мм; $So=8,4$

Глубоководные пеллагические глины переходного типа		1,0—0,1 0,1—0,01 0,01—0,001 <0,001	10,6 18,3 26,6 44,5	28,9 71,1	7,76 6,86 6,64 7,59	0,82 1,26 1,77 3,38	11,4 17,4 24,5 46,7	28,8 71,2	0,35 0,41 0,46 0,40	0,04 0,07 0,12 0,18	9,7 17,1 29,3 43,9	26,8 73,2	15 15 15 64	1,59 2,74 3,39 28,50	4,3 7,4 10,9 77,4	11,7 88,3	163 229 207 178	17,3 41,9 55,0 79,2	8,9 21,7 28,4 41,0	30,6 69,4
Сумма	100					7,23	100		0,41	100				36,82	100			193,4	100	

Станция 6174, глубина 0—5 см; мелкий пелит; $Md=0,0007$ мм; $So=3,16$

ческие (красные)																		
0,1—0,01 0,01—0,001 <0,001	3,7 37,5 58,8	96,3	7,19 8,40 9,35	0,27 3,15 5,50	3,0 35,3 61,7	97,0	0,39 0,62 0,43	0,02 0,23 0,25	4,0 46,0 50,0	96,0	16 36 52	0,6 13,5 30,6	1,3 30,2 68,5	98,7	392 274 242	14,5 102,8 142,3	5,6 39,6 54,8	94,4
Сумма	100		8,92	100			0,50	100			44,7	100			259,6	100		

Станция 6176, глубина 0—5 см; мелкий пелит; $Md=0,0006$ мм; $So=2,8$

Глубоководные пещеры																		
Г																		
1,0—0,1	0,3	6,9	8,25	0,37	6,5	6,5	0,47	0,03	5,5	5,5	20	1,38	3,3	3,3	333	23,0	6,3	6,3
0,1—0,01	6,6	6,9	8,13	2,08	23,6	93,5	0,67	0,17	31,3	94,5	16	4,10	9,8	96,7	303	77,6	21,3	93,7
0,01—0,001	25,6	93,1	9,06	6,11	69,9		0,51	0,34	63,2		54	36,45	86,9		392	264,6	72,4	
<0,001	67,5																	
Сумма	100		8,76		100		0,54		100		41,93		100		365,2		100	

Глубоководные пеллагические (красные) глины

фракциях около 21 % от валового, в тонких 79 %. Исключение — Ga, который, как правило, несколько обогащает мелкие фракции осадка. Его содержание в тонком материале ($<0,01$ мм) около 86 % от валового. Та же особенность распределения элементов-гидролизатов в гранулометрическом спектре видна на фиг. 3.

При рассмотрении графиков, например Al, для разных гранулометрических типов осадков видно практически полное совпадение контуров, показывающих содержание фракций в осадке, с контурами распределения в нем Al. Примерно такая же картина наблюдается у Ti и Zr. Иными словами, тот пай, который вносит каждая фракция в общее содержание элемента в осадке, соответствует содержанию в нем самой фракции. Совершенно то же наблюдается в образцах из более глубоких горизонтов осадка (табл. 8).

Эти данные свидетельствуют о преимущественном нахождении элементов-гидролизатов в кристаллической структуре минералов. Они указывают также на отсутствие или весьма ограниченное развитие в осадках их свободных форм. Последние в какой-то степени свойственны Ga, относительное накопление которого в субколлоидной фракции пелагических илов свидетельствует о его большей подвижности и позволяет предполагать частичную миграцию этого элемента в коллоидах или растворах. То же относится к Nb и Ta, которые более интенсивно обогащают пелагические илы, чем, например, Al и Ti. На разделение Nb и Ta и отделение их от других гидролизатов в гумидных бассейнах указывал ранее Д. П. Пачаджанов (1963).

Отсутствие или крайне скромная роль свободных форм (коллоиды, растворы) у Al и других гидролизатов подтверждается отсутствием в осадках их колломорфных гидроокислов, а также вполне ординарными или чуть повышенными их содержаниями в Fe — Mn-конкрециях. Одни элементы, например Al, в конкрециях практически не накапливаются, что хорошо видно и из анализов, приведенных Дж. Л. Мери (1969), где содержания Al, как правило, во много раз ниже, чем содержания Si. Другие элементы обнаруживают признаки накопления в конкрециях (Ti, Ga, Zr, Nb). Необходимо отметить, однако, что количественные оценки степени обогащения конкреций этими элементами у разных авторов не совпадают. Сравнивая среднее содержание Ti в конкрециях Тихого океана (54 образца), которое равно 0,66 %, и во вмещающих илах (0,6 %, по данным Дж. Л. Мери, 1969), приходим к выводу об очень слабом его концентрировании (коэффициент концентрирования 1,1). В то же время, по данным М. А. Глаголевой (1972), коэффициенты концентрирования Ti и Zr равны соответственно 3,5 и 2,1. Единичные определения Zr в конкрециях и вмещающих илах, выполненные в лаборатории Геологического института, показали трехкратное обогащение конкреций этим элементом (на станции 6174, глубина 0—5 см, содержание Zr в конкреции равно $777 \cdot 10^{-4} \%$, в илу — $252 \cdot 10^{-4} \%$). Что же касается Ti, то, по нашим данным, его содержание в конкрециях не превышает содержания во вмещающих осадках (конкреции — 0,35—0,47 %; илы — 0,49—0,61 %). Вполне вероятно, что в ряде случаев обогащение конкреций титаном связано со скоплениями устойчивых титановых минералов, как известно, часто обогащающих тяжелую фракцию красных глин. Наиболее высокие значения Zr, возможно, объясняются его концентрацией вместе с P в органических остатках (кости рыб). В целом степень обогащения Fe — Mn-конкреций элементами-гидролизатами, по-видимому, невелика. Это следует из большого количества анализов (данные Дж. Л. Мери), которые нивелируют колебания единичных определений.

Остается коснуться факта, отмеченного в начале статьи: отсутствия определенно выраженной тенденции в вертикальном распределении элементов-гидролизатов. Причина этого лежит, вероятно, в длительном по-

Т а б л и ц а 8

Распределение элементов-гидролизатов по фракциям в толще осадков

Типы осадков	Фракция, мм	Выход фракции, %	Al		Ti		Ga		Zr					
			содержание, вес. %	% от Al вал	содержание, вес. %	% от Ti вал	содержание, вес. %	% от Ga вал	содержание, вес. %	% от Zr вал				
											во фракции	в осадке	во фракции	в осадке
Станция 6161, глубина 230—270 см; песок; Md=0,16мм; So=9,3														
Прибрежные вулканотерригенные	>1,0	6,8	5,93	0,40	7,3	0,38	0,025	7,5	16	0,1	0,4	133	9	5,4
	1,0—0,1	51,8	4,66	2,41	44,1	0,25	0,130	39,3	25	13,0	49,5	81	42	25,5
	0,1—0,01	24,4	6,62	1,62	29,6	0,41	0,100	30,2	28	6,8	25,8	303	74	45,0
	0,01—0,001	7,7	6,88	0,53	9,7	0,50	0,038	11,5	30	2,3	8,7	192	15	9,0
	<0,001	9,3	5,53	0,51	9,3	0,41	0,038	11,5	44	4,1	15,6	274	25	15,1
	Сумма	100		5,47	100		0,331	100		26,3	100		165	100
Станция 6167, глубина 80—85см; крупный пелит; Md=0,004мм; So=8,9														
Глубоководные пелагические глины переходного типа	>1,0	14,9	7,16	1,07	14,3	0,29	0,043	11,7	36	5,4	14,9	146	22	10,8
	1,0—0,1	23,7	7,04	1,67	22,3	0,28	0,066	17,9	22	5,2	14,3	215	51	25,2
	0,1—0,01	28,0	7,20	2,02	27,0	0,41	0,115	31,2	26	7,3	20,1	237	66	32,5
	0,01—0,001	61,4	8,15	2,72	36,4	0,43	0,144	39,2	55	18,4	50,7	192	64	31,5
	Сумма	100		7,48	100		0,368	100		36,3	100		203	100
Станция 6174, глубина 50—60 см; мелкий пелит; Md=0,0007 мм; So=3,3														
Глубоководные пелагические (красные) глины	>0,1	3,3	7,19	0,24	2,6	0,40	0,013	2,2	44	1,5	3,5	424	14	5,2
	0,1—0,01	39,2	8,52	3,34	36,1	0,82	0,321	53,7	16	6,3	14,9	229	90	33,3
	0,01—0,001	57,5	9,86	5,67	61,3	0,46	0,264	44,1	60	34,5	81,6	289	166	61,5
	Сумма	100		9,25	100		0,598	100		42,3	100		270	100

стоянстве приноса терригенного материала с суши и лишь временных незначительных его колебаниях. Иначе говоря, это постоянство дополнительно указывает на ведущую роль терригенной седиментации в формировании существующей картины распределения химических элементов в современных, четвертичных и несколько более древних осадках.

ЛИТЕРАТУРА

- Глаголева М. А. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций в осадках Северо-Западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Лисицын А. П. Скорости современного и древнего осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, № 6.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Мархинин Е. К., Сапожникова А. М. О содержании Ni, Co, Cr, V и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— Геохимия, 1962, № 4.
- Меро Дж. Л. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969.
- Пачаджанов Д. П. К геохимии ниобия и тантала в глинах.— Геохимия, 1963, № 10.
- Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль).— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Тихий океан, кн. 1, 2. М., «Наука», 1970.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S. Chemistry of Pacific pelagic sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 13, No. 2/3.
- Gronan D. S. Average abundances of Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, V, Cr, Ti and P in Pacific clays.— Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, No. 12.
- Hirst D. M. The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria — I. The relationship between the mineralogy and the distribution of major elements.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26, p. 309—334.
- Hirst D. M. The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria — II. The location and distribution of trace elements.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26, p. 1147—1187.
- Horn D. R., Delach M. N., Horn B. M. Distribution of volcanic Ash Layers and turbidites in the North Pacific.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, No. 9.
- Revelle R. R., Bramlette M., Arrhenius G. O. S., Goldberg E. D. Pelagic sediments of the Pacific.— Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, 62, p. 221—236.
- Wakeel S. K. and Riley J. P. Geochemical and mineralogical studies of deep — see sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 25, 110.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
3.V.1972

УДК 551.31 : 551.351 : 551.73 (234.853)

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОЛИСТОСТРОМЫ В САКМАРСКОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

С. В. РУЖЕНЦЕВ, И. В. ХВОРОВА

В Сакмарской зоне Урала выделено два типа олистостром: сарбаевский (силур) и шандинский (девон), отличающиеся составом и условиями образования. Изучение олистостром дает важную информацию об особенностях геосинклинального бассейна и его истории. Приводится характеристика олистостром, рассмотрен механизм их формирования, и дано сравнение с классическими олистостромами Средиземноморской провинции.

Термин «олистострома» введен итальянскими геологами¹ для обвальнo-оползневых субмаринных накоплений. Как правило, они несложны и состоят из связующей массы (часто, но не обязательно пелитовой) и беспорядочно рассеянных обломков разной величины: от первых сантиметров до нескольких кубических километров. Гранулометрическая характеристика и мощность олистостром могут быть различными, но, на наш взгляд, к ним не следует относить мелкообломочные и маломощные отложения, даже если есть доказательства их подводнооползневого происхождения. Появление олистостром вызвано не мелким случайным оползнем, а существенным событием, возбудившим крупные, иногда грандиозные оползневые явления. Не случайно поэтому Ж. Флорес одним из признаков олистостром считал латеральную выдержанность, достаточную, чтобы их можно было картировать. Несколько произвольно термин «олистострома» мы ограничим отложениями, содержащими олистолиты.

Олистолиты, согласно сложившимся представлениям, — крупные блоки, заключенные в олистостроме или встречающиеся независимо при условии, если доказано их появление в результате сползания.

Нижним пределом размерности для олистолита было предложено считать 4 м в поперечнике, а более мелкие обломки определять в соответствии с принятой гранулометрической шкалой (Abbate et al., 1970). Вероятно, указанную величину ориентировочно можно принять, не относясь к ней, однако, слишком строго: так, отторженцы пластов меньшего размера, но плоские, иногда со следами пластических деформаций, мы будем относить к олистолитам. Верхний предел размерности для олистолита еще менее определен. Указывалось, что толщина олистолита может достигать 200—300 м, а длина — 1—2 км. Такие гигантские бескорневые блоки лучше определять, как это делалось ранее, экзотическими скалами и клиппами. На Южном Урале наиболее крупные отторженцы в олистостромах не превышают нескольких десятков, реже первых сотен метров (в длину).

Некоторые исследователи (например, автор термина Ж. Флорес) относили к олистостромам и турбидиты, что вызвало справедливую кри-

¹ Ж. Обуэн (1967) считает автором термина Е. Бенео; К. И. Сю (Hsü, 1968) и Е. Аббате (Abbate et al., 1970) — Ж. Флореса.

тику (Abbate et al., 1970). Действительно, несмотря на то, что и пространственно и генетически турбидиты часто связаны с олистостромами, механизм их формирования другой, и они являются разными типами образований. Подводнооползневые отложения без олистолитов следует определять, как это было предложено польскими геологами, флюкстурбидитами. Они представляют собой переходный тип между олистостромами и турбидитами.

Существует также тенденция расширить понятие «олистострома» и отнести к ним хаотические накопления с клиппами, возникающие в результате тектонического брекчирования. Такие образования следует отличать от олистостром и определять как меланж. Подробно вопрос о различии меланжа и олистостром рассмотрен в статье К. И. Сю (Hsü, 1968).

Исследователи складчатых областей установили, что в ряде случаев существует тесная генетическая связь олистостром с конседиментационными надвигами (Белостоцкий, 1964). Такие олистостромы формировались перед фронтом надвига под его воздействием и содержат аллохтонный материал. Они будут носить черты тектонического брекчирования и среды седиментации, являясь переходным типом между собственно оползневым и тектоническим образованием. Несмотря на это, представляется рациональным ограничить понятие «олистострома» отложениями, на облик которых существенное влияние оказала бассейновая обстановка, т. е. олистостромы, хотя и своеобразные, но осадочные накопления. В этом отношении большое диагностическое значение имеет согласное залегание олистостром во вмещающей толще. Было даже предложено считать это одним из ее признаков. Однако сложное строение эвгеосинклинальных поясов приводит к тому, что олистостромы, как любые другие породы и толщи, часто зажаты между тектоническими пластинами, и тогда указанный признак теряет значение.

Итак, намечается определенный ряд образований, генетически и пространственно связанных: олистострома → флюкстурбидит → турбидит. Каждый из членов этого ряда может существовать независимо от других. Турбидный поток далеко не всегда возникает из оползня, тем более грандиозного, продуцирующего олистострому. Причины появления последней нельзя ограничить тектоническим смещением масс, и поэтому не каждый олистостром ассоциирует с горизонтом тектонического брекчирования. Вероятно, и не каждый надвиг дает начало оползням, из которых возникает олистострома. Тем не менее указанный ряд образований характерен для определенных структурно-фациальных зон.

Олистострома — понятие генетическое (подобно аллювию, пролювию и др.). Ему должен соответствовать петрографический термин. Самая характерная особенность олистостром — хаотическая смесь фрагментов разной величины, и слово «микстит» (Schermmerhorn, 1966) отражает эту особенность; добавление к нему названий наиболее мелкой и грубой фракции слагающего материала дает более точное представление о породе (например, глинисто-глыбовый или песчано-глыбовый микстит). Иногда, однако, слово «брекчия» или «конглобрекчия» лучше отражает характер отложений. Некоторые олистостромы имеют сложное строение и состоят из разных пород. Таким образом, подобрать один петрографический термин для олистостромы нельзя, приходится использовать разные термины в зависимости от ее строения.

Глинисто-глыбовые горизонты, отвечающие понятию «олистострома», неоднократно описывались для флишевой формации Южного Урала; они известны здесь как Канчеровские (верхний карбон) и Карайгырские (средний карбон) брекчии. Гораздо меньше сведений имеется об олистостромах дофлишевого этапа развития Уральской геосинклинали. По существу лишь одна такая олистострома была рассмотрена Г. А. Смирновым с соавторами (1970).

Дофлишевые олистостромы впервые были установлены и изучены в Альпийской зоне. Для палеозойских складчатых поясов они не менее обычны, хотя в литературе освещены много слабее. Как определенный генетический тип эти образования имеют большое значение для установления ландшафтных и тектонических условий седиментации в геосинклиналях.

В среднепалеозойском разрезе Сакмарской зоны Южного Урала встречаются два типа олистостром. Они имеют разный состав, относятся к разным стратиграфическим уровням, и условия их формирования были несколько различными. Это силурийская офиолитовая олистострома (сарбаевский тип) и среднедевонская, существенно известняковая (шандинский тип).

ОЛИСТОСТРОМЫ САРБАЕВСКОГО ТИПА

Они довольно широко распространены на западном склоне Южного Урала, образуя горизонты внутри силурийских и нижнедевонских вулканогенно-осадочных и осадочных серий. Лучшие их выходы известны в Медногорском районе, по левобережью р. Урал, а также в Коси-текском районе.

В качестве примеров рассмотрим некоторые разрезы олистостром.

Сарбаевский выход. Олистострома состоит из трех пачек (с запада на восток).

1. Крупные блоки (фиг. 1) полимиктовых обломочных пород, несколько отличающиеся структурой (более и менее грубообломочные) и степенью измененности. Блоки довольно плотно прилегают один к другому, вследствие чего выход выглядит как единая масса. Но местами между блоками «затерт» обломочный материал иного состава, сходный со слагающим вышележащие отложения. По-видимому, каждый блок это отдельный олистолит, и связаны они с разрушением одной толщи.

Породу олистолитов можно определить как конглобрекцию. Она зеленовато-бурая, неслоистая и несортированная, состоит из угловатых и сглаженно-угловатых обломков от долей до 2—3 см; в такой породе присутствуют более крупные (до 0,5 м) обломки, распределенные неравномерно и беспорядочно. Резко преобладают зеленокаменно измененные породы: спилиты, диабазы и габбро-диабазы. Связующая масса состоит в основном из тех же обломков, но более мелко раздробленных (песчано-алевритовой размерности); в ней есть небольшая примесь кремневых пород (фтаниты, кусочки кварц-халцедоновых жил); характерно присутствие обломков вторичных минералов (кварц, хлорит, амфибол), сходных с продуктами изменения пород крупной фракции. Таким образом, отложения формировались из пород, уже прошедших зеленокаменное перерождение.



Фиг. 1. Олистострома у дер. Сарбаево
Контакт первой и второй пачек

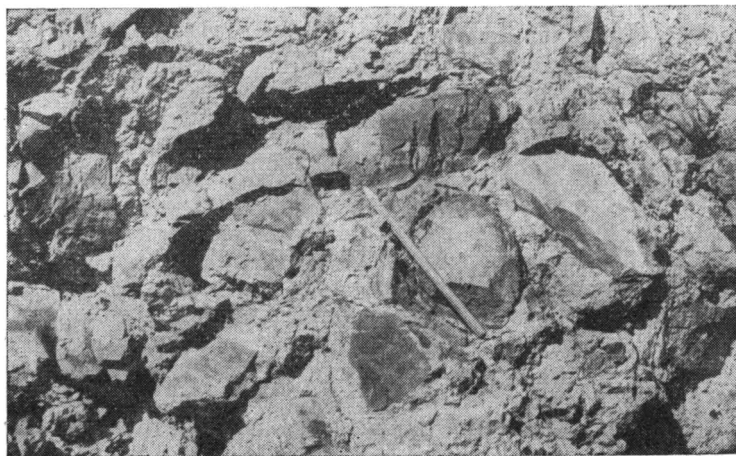
В южной части выемки вверху пачки присутствует неправильный блок желтого полимиктового песчаника с тонкими прослоями гравия. В нем кроме обломков эффузивно-интрузивного комплекса уже много осадочных пород: кремнистых и кремнисто-глинистых.

Ширина выхода 35—40 м.

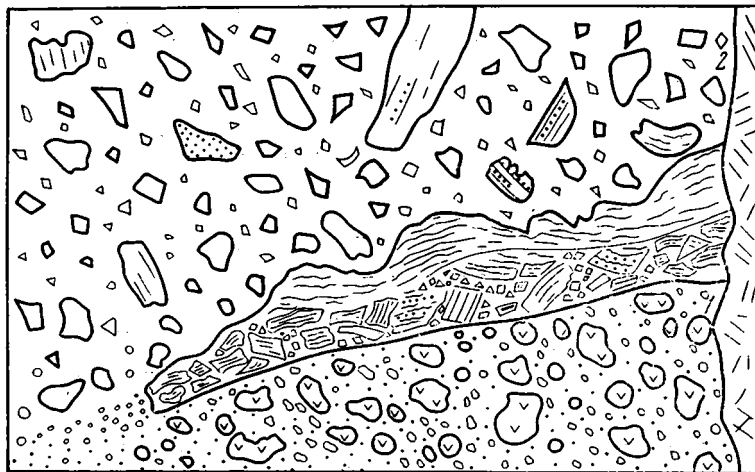
2. Кремневая брекчия (фиг. 2), представляющая беспорядочную смесь угловатых и слабоокатанных обломков от долей миллиметра до 20 см, редко больше. Преобладают кремнистые породы, типичные для силурийского разреза данного региона. Это чистые и глинистые фтаныты, в разной степени перекристаллизованные, иногда фосфатизованные, с радиоляриями, и зеленые силициты с прослоями спонголитов; встречаются фрагменты кварцевых жил, что указывает на раскристаллизованность пород ко времени формирования брекчии. В небольшом количестве присутствуют обломки спилитов, диабазов и как очень редкий элемент гальки мрамора. В связующей мелкообломочной массе ее фрагменты обычно тесно соприкасаются, при этом широкое развитие приобретают конформные и инкорпорационные их взаимоотношения, а также пластические деформации. Местами, однако, существенным компонентом связующей массы является пелитовое битуминозное глинисто-кремнистое вещество, по составу близкое к таковому многих мелких обломков. Характерно присутствие крупных (несколько метров) и небольших (0,5—1,5 м) отторженцев кремнистых и хлорито-кремнистых пород; расположены они беспорядочно, наклонены под разными углами и в разные стороны.

Один из них, наиболее крупный (1,6×6 м), расположен в основании брекчии и налегает на полимиктовую обломочную пачку (фиг. 3). Он состоит из тонко чередующихся мелкозернистых кремневых песчаников, глинисто-кремнистых и кремнистых пород. В нижней половине отторженца порода брекчирована (фиг. 4), причем обломки местами лишь немного смещены относительно друг друга, а местами сильно перемешаны, и общая слоистость не улавливается. Вверху песчаных прослоев меньше, брекчированность отсутствует, и микрослоистость выражена очень резко, характерны мелкие сингенетические деформации. Нижний контакт отторженца очень резкий, верхний менее резкий и очень неровный. Другие отторженцы состоят из таких же пород, для них тоже характерна тонкая микрослоистость и мелкие оползневые складочки. Вверху величина обломков уменьшается.

Ширина выхода около 40 м.



Фиг. 2. Кремневая брекчия олигостромы. 2-я пачка

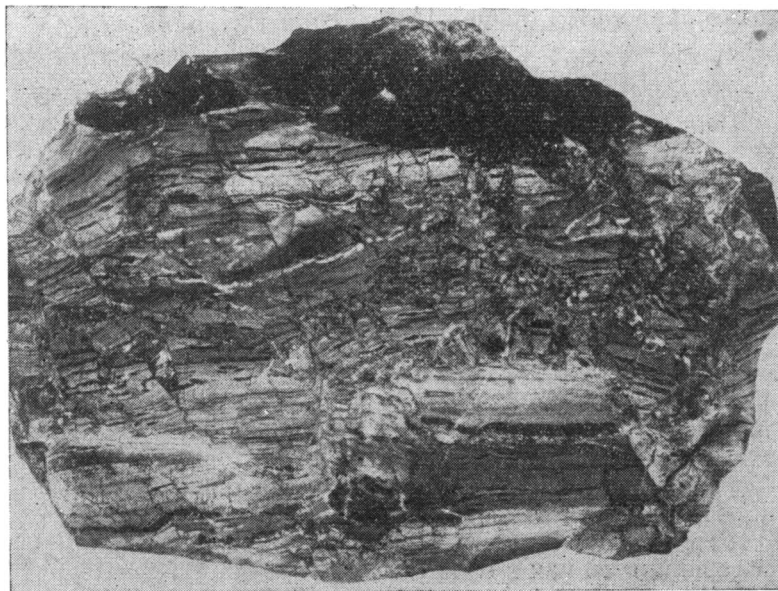


Фиг. 3. Граница первой (1) и второй (2) пачек в олистостроме у дер. Сарбаево (зарисовка)

Контакт брекчий с полимиктовой пачкой резкий и неровный, местами кремневый обломочный материал по трещинам внедряется в нижележащую пачку и образует в ней карманы.

3. Силициты (радиоляриты) серые и зеленовато-серые, микрослоистые, плитчатые, с крупными кремневыми конкрециями. Контакт с брекчий неровный, и местами нижние силициты (толщиной до 1 м) «упираются» в брекчию. У основания пачки породы брекчированы: отдельные слои разбиты на куски и смещены один относительно другого. Видимая мощность пачки — несколько метров. Характер ее нижней границы позволяет предположить, что силициты здесь — крупный олистолит.

Выходы в районе дер. Псянчино. На междуречье Блявы и Курагана широко распространены выходы глыбовых микститов, оче-



Фиг. 4. Брекчированная кремнистая порода из олистолита (пришлифовка)

видно, относящихся к единому олистостромовому горизонту. Контакты его тектонические, и вдоль них местами развиты небольшие тела серпентинитов. Особенно хорошие обнажения наблюдаются в районе дер. Псянчино.

Отложения имеют сложный состав и строение, но всюду в них выделяются два компонента: связующая основная масса и беспорядочно рассеянные в ней отторженцы.

Основная масса обычно представлена рыхлым, разрушенным зеленовато-серым глинисто-кремнистым материалом с большим количеством угловатых, слабоокатанных обломков размером от песка до 2—3 или 10 см, реже крупнее.

Преобладают обломки темных, серых и зеленых, иногда осветленных, в разной степени перекристаллизованных кремней; меньше эффузивов, туфов и кристаллокластов. Текстура отложений обычно массивная, хаотическая, но на отдельных участках отчетливо проявляется стратификация (фиг. 5), обусловленная присутствием в грубой породе пластов и линз зеленых гравийных полимиктовых песчаников и глинистых алевролитов, почти не содержащих гальки. В составе песчаников кроме осадочных и эффузивных пород (спилиты, диабазы) бывают обломки серпентинитов. Контакты пластов неровные, чаще резкие, но иногда «размазанные», местами галечный материал причудливыми карманами внедряется в песчаник (фиг. 6).

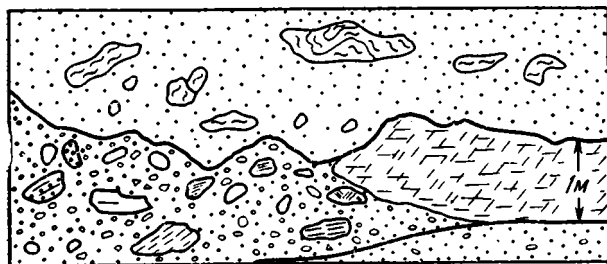
Глыбы и отторженцы размером от одного до нескольких метров. Среди них различаются: 1) массивные и слоистые полимиктовые песчаники и алевролиты, сходные с образующими линзы в олистостроме; 2) черные и зеленые аргиллиты; 3) фтаниты, фтанитовые песчаники и гравелиты; 4) голубовато-зеленые силициты и туфосилициты. Отторженцы обычно резко обособлены от связующей массы, но иногда между ними наблюдается постепенный переход: материал отторженца становится частью связующей массы. Нередко наблюдается скопление мелких обломков из пород отторженцев на их «выклинивании».

Ширина выхода 200—250 м.

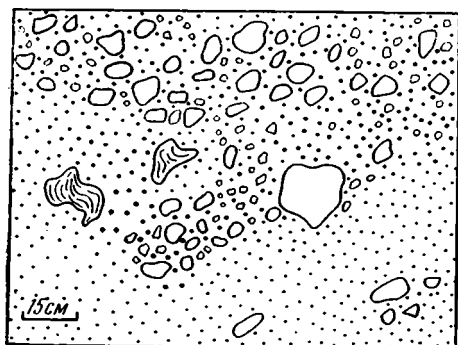
Выход на правобережье р. Карабутах. Микститовые отложения залегают среди силурийских и имеют с ними согласные контакты. Ниже приводится разрез (фиг. 7).

Мощность, м

1. Туфосилициты и кремнистые туффиты обычно зеленые, реже темные, тонкозернистые. Среди них развита пачка (6 м) фтанитов	88,0
2. Песчаники полимиктовые внизу грубые, сверху мелкозернистые с прослоями глинистых фтанитов	7,0
3. Перерыв в обнажении	6,0
4. Глыбовый микстит (олистострома), состоящий из бурой рыхлой полимиктовой песчано-гравийной связующей массы (обнажена плохо) и беспорядочно рассеянных в ней крупных глыб и пластовых отторженцев (0,5—4 м). Крупные обломки представлены фтанитами, часто с фосфоритовыми конкрециями, кремневыми брекчиями, зелеными туфосилицитами; реже попадаются плагиоклазовые тефроиды и спилиты. В общем фрагменты связующей массы и крупные обломки по составу близки	80,0
5. Чередование хлорито-кремнистых туфосилицитов, туффитов и фосфатизованных фтанитов	12,0
6. Габбро, ширина выхода около 250 м	
7. Туфосилициты, как в слое 1	13,0
8. Кремнистые песчаники и гравелиты с прослоями фтанитов	6,0
9. Микстит, как в слое 4	15,0
10. Фтанитовая толща	120,0



Фиг. 5



Фиг. 6

Фиг. 5. Чередование слоев разного состава в олистостроме у дер. Псянчино

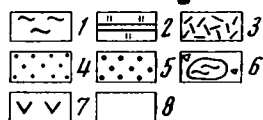
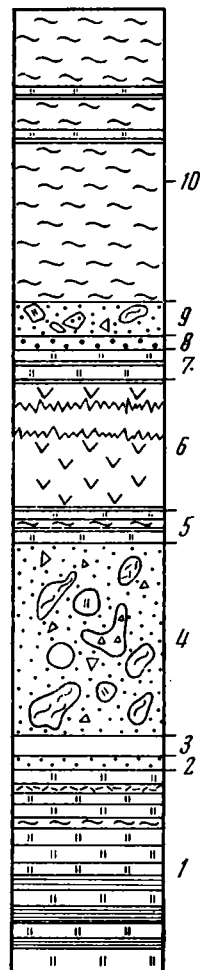
Справа — олистолит черных аргиллитов (зарисовка обнажения)

Фиг. 6. Контакт песчаной и песчано-галечной породы в олистостроме

В песчанике перемятые куски аргиллитов

Фиг. 7. Разрез силурийских отложений, вмещающих олистостромы (правобережье р. Карабутак)

1 — фтаниты; 2 — туфосилициты и кремнистые туф-фиты; 3 — туфы; песчаники; 4 — полимиктовые, 5 — кремневые; 6 — глыбовые микститы (олистостромы); 7 — габбро (интрузия); 8 — перерыв в обнажении; цифры соответствуют описанию в тексте



Фиг. 7

Приведенные описания олистостром показывают, что они почти полностью образованы обломочным материалом, который в мелкой и крупной фракциях однотипен. Различаются два главных компонента: 1) спилиты, вариолиты, диабазы, габбро-диабазы, иногда в песчаной фракции появляются серпентиниты; 2) фтаниты, туфосилициты, кремневые песчаники, гравелиты и мелкообломочные брекчии. Примесь обломков изверженных пород в отложениях, состоящих из кремнистых пород (второй компонент), и наоборот, хотя и обычна, но по объему играет резко подчиненную роль. Это отражает наблюдаемое пространственное разобщение синхронных вулканических и осадочных комплексов, разрушение которых поставляло обломочный материал для олистостром.

ОЛИСТОСТРОМЫ ШАНДИНСКОГО ТИПА

В Сакмарской зоне, южнее Урала, широко распространены отложения шандинской свиты кобленц-эйфельского возраста (Леоненко, 1955; Водорезов, Розман, 1956). Хотя они покрывают большие площади, хо-

рошие полные разрезы их наблюдаются довольно редко, так как свита обычно «разрушена», от нее сохранились лишь небольшие пачки слоев, и она часто превращена в своеобразные глыбовые горизонты. Нормальные стратиграфические контакты свиты из-за сложной покровной тектоники сохранились в ограниченном количестве мест.

Залегают шандинские отложения на неровной поверхности зелено-каменно измененных вулканических и интрузивных пород, нередко вмещающих небольшие тела серпентинитов, либо на вулканогенно-кремнистом комплексе силура — нижнего девона, имея с ним нормальный контакт.

Свита очень изменчива и образована разнообразными породами: вулканическими и осадочными. Наиболее характерны гравийно-галечные отложения с большим количеством известняков в виде галек, валунов и крупных линз. Материал окатан различно, но в общем хорошо. Сортировка плохая, это по существу микститы, хотя различаются более и менее грубые пласты. Породы чаще полимиктовые, причем состав обломков в разных местах различный. В одних случаях много основных и кислых эффузивов, диабазов, туффитов, фтанитов и известняков, в других — резко доминируют известняки, к которым в том или ином количестве примешаны другие породы; иногда много серых кремней; очень редко попадаются гальки гранодиоритов.

В мелкой, песчаной фракции кроме перечисленных обломков иногда обильны яшмы, попадают зерна серпентинита и хлоритизированная гналокластика. Как указывалось, такие обломочные породы включают крупные глыбы и цепочки линз (толщина до 10—15 м, длина 15—100 м и белые, часто с инкрустациями, характерными для биогермов; иногда массивный и слоистый. Массивные известняки обычно чистые, розовые и белые, часто с инкрустациями, характерными для биогермов, иногда в них обильны кораллы, мшанки, строматопоры и остатки другой фауны, но нередко известняк мраморизован, и органические остатки в нем не различимы. Слоистые известняки светлые, как чистые, так и с обильной полимиктовой песчано-гравийной и пирокластической примесью; они обычно органогенно-детритовые, иногда представляют собой брахиоподовый ракушняк; встречаются и оолитовые известняки, обычно с гналокластической примесью. Известняки содержат девонскую фауну (кобленц — Эйфель).

Рассмотренные обломочные породы местами слагают сплошные толщи мощностью 30—40 м, в которых довольно четко выражена стратификация, что связано с изменением гранулометрии, а главное с приуроченностью известняковых линз и отторженцев к определенным уровням.

В других местах (например, правобережье р. Медес) свита имеет более сложное строение: известковые обломочные породы слагают уже не сплошную толщу, а отдельные пласты (3—10 м), чередующиеся с отложениями, резко отличающимися от них. Это преимущественно липаритовые туфы, тефрогенные песчаники и туффиты с прослоями силицитов, содержащих в небольшом количестве остатки радиолярий и спонгий. Туфы имеют разную структуру и образуют монотонные однородные пласты и тонкослоистые пакеты, в которых хорошо выражены следы мелких размывов течений, а иногда и ритмичное чередование пород (туф — туффит — силицит). Мощность туфовых и туфокремнистых пакетов 1—10 м, т. е. она соизмерима с мощностью известковых обломочных пород. В разрезе, кроме того, как редкий элемент присутствуют красные аргиллиты с прослоями яшм, черные аргиллиты в чередовании с фтанитовыми песчаниками и спилиты.

Характерно, что все эти отложения бескарбонатны, хотя перемежаются с известняковыми горизонтами. Особый интерес представляют контакты между ними.

Так, мы наблюдали налегание крупного «тела» (толщина до 7 м, видимая длина около 40 м) биогермного известняка на пачку тефрогенных песчаников. Между ними развит тонкий слой (15—20 см) разрушенной кремнисто-глинистой породы с включением известняковых зерен и галек; там, где известняк утоняется, кремнисто-глинистый слой становится мощнее. Здесь, таким образом, «тело» известняка лежит на пластичном глинистом слое, который под его весом местами выдавлен.

В том же разрезе выше пачки темно-красных аргиллитов с прослоями полосчатых яшм и тонких туфов залегает известняковая глыбовая конглобрекция. Ее нижний контакт отмечается небольшой зоной перетертых пород, причем местами конглобрекция срезает верхнюю часть аргиллито-яшмовой пачки, материал которой «захвачен» брекчией не только в виде обломков, но входит и в состав связующей массы.

В разрезе встречен также пласт (0,5—1,5 м) рыхлого тиллитоподобного конгломерата из разных по величине (до 0,5 м) галек, преимущественно известняковых, заключенных в бескарбонатной кремнисто-глинистой массе. Последняя имеет неоднородное строение вследствие обособления кремнистых участков в обтекающей их пластичной глине, общая текстура связующей массы позволяет предположить здесь оползание еще не литифицированных кремнисто-глинистых отложений.

Два обстоятельства обращают на себя внимание при изучении рассмотренного разреза.

Во-первых, здесь чередуются отложения двух типов, существенно отличные по составу и фациальным условиям формирования: мелководные органогенные известняки и конгломераты с большим количеством известкового материала в обломках и цементе; бескарбонатные, преимущественно тонкозернистые отложения — туфы, туффиты и силициты, несомненно, представляющие образования более глубоководные, чем порода первого типа. Неоднократную смену одних отложений другими, на наш взгляд, нельзя объяснить периодическим изменением условий седиментации на данном участке, в частности изменением батиметрии.

Во-вторых, нижние контакты известняковых обломочных горизонтов имеют четко выраженный оползневой характер.

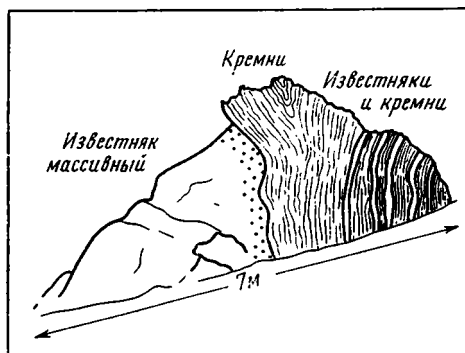
Эти обстоятельства позволяют сделать вывод, что известняки и конгломераты формировались на отмелях и временами сползали на склоны, где обычно происходило отложение бескарбонатных туфовых и кремнистых осадков. В некоторых случаях обломочный материал смешивался с осадком, образуя отмеченные выше тиллитоподобные конгломераты. Так как обломочные горизонты оползневые, их можно отнести к олистостромам, а крупные тела известняков — к олистолитам.

Шандинская свита представлена не только рассмотренными отложениями. В ней присутствуют небольшие пачки (10—15 м) серых кремней с тонкими прослоями туфов и линзами известняка. Иногда эти линзы тонкие, в других местах более мощные (до 1—1,5 м), содержащие большое количество тентакулитов (зиген-эмс). Кроме того, в некоторых разрезах в свите появляются толщи (до 30—40 м) красных и зеленых яшм, иногда с пачками спилитов и пластами туффитов. Изредка можно наблюдать, как такие толщи на коротком расстоянии замещаются туфо-олистостромовыми, причем некоторые олистостромовые горизонты здесь обогащены не известняками, а перемятыми отторженцами кремней. В таком разрезе нами был встречен разорванный пласт (1,5—4 м) лилового флюидного трахиандезита, прослеживаемый на 600 м по простиранию.

Из приведенных кратких описаний видно, что, хотя многие пласты и горизонты разрушены и имеют оползневой характер, отложения в целом четко стратифицированы и можно составить последовательный разрез если не всей свиты, то значительной ее части. Часто, однако, от свиты сохранились одни олистостромы, покрывающие значительные площади. Обычно это

хаотически разбросанные глыбы, размером 1—30 м. Состав их разнообразен, но особенно много известняков, сходных с развитыми в нормальных разрезах шандинской свиты; попадаются, однако, и лудловские цефалоподовые известняки. Часто встречаются обломки разного размера до крупных отторженцев кремней, девонских и силурийских, реже и лишь локально присутствуют яшмы. Местами довольно много глыб туфов, туффитов кератофиров, кварцевых кератофиров, вариолитов, порфиритов, яшмокварцитов. Редко попадаются небольшие валуны габброидов. Глыбы заключены в песчано-гравийно-галечной или кремнисто-аргиллитовой связующей массе. Иногда сами эти отложения находятся в виде отторженцев, но в отличие от других пород сильно разрушены.

Местами в беспорядочном накоплении олистостромы улавливаются следы прежней стратификации, отмечаемой преобладанием на определенных уровнях глыб того или иного состава. Так, на правобережье р. Кос-Истек, в 3,5 км от устья, в нижней части олистостромы кроме девонских известняков наблюдаются лудловские известняки, крупные отторженцы (до 100 м в длину) силурийских фтанитов, красных туффитов и других пород, более древних, чем сама олистострома. В средней ее части их мало, и они лишь в мелкой фракции обломков; здесь уже резко преобладают глыбы девонских биогермных и органогенно-детритовых известняков.



Фиг. 8. Известняково-кремнистый отторженец из олистостромы шандинского типа

толсто-слоистый органогенно-детритовый, прослоями песчанистый — 3 м; 4) чередование (1—1,5 см) известняков и силицитов — 4—5 м.

Подобное чередование известняков и силицитов почти не встречается в нормальных разрезах свит, и изучение состава глыб в олистостромах дает дополнительную информацию о строении шандинской свиты.

СРАВНЕНИЕ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ

Два рассмотренных типа олистостром отличаются составом обломочного материала и стратиграфическим диапазоном слагающих его пород. Отличны они по возрасту и относятся к разным этапам развития геосинклинали.

Как мы видели, сарбаевские олистостромы состоят из силурийских пород, преимущественно кремнистых и вулканических. Среди тех и других существенное значение имеют обломочные разности: фтанитовые песчаники, гравелиты, брекчии, вулканогенные конгломераты, гравелиты. Фрагменты более древних отложений не обнаружены. Все это указывает, что в период образования олистостром в бассейне существовали поднятия, на которых происходило формирование обломочных отложений. Это не были большие складчатые сооружения, при которых следовало бы ожидать размыв и более древних пород. Амплитуда размыва была небольшой, и

уровень эрозии не выходил за пределы силурийских толщ. Таким образом, олистостромы, как и тесно с ними связанные обломочные породы, формировались из местного материала. Это не только внутриформационные образования, но в значительной степени и «внутрифациальные», так как в них четко выражено пространственное и временное разделение вулканического и кремнистого обломочного материала, а породы других силурийских фаций (например, карбонатной) отсутствуют. Вместе с тем вулканические породы испытывали зеленокаменное перерождение, а кремнистые — перекристаллизацию; эти изменения произошли удивительно быстро после образования пород и, очевидно, связаны с какими-то особыми тектоническими явлениями.

Изучение сарбаевских олистостром позволило выявить некоторые особенности их формирования. Два обстоятельства обращают на себя внимание в связи с этим.

Во-первых, при образовании олистостром в оползание вовлекались довольно мощные толщи литифицированных и даже перекристаллизованных пород. Следовательно, это не было простое скольжение осадков по склону, и не уклон дна определял возникновение оползней. Вероятно, их нельзя связывать и непосредственно с вулканическим эпизодом, так как в районах развития олистостром нет следов сильных эксплозий, а местами вулканические продукты вообще отсутствуют («кремневые разновидности олистостром»). Скорее тектонические причины и сопряженная с ними сейсмическая активность были здесь главной причиной. Учитывая сходство и генетическую связь классических олистостром с надвиговыми тектоническими брекчиями (Белостоцкий, 1964), можно предположить, что и сарбаевские олистостромы имеют ту же природу и являются показателем ранних стадий покровообразования на Урале.

Во-вторых, для рассматриваемого типа олистостром характерно небольшое количество или даже отсутствие пелитовой фракции в связующей массе; она, как правило, песчано-гравийно-галечная. Оползневые накопления здесь возникали от разрушения толщ, состоящих из чередования обломочных и пелитоморфных (аргиллиты, фтаниты) пород, причем литифицированных различно. Аргиллиты и фтаниты отличались большей затверделостью и дробились на угловатые куски, обломочные же слои, по-видимому, часто бывали водонасыщенными и, дезинтегрируясь, давали материал для связующей массы. Это отличает рассмотренный тип олистостром от многих классических примеров, при описании которых подчеркивается высокое содержание пелитовой фракции в связующей массе. Правда, из этого правила известны исключения. Отмеченное соотношение пелитового и обломочного материала наблюдал К. И. Сю во францисканской формации Калифорнии (Hsü, 1968). Он даже считал подобную особенность характерным признаком, отличающим олистостромы от меланжа, в котором обычно песчаные блоки заключены в пластичном пелитоморфном (сланцевом) матриксе.

Шандинские олистостромы отличаются от сарбаевских большим разнообразием обломочного материала в петрографическом и «стратиграфическом» отношениях. Кроме «синхронных» девонских пород (известняки, кремни, туфы и др.) здесь много и более древних, в частности силурийских, причем из разных фаций. Очевидно, образованию шандинских отложений предшествовала складчатость, что привело к разрушению толщ, разнообразных по возрасту и фациальной природе. Однако в это время еще отсутствовали сколько-нибудь крупные надводные сооружения, так как общий объем обломочного материала был невелик (особенно, если не учитывать вулканокластику), и он испытывал многократный перемыв. Вместе с тем подводный рельеф был сложным, и рядом с обширными отмелями располагались депрессии, где происходило накопление тонких бескарбонатных илов. Это обусловило особенно сложный состав олистостром, в которых оказались перемешаны фрагменты пород из

разных фаций. Неровный рельеф, активный эксплозивный вулканизм и тектонические движения стимулировали широкое развитие олистостром. Характерно, что материал шандинских олистостром составляет существенную часть серпентинитового меланжа, а в мелкой фракции олистостром присутствуют серпентинитовые фрагменты. Это свидетельствует о большой роли тектонического фактора в образовании подводнооползневых явлений.

В Аппенинах (Abbate et al., 1970) олистостромы ранних стадий развития геосинклиналей получили название «офиолитовых». По составу они весьма сходны с шандинскими, но резко отличаются от сарбаевских обилием известняков. Отличие это закономерно, так как на Урале в нижней части геосинклинального разреза карбонатных пород очень мало.

Офиолитовые олистостромы, в том числе и рассмотренные, резко отличаются от развитых во флишевых формациях составом и общими фациальными условиями формирования. Во флишевых бассейнах образование олистостром (дикий флиш) происходило на фоне накопления мощных, преимущественно терригенных осадков, сопровождаемого интенсивной турбидной седиментацией. Это указывает на горный рельеф питающей суши и значительный уклон дна бассейна. В подобных условиях основным фактором образования олистостром могла быть гравитация.

Офиолитовые олистостромы не сопровождались ни турбидными течениями, ни быстрым накоплением осадков. Поэтому роль рельефа и гравитации здесь не столь отчетливы.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостоцкий И. И. О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части Центральных Динарид. Статья 2. Гравитационные структуры — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1964, № 1.
- Водорезов Г. И., Розман Х. С. О девонских отложениях Кемперсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала — Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, 1956, вып. 1.
- Леоненко Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары) — Тр. лабор. геол. угля, М., 1955, вып. III.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л. Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала. — Ежегодн. УНЦ АН СССР, 1970.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and Olistolites. — Sedimentary Geol., 1970, v. 4, No. 3/4.
- Hsü K. J. Principles of Mélanges and their bearing on the Franciscan — Knoxville Paradox. — Bull. Geol. Soc. America, 1968, v. 79, No. 8.
- Schermerhorn L. T. G. Terminology of mixed coarse-fine sediments. — J. Sediment. Petrol., 1966, No. 3.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
5.I.1973

УДК 549.6 : 552.52 : 551.735 (477.6)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДОНБАССА

Ю. Н. БРАГИН

Дана характеристика глинистых минералов и рассмотрены факторы, влияющие на их распространение. Доказывается, что аутигенез — причина возникновения повышенных содержаний каолинита, Na-монтмориллонита и минералов свободного глинозема.

В каменноугольных отложениях Донбасса наметились перспективы обнаружения месторождений огнеупорных глин (флинтклей), бентонитов, бокситов (Брагин, 1970, 1971). В связи с этим особое значение приобрела проблема изучения состава и условий распространения глинистых минералов.

Автор изучил перекрытый скважинами разрез карбона (мощность 4400 м) от известняка В₁ до известняка N₂ по юго-западному крылу Кальмиус-Торецкой котловины (Красноармейский и Донецко-Макеевский районы) и фрагменты этого разреза по юго-восточному крылу указанной структуры (Амвросиевский район). Неполные разрезы нижнего карбона спорадически изучались по Западному Донбассу. В основу исследований был положен метод фациально-циклического анализа (Жемчужников и др., 1959). Рентгенометрические и химические анализы (454 образца) выполнены в лабораториях треста «Артемгеология». Сочетание этих методов исследования позволило производить количественные подсчеты содержания глинистых минералов в породах, основанные на методе внешнего стандарта (Бриндли, 1965).

Каменноугольные отложения юго-западной части Донбасса представляют собой непрерывный ряд осадков от субплатформенных до геосинклинальных включительно, сформировавшихся преимущественно в гумидных условиях. Некоторая аридизация климата в позднем карбоне (Феофилова, 1966) — лишь переходное звено к типично аридным условиям ранней перми и существенных изменений в общий тип литогенеза не вносит. Сравнительная близость исследуемой части Донбасса к области питания, однообразие ее геотектонического и климатического развития в каменноугольном периоде позволяют в известной мере учесть следующие факторы, которые влияют на состав и распространение глинистых минералов в терригенной толще карбона: положение источников сноса по отношению к областям аккумуляции осадков, физико-географические условия осадконакопления, степень постседиментационного изменения пород. Сначала остановимся на характеристике глинистых минералов.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Видовой состав глинистых минералов осадочных пород карбона отличается сравнительной простотой. В основном это гидрослюда, каолинит, хлорит и смешанослойные минералы. Спорадически присутствует монтмориллонит. Отмеченное в работах предыдущих исследователей (Логвиненко, 1953; Седлецкий, Джумайло, 1953; Лазарев и др., 1956) наличие бейделлита, нонтронита и пиррофиллита нашими работами не подтверждается.

Таблица 1

Химический состав монофракций гидрослюд, %

№ скважины	№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Сорг	H ₂ O+	Сумма	Примечание
С-391 » Ш-232	1	47,80	29,45	0,93	2,03	1,92	1,06	0,96	3,10	4,16	0,04	0,85	7,35	100,25	Есть полевые шпаты То же Нет полевых шпатов То же
	2	52,08	25,31	0,63	2,52	1,65	0,72	1,04	1,54	6,86	0,23	0,86	7,06	110,50	
	3	47,89	31,15	0,17	0,79	1,00	0,44	0,64	2,77	5,15	0,80	1,53	6,88	100,21	
	4	49,70	29,50	1,04	2,43	1,86	0,58	1,25	0,96	6,07	—	2,26	6,56	99,95	

Таблица 2

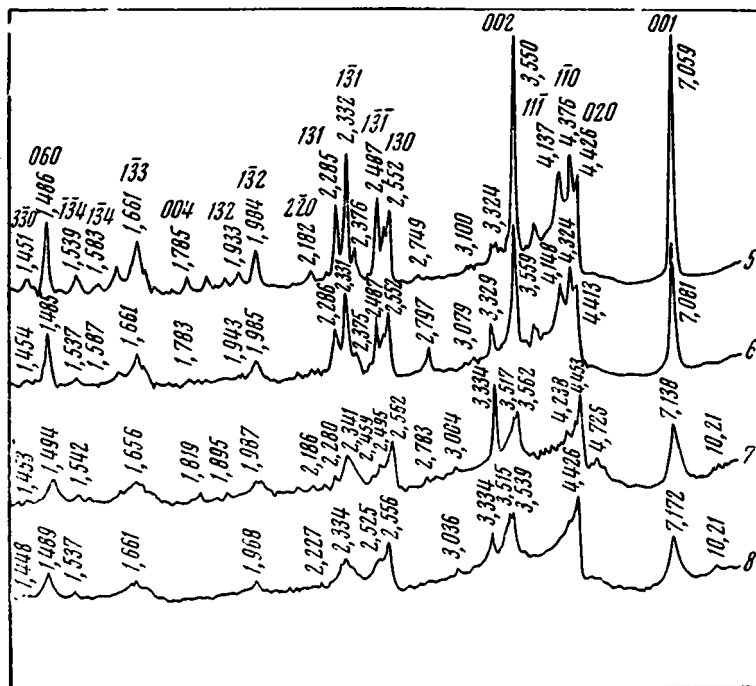
Химический состав каолининовых пород, %

№ скважины	№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	CO ₂	П. п. п.	Al ₂ O ₃ своб	Сумма
3921 3875 9005 3875	5	45,21	38,21	0,54	0,12	0,83	0,67	0,41	0,23	0,19	0,30	0,20	13,68	—	100,39
	6	45,64	36,20	0,53	0,73	1,14	0,44	0,20	0,45	0,24	0,11	0,34	14,72	4,14	100,40
	7	47,44	31,10	1,27	1,39	1,76	1,05	1,04	0,59	2,18	0,56	0,18	11,20	2,74	99,55
	8	46,94	33,60	0,91	1,20	1,71	0,86	0,41	0,67	1,05	0,08	0,20	12,17	3,29	99,71

Гидрослюды — главный компонент глинистой фракции большинства пород карбона. Мономинеральные выделения гидрослюд редки и встречаются в основном в отложениях морских и озерно-лагунных фаций наиболее восточных районов (скв. № С-391, Ш-232). На дифрактограммах гидрослюды проявляются серией рефлексов, производных от 9,89—10,15 Å. При насыщении этиленгликолем у этих рефлексов зачастую проявляются «хвосты» в сторону малых углов. Почти все гидрослюды диоктаэдрические относятся к политипной модификации 2M₁. Парагонитовой фазы на дифрактограммах гидрослюд не наблюдается (рефлексу 0010 соответствует 2θ = 45,5°).

По химическому составу гидрослюды маложелезистые, высокоглиноземистые (табл. 1). Отличительная их особенность — высокий изоморфизм межслоевых катионов. Содержание Na₂O в гидрослюдах до 2,77%. В большинстве случаев повышенные количества Al₂O₃ и Na₂O в тонкой фракции наблюдаются в образцах, содержащих полевые шпаты. Обменная емкость гидрослюд сравнительно низкая: 20—25 мг/экв. В составе поглощенных катионов преобладает натрий.

Каолинит встречен почти во всех пробах. Преимущественно каолинитом сложены тонштейны ряда угольных пластов, сухарные глины (флинтклей), некоторые пестроцветные породы и погребенные почвы. Различия в химическом составе этих пород существенные по содержанию Al₂O₃ (табл. 2). Структуры каолинитов по степени совершенства самые различные: от упорядоченных до почти полностью не-



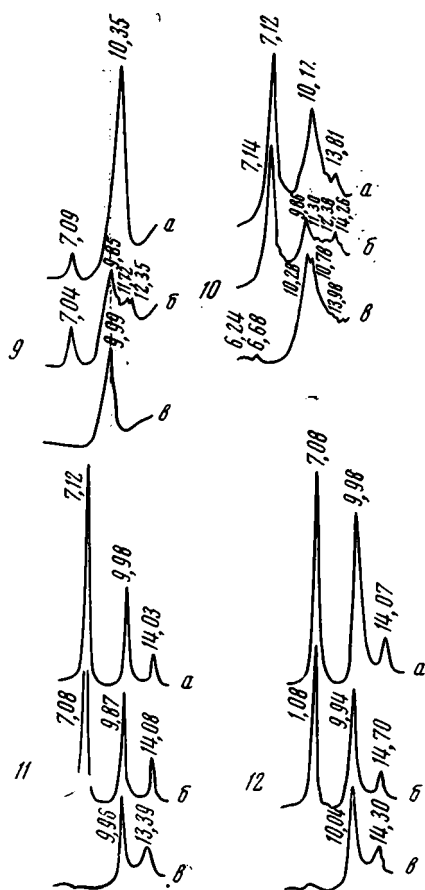
Фиг. 1. Дифрактограммы неориентированных препаратов каолинита из каменноугольных отложений юго-западного Донбасса
5 — тонштейн в угле m_3 , скв. 3921; 6 — флинтклей под углем n_1 , скв. 3875; 7 — аргиллит почвы угля d_2 , скв. 9005; 8 — аргиллит пестроцветный, свита C_2' , скв. 3875

упорядоченных (фиг. 1). Наибольшая степень упорядоченности структуры у каолинита тонштейнов, содержащего почти весь набор hkl -рефлексов (Бриндли, 1965₂). Близкую степень упорядоченности структуры имеет каолинит сухарных глин (флинтклей). Некоторые элементы упорядоченности видны в структуре каолинита из цемента песчаников фации речных выносов. Почти полное отсутствие упорядоченности характерно для каолинитов, слагающих пестроцветные породы и погрбенные почвы.

Хлорит встречен в породах всех фациальных типов в количестве 3—18%. Частота его встречаемости в породах уменьшается вверх по стратиграфическому разрезу карбона. Он присутствует во всех породах нижнего — среднего карбона и только в 30—40% пород верхнего карбона.

На дифрактограммах (фиг. 2, обр. 11, 12) хлорит проявляется по наличию нечетных отражений, производных от 14 А. Значение рефлекса 001 для этого минерала 13,89—14,70 А. После насыщения образцов этиленгликолем этот рефлекс практически не изменяется. Прокалка образцов при 600°С двояко воздействует на решетку хлоритов. В одних образцах рефлекс 001 обостряется, не испытывая изменений своего положения, в других, оставаясь диффузным, смещается в область 13,19—13,75 А. На основании этого можно считать, что в первом случае хлорит имеет более совершенную структуру, чем во втором.

Смешанослойные глинистые минералы приурочены к различным фациям. Почти постоянно они присутствуют в породах почв угольных пластов. В осадках других фаций встречаются реже. По уменьшению частоты встречаемости указанных минералов фациальные обстановки можно расположить в следующем порядке: открытое море, мелкое море, озеро, лагуна, подводные выносы реки. Из 170 проб, содержа-



щих смешанослойные минералы, они преобладают или присутствуют в значительных количествах только в 22 пробах (13%).

Выделяется три разновидности смешанослойных минералов: гидрослюда — монтмориллонит, хлорит — вермикулит и гидрослюда — хлорит — монтмориллонит.

Фиг. 2. Фрагменты дифрактограмм пород, содержащих хлориты и смешанослойные минералы

Образец: а — естественный, б — насыщенный этиленгликолем, в — прокаленный при 600°С; 9 — гидрослюда — монтмориллонит, свита С₂⁵, скв. С-391, глубина 518 м; 10 — хлорит — вермикулит, свита С₂², скв. 10985, глубина 175,5 м; 11 — хлорит несовершенный, свита С₂¹, скв. 10985, глубина 530 м; 12 — хлорит совершенный, свита С₂¹, скв. 10985, глубина 510 м

Гидрослюда — монтмориллонит наиболее распространен и представлен в осадках всех фациальных обстановок. На дифрактограммах естественных образцов (фиг. 2, обр. 9) он характеризуется рефлексами 10,1—10,9 Å, с этиленгликолем — 9,3—9,8 Å, 11,1—13,1 Å и в единичных образцах — 28—30 Å. Наличие разбухающей фазы (монтмориллонита) проявляется в повышенном значении обменной емкости: 39,2 мг/экв. Для сравнения следует заметить, что в образцах, не содержащих смешанослойных минералов, обменная емкость 18—25 мг/экв.

Хлорит — вермикулит встречается среди отложений морских, заливно-лагунных фаций и в породах погребенных почв как примесь к другим глинистым минералам. В естественном виде минерал характеризуется базальным рефлексом 13,95—14,2 Å. На насыщение гликолем заметно не реагирует. Прокалка образца при 600°С приводит к появлению рефлексов 10,5—11,5 Å. Примерно в эту же область попадают базальные рефлексы после насыщения образца КОН, что является следствием стабилизации решетки вермикулита и подтверждает присутствие последнего в составе рассматриваемого минерала.

Гидрослюда — хлорит — монтмориллонит встречается главным образом в погребенных почвах (породы почв углей). В естественном виде он характеризуется наличием широкого пика 10,0—10,7 Å. После насыщения этиленгликолем наблюдаются рефлексы 10,0; 11—12; 14 Å. Термическая обработка в течение 2 час. при 600°С сокращает решетку минерала до 10,8 Å. Неполное сокращение решетки смешанослойного минерала в данном случае может быть объяснено, на наш взгляд, присутствием хлоритовых слоев.

Монтмориллонит полностью слагает бентонитовую глину в скв. 10903 (Красноармейский район). В других образцах не встречается. По данным дифрактограмм, он имеет первый базальный рефлекс при 12,8 Å и относится к щелочной разновидности (Na-монтмориллонит). После насыщения этиленгликолем этот рефлекс смещается в область малых углов. Образец при этом дает целочисленную серию рефлексов от отражения 16,8 Å. Химический состав монтмориллонита: SiO₂ — 57,0;

Al_2O_3 — 22,64; Fe_2O_3 — 4,33; CaO — 2,7; MgO — 2,65; Na_2O — 1,85; K_2O — 1,57; п. п. п. — 6,46; сумма — 100,23.

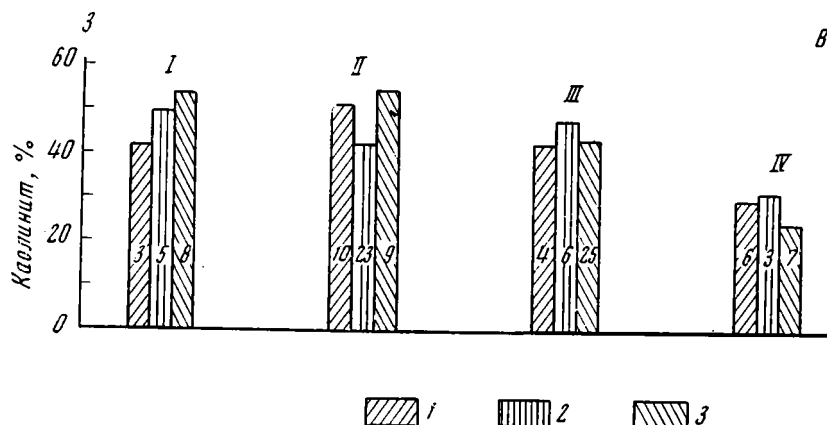
Обменная емкость образца монтмориллонита 86,6 мг/экв. Состав поглощенных катионов, мг/экв: Na^+ — 44,9; K^+ — 4,4; Ca^{++} — 24,5; Mg^{++} — 12,8. Преобладание Na и K (57%) также указывает на его щелочной тип.

Кроме указанных минералов в тонкой фракции каменноугольных пород отмечены кварц, полевые шпаты, кальцит, сидерит, Ca—Mg-сидерит, лепидокрокит. В породах некоторых почв углей и сухарных глинах химическими анализами, произведенными по методу С. П. Камецкого (Бушинский, 1971), установлено присутствие свободного глинозема: 2,74—4,14%. На рентгенограммах образцов его минералы не проявляются, что не позволяет однозначно трактовать данные химического анализа.

ВЛИЯНИЕ ИСТОЧНИКОВ СНОСА НА СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

По мнению ряда исследователей (Широков, 1963; Логвиненко, 1953; Феофилова, Левенштейн, 1963 и др.), областью размыва в нижнем карбоне был Украинский кристаллический щит (УКЩ). В пользу этого свидетельствуют анализ мощностей, пространственное размещение фаций и состав обломочных (неглинистых) минералов нижнекаменноугольных отложений. На основании находок каолинита в цементе и зернах песчано-алевритовых пород западных районов Донбасса А. П. Феофилова и М. Л. Левенштейн (1963) допускают, что в нижнем карбоне размывались коры выветривания кристаллических пород УКЩ. Каким образом сказалось влияние континента на составе тонкообломочных (глинистых) пород нижнего карбона и каковы масштабы этого влияния, не установлено.

С целью выяснения этого вопроса было предпринято изучение терригенных отложений свит C_1^3 и C_1^4 в четырех районах: Павлоградском, Красноармейском, Южно-Донбасском и Амвросиевском. Протяженность изученной полосы отложений свыше 200 км. Учитывая уже имевшиеся указания на преобладание каолинита в докарбоновых корах выветривания, основное внимание было уделено этому минералу. Содержание каолинита в породах однотипных групп фаций свит C_1^3 и C_1^4 в пределах полосы нижнекаменноугольных отложений от Павлограда до Южного Донбасса существенно не изменяется. Наибольшие изменения установлены на юго-востоке Донбасса в Амвросиевском районе, где содержание



Фиг. 3. Изменение среднего содержания каолинита в нижнекаменноугольных отложениях Донбасса с запада на восток, %. Район, N скв.: I — Павлоградский, 12812, 12815; II — Красноармейский, 10985; III — Южно-Донбасский, 9005; IV — Амвросиевский, Ш-220; отложения: 1 — морские, 2 — переходные от морских к континентальным, 3 — континентальные; числа на диаграммах — число проб

Распределение каолинита в разрезах нижнего карбона Южного Донбасса по скв. 9005

Глубина, м	Порода	Фация	Стратиграфический интервал		Содержание каолинита в тонкой фракции пород, %
			унифицированная шкала, ярус	местная шкала, маркирующие известняки	
198,0	Аргиллит	ЗВ	Намюрский	E ₃ —E ₅	46
203,8	Алевролит	»		»	56
208,5	Аргиллит	М		E ₁ —E ₃	43
244,5	»	П		»	29
265,5	Алевролит	»		D ₇ ⁷ —E ₁	61
268,0	Аргиллит	»		»	59
278,5	»	МВ		»	33
291,2	»	П		D ₂ —D ₇ ⁷	48
319,0	»	З		»	48
555,0	»	ЗВ		C ₅ —C ₈	35
574,6	Алевролит	Л		»	53
613,5	Аргиллит	М		»	44
638,6	»	ММ		»	45
704,0	»	П		C ₄ —C ₅	58
771,0	Алевролит	»		»	52
786,5	Аргиллит	Л	Визейский	»	34
836,5	»	П		»	41
856,1	»	»		C ₃ —C ₄	23
860,0	»	»		»	31
887,0	»	»		C ₁ —C ₃	38
867,5	Алевролит	»		»	26
904,0	»	»		»	50
914,3	Аргиллит	»		»	42
926,5	Алевролит	»		B ₁₀ —C ₁	28
936,5	Аргиллит	»		»	51
939,2	Алевролит	»		»	42
994,4	Аргиллит	»		»	40
1004,5	Алевролит	»		»	45
1032,5	Аргиллит	»		»	36

Примечание. Объяснение сокращений см. на фиг. 4.

каолинита уменьшается: в морских отложениях в 1,4 раза, переходных — 1,5 раза и континентальных — 1,75 раза (фиг. 3). Распределение каолинита по разрезам нижнего карбона разных районов довольно равномерное. Для примера приводим данные по скв. 9005 (табл. 3). Лишь в самых низах терригенной толщи, вблизи контакта ее с карбонатной толщей нижнего визе, наблюдается обеднение пород каолинитом до почти полного его исчезновения.

Таким образом, рубеж, к которому приурочен количественный скачок в содержании каолинита, проходит восточнее Южно-Донбасского района и, очевидно, совпадает с зоной Криворожско-Павловского глубинного разлома. Этот разлом влияет на размещение мощностей и фаций (Левенштейн, 1963) нижнекаменноугольных отложений и является, следовательно, конседиментационной структурой.

Содержания гидрослюда в осадках нижнего карбона изменяются обратно содержаниям каолинита. Максимальные ее концентрации наблюдаются в восточных районах. Хлорит во всех фациальных типах отложений различных районов содержится на одном уровне. Отмечены лишь некоторые колебания в частоте встречаемости этого минерала. Минимальные значения частоты встречаемости хлорита (80%) характерны для пород переходных фаций Павлоградского района, максимальные (100%) для той же группы пород Южно-Донбасского и Амвросиевского районов.

Смешанослойные минералы распределены весьма неравномерно. В морских и континентальных отложениях частота их встречаемости падает от 65% в Павлоградском районе, до нуля в Красноармейском и

Южно-Донбасском районах, а затем резко возрастает (до 50—60%) в Амвросиевском районе; в отложениях переходных фаций — находится примерно на одном уровне (37—40%) в Павлоградском и Южно-Донбасском районах, а в Амвросиевском районе повышается до 65%.

Таким образом, в отношении распространения глинистых минералов в нижнекаменноугольных отложениях юго-западного Донбасса намечается две провинции, граница между которыми совпадает с зоной Криворожско-Павловского глубинного разлома. Западная провинция занимает субплатформенный склон УКЩ и наиболее приближена к источникам сноса. Восточная провинция расположена в пределах собственно Донецкого прогиба. Субплатформенный склон УКЩ с его зрелыми корами выветривания оказал здесь гораздо меньшее влияние на состав глинистых минералов нижнекаменноугольных осадков (значительное уменьшение содержания каолинита).

В то же время резкое возрастание частоты встречаемости смешанослойных глинистых минералов в осадках этой провинции может свидетельствовать о привлечении в качестве источника сноса менее зрелых кор выветривания, характерных для мобильных геосинклинальных областей. Если исходить из глыбового строения фундамента, можно предполагать, что эта область находилась сравнительно недалеко от границ современного Донбасса, южнее и юго-восточнее его.

Для среднего карбона нет достаточного количества фактов, указывающих на унаследованное от нижнего карбона блоковое строение юго-западной части Донбасса. Мы располагаем пока детально исследованными разрезами свит C_2^1 и C_2^2 в Красноармейском районе (скв. 10985) и свиты C_2^5 в Амвросиевском районе (скв. С-391). Однако даже самое общее сопоставление фазового состава глинистых минералов этих районов свидетельствует об их резком различии. Не исключена возможность, что и в среднем карбоне конседиментационная тектоника играла основную роль в создании провинций с определенными парагенезами глинистых минералов.

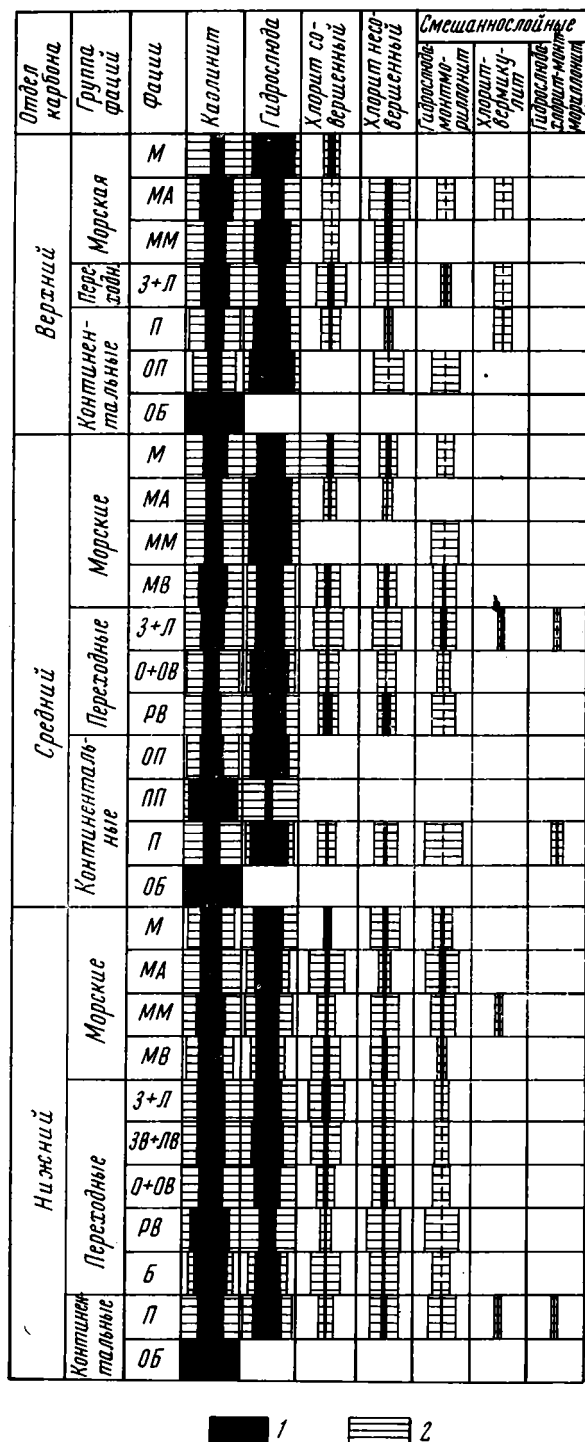
ФАЦИАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Донецкий бассейн в каменноугольном периоде характеризовался частой сменой фаций. Однако это обычно не влечет за собой резких различий фазового или количественного состава глинистых минералов. Более или менее четко обособляются лишь две группы фаций: включающая все бассейновые фации и охватывающая субаэральные и болотные фации.

Детальное исследование условий бассейнового осадконакопления в среднем карбоне позволило Ю. А. Жемчужникову и др. (1959) установить, что распределение терригенного материала, поступающего с континента, зависит от строения морского побережья. Прибрежные фации обогащены грубым кластическим материалом и представлены песчаниками и алевролитами. В центральных частях заливов, озер и открытом море преобладают тонкозернистые (глинистые) осадки. Столь заметное различие в гранулометрическом составе осадков по отношению к береговой линии мало повлияло на их минеральный состав.

Для каолинита отмечается фациальная приуроченность, представленная на фиг. 4. В нижнем карбоне наиболее обогащены им песчаники фаций речных выносов и баров. В осадках других бассейновых фаций он дифференцирован слабее. Однако в целом отложения фаций переходной группы более обогащены каолинитом, чем морские. В составе последних максимальные концентрации этого минерала приурочены к фации мелкого моря.

В среднем и верхнем карбоне это соотношение нарушается. В западных районах (скв. 10985) почти все фациальные типы отложений характеризуются однообразием в содержании каолинита, в восточных



Фиг. 4. Схема распределения глинистых минералов в каменноугольных отложениях юго-западной части Донбасса (средние данные)

1 — содержание минерала в гонкой фракции пород, %; 2 — частота встречаемости минерала в породах фаши, %; фаши: М — глинистых осадков материкового моря, МА — алевритовых осадков материкового моря, ММ — глинистых осадков мелкого моря, МВ — алевритовых и песчаных осадков зоны волнений моря, ЗВ — песчано-алевритовых осадков зоны волнения, З — песчано-алевритовые осадки заливов, З+Л — алеврито-глинистых осадков заливов и лагун, Л — песчано-алевритовых осадков лагун, ЗВ+ЛВ — песчано алевритовых осадков зоны волнений заливов и лагун, О+ОВ — песчано-алевритовых осадков приморских озер, РВ — песчаных выносов рек, Б — песчаных осадков баров, ОП — пестроцветных алеврито-глинистых осадков пересыхающих озер, ПП — пестроцветных почв постоянно влажного климата, П — сероцветных почв постоянно влажного климата, ОБ — сухарных глин окраинных частей болот

(скв. С-391, Ш-220 и др.) минимум в содержании каолинита приурочен к осадкам мелкого моря и речных выносов, максимум — к осадкам заливов.

Для гидрослюд распределение по фашиям, почти полностью обратное каолиниту. Хлорита везде мало, только в среднем и верхнем карбоне отличаются несколько повышенные его концентрации в отложениях прибрежных частей заливов, лагун и озер. Частота встречаемости хлорита уменьшается в направлении континент — море.

Смешаннослойные минералы в нижнем карбоне явно тяготеют к морским отложениям. В среднем карбоне фациальный диапазон их гораздо шире. По частоте встречаемости указанных минералов морские отложения здесь соизмеримы с отложениями переходной группы. Единичные находки щелочного монтмориллонита приурочены к морским осадкам верхнего карбона (фашия мелкого моря); где он слагает бентонитовую

глину. Генетически этот монтмориллонит отличается от щелочноземельного, входящего в состав смешанослойных минералов. Последние аллотигенные либо трансформированные за счет деградации гидрослюда. На-монтмориллонит относится к числу синтезированных минералов, возникших в результате гальмиролиза продуктов вулканических извержений (пеплов).

Общая закономерность распределения глинистых минералов в каменноугольных отложениях юго-западной части Донбасса может быть выражена следующим образом: каолинит и хлорит более типичны для близбереговых фаций, гидрослюда, монтмориллонит и смешанослойные минералы — для наиболее мористых фаций.

Субазральные и болотные фации, характеризующие обстановки углеобразования, являются наложенными по отношению к бассейновым. В состав этих фаций входят породы погребенных почв, собственно угольный пласт и синхронные ему по времени образования сухарные глины типа флинтклей.

Погребенные почвы подстилают угольные пласты, но в большей мере они безугольны. Развиваются почвы на отложениях всех фациальных типов, от которых отличаются более тонким гранулометрическим составом и набором глинистых минералов. По сравнению с породами субстрата в погребенных почвах, как правило, более широко распространены каолинит и смешанослойные минералы.

Вопреки сложившемуся мнению минеральный состав почв-«кучерявичиков» не имеет тесной связи с вышележащим пластом угля. Это относится как к степени разложения (восстановленности) угля, так и к его мощности. Например, по данным 42 проб из нижнего карбона, среднее содержание каолинита в почвах углей, относящихся по восстановленности (Лившиц, 1954) к типу «а» составляет 49%, типу «б» — 43%, типу «в» — 50%, т. е. содержания практически не отличаются. По частоте встречаемости смешанослойных минералов указанные почвы располагаются в следующем порядке: тип углей «а» — 70%, «б» — 100%, «в» — 100%. Уголь e_2 (синонимика здесь и далее по стратиграфической схеме треста «Артемгеология»), отмеченный по скв. 3860 в Красноармейском районе, имеет мощность всего 0,05 м, а подстилается почвенным аргиллитом с содержанием каолинита в горизонте «а» 87%. В то же время пласт угля c_7 в соседнем Южно-Донбасском районе (скв. 9005) достигает мощности 0,65 м, а содержание каолинита в горизонте «А» составляет только 31% и т. д.

У каолинита в почвенном профиле низкая степень совершенства структуры. Это связано с незначительным воздействием на породы почв продуктов разложения болотной растительности, приводящих к выщелачиванию и переотложению глинозема.

Таким образом, есть все основания считать, что образование почвенных профилей в донецком карбоне происходило до начала развития болот, т. е. в стадию суходола.

Формирование почти мономинеральных каолинитовых почв с примесью минералов свободного глинозема происходило эпизодически, очевидно, в момент максимального затухания колебательных движений. Подобные почвы зафиксированы в нижнем карбоне Южно-Донбасского района под углями e_2 , d_3 , в среднем-верхнем карбоне Красноармейского района под углями l_3 , m_3 , p_1 . В большинстве же почв содержание каолинита всего на 10—15% превышает содержание его в породах субстрата.

С процессами почвообразования связано формирование иллювиальных горизонтов почв и осадков фации окраинных частей болот, представленных сухарными (флинтклей) глинами. Эти глины сложены в основном аутигенным каолинитом совершенной структуры, содержат наиболее высокие концентрации свободного глинозема (табл. 2) и об-

ладает отчетливо выраженной коллоидной структурой. В Красноармейском районе они установлены в почвах углей h_2 и l_3 . В Донецко-Макеевском районе флюиды латерально замещают уголь p_1 .

Таким образом, и в Донецком бассейне наибольшие концентрации каолинита наблюдаются в породах субаэральных и болотных, а монтмориллонита — морских фаций.

ВЛИЯНИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОРОД НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Процессы диагенеза для большинства пород карбона имели весьма малое значение. Изменение первоначального состава глинистого осадка свелось к возникновению конкреций и, очевидно, дальнейшей деградации смешанослойных минералов и несовершенного хлорита. Для болотных отложений процессы диагенеза играли ведущую роль в формировании состава глинистых минералов. Но в общем разрезе карбона удельный вес этих отложений невелик. Ограниченные масштабы новообразований глинистых минералов в диагенезе для Донбасса отмечены Г. В. Карповой (1972), подчеркнувшей гораздо большее значение этих же процессов для аналогичных отложений карбона Днепровско-Донецкой впадины.

Оценка степени изменений глинистых пород на стадии катагенеза может быть произведена только после установления основных параметров стадии: температуры и давления. Нижней границе глубинного катагенеза отвечает переход полуантрацитов углей в антрацитовые. Соответствующая этому переходу температура, по данным разных исследователей, 190—500°С (Левенштейн, 1963; Карпова, 1972 и др.). Отсутствие прямых данных о температурных переходах полуантрацитов в антрациты заставляет прибегать к различного рода геологическим термометрам. Наиболее достоверен из них каолинит, имеющий температуру необратимых изменений около 550°С. Последняя дает исследователям значительную свободу действий при определении температурных ступеней метаморфизма углей.

Нами установлен новый минерал-термометр, имеющий более низкую температуру распада. Это лепидокрокит или γ -моногидрат окиси железа. На кривых нагревания (Чухров, 1955) лепидокрокит имеет экзотермическую реакцию при 350°С. Х. П. Руксби (1965) указывает, что, в результате горячей обработки лепидокрокита на воздухе в течение 1 часа его полное разложение наблюдается при 300°С. Весьма широкий диапазон устойчивости лепидокрокита (150—400°С) приводится по Гейту (Минералы, 1967).

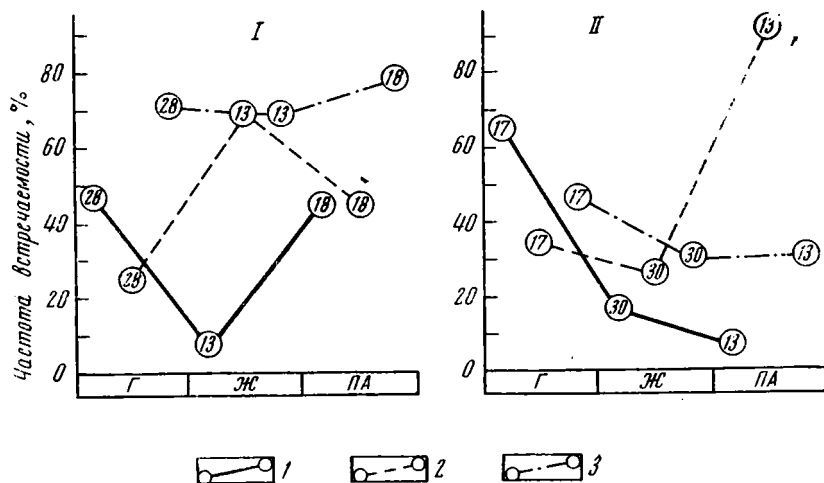
С целью установления предела термоустойчивости этого минерала в каменноугольных отложениях Донбасса было произведено последовательное нагревание образцов, содержащих лепидокрокит, до 150; 200; 250; 300; 350°С. Нагрев производился в муфельной печи при доступе воздуха в течение 2 часов. Уменьшение интенсивности рефлексов лепидокрокита на дифрактограммах наблюдается при 300°С, а их полное исчезновение при 350°С. Это критическая температура для лепидокрокита в рассматриваемых осадках при атмосферном давлении. Экспериментальные данные об устойчивости лепидокрокита в системе температура — давление отсутствуют. Косвенными показателями его устойчивости при высоких давлениях могут служить термобарические характеристики близких к нему по химическому составу либо структуре минералов (гетит, бемит). Температура разложения гетита постоянна при давлениях P_{H_2O} до 10 000 бар (Смит, 1968). Температура разложения бемита при $P_{H_2O} = 1—1000$ бар уменьшается более чем на 200°С и затем почти стабильна до 2000 бар (Кеннеди, 1964). По аналогии температуру разложения лепидокрокита (350°С) следует считать критической при давлениях, не менее 2000 бар.

Лепидокрокит зафиксирован на дифрактограммах по серии характерных для него отражений (Руксби, 1965) в морских, переходных и континентальных фациях, в районах с различным проявлением метаморфизма углей (от Д до ПА) по 15 образцам. В породах, вмещающих полуантрацитовые угли и лишенных каких-либо признаков вторичных изменений, он встречается в трех образцах по скв. 323-ц. Наличие этого минерала в породах, вмещающих уголь марки ПА, позволяет считать, что процессы катагенеза каменноугольных отложений протекали при температурах, не выше 350° С. Давление, отвечающее этим температурам, не превышало 1500—1700 атм.

Как показали экспериментальные исследования (Гойло, и др., 1966), в подобных условиях (без привноса вещества) каолинит не испытывает фазовых полиморфных или политипных превращений. Следовательно, процессы катагенеза практически не оказали влияния на распределение каолинита в глинистых породах донецкого карбона. Тот факт, что содержание каолинита уменьшается в породах восточных районов, вмещающих угли марки ПА, следует объяснять другими причинами (изменением областей денудации).

Анализ распространения смешанослойных глинистых минералов в районах с различным проявлением метаморфизма углей также указывает на их почти полную стабильность в стадию катагенеза. Не зафиксировано существенного уменьшения частоты встречаемости этих минералов в морских и континентальных отложениях карбона при изменении метаморфизма углей от Г до ПА. Иначе ведет себя в этих условиях несовершенный хлорит. Частота встречаемости его в морских отложениях падает от 65% в районе, где распространены газовые угли, до 7% — в районе с полуантрацитами. В континентальных отложениях минимальный процент (8%) встречаемости несовершенного по структуре хлорита отмечен в районе с жирными углями. Для хлорита с большей степенью совершенства структуры частота встречаемости обратная (фиг. 5).

На основании приведенных данных можно говорить о частичном совершенствовании структуры хлорита, очевидно, за счет обезвоживания гидроаргиллитовых прослоек на стадии катагенеза. Преимущественное развитие в глинистых породах донецкого карбона гидрослюд высоко-температурного типа 2M₁ позволяет не рассматривать их поведение в процессах катагенеза.



Фиг. 5. Частота встречаемости некоторых глинистых минералов в каменноугольных отложениях Донбасса в районах с различным типом метаморфизма углей. Породы фаций: I — континентальных, II — морских; хлориты: 1 — несовершенный, 2 — совершенный; 3 — смешанослойные минералы; 4 — количество исследований. пробы — числа в кружках; Г, Ж, ПА — марки углей

ВЫВОДЫ

Распространение глинистых минералов в отложениях карбона на площади юго-западного Донбасса зависит от двух факторов: положения источников сноса по отношению к областям аккумуляции осадков и физико-географических условий осадконакопления. Эти факторы управляют процессами аллотигенного и аутигенного минералообразования. Несмотря на резко подчиненные масштабы аутигенного минералообразования, ему принадлежит ведущая роль в создании аномальных концентраций каолинита, монтмориллонита и минералов свободного глинозема в рассматриваемых отложениях. Аномальные содержания указанных минералов могут рассматриваться как прямые поисковые признаки на огнеупорные глины, бентониты и бокситы.

ЛИТЕРАТУРА

- Брагин Ю. Н. О количественном распределении каолинита в угленосных отложениях Донецкого карбона в связи с проблемой их бокситоносности.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 2.
- Брагин Ю. Н. О находке бентонитовых и огнеупорных (флинтклей) глин в верхнем карбоне северо-западной части Донбасса.— Геол. ж. АН УССР, 1971, т. 31, вып. 3.
- Бриндли Г. В. Количественный анализ смесей глинистых минералов.— В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Бриндли Г. В. Каолинитовые, серпентиновые и родственные им минералы.— В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Гойло Э. А., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. Экспериментальные исследования влияния стрессового и гидростатического давлений при различных температурах на кристаллическую структуру каолинита.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., «Недра», 1972.
- Кеннеди Д. К. Фазовые отношения в системе $Al_2O_3-H_2O$ при высоких температурах и давлениях.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Лазарев В. С., Радусhev В. И., Ныркoв А. А. К вопросу о минералогическом составе кровли и подошвы угольных пластов Донбасса.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. кн. 3, 4. Изд-во Львовского ун-та, 1956.
- Левенштейн М. Л. О генетических закономерностях изменения качества углей в Донецком бассейне.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Лившиц М. М. Генетическая классификация углей.— В кн.: Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна, вып. 8. М., Углетехиздат, 1954.
- Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого бассейна. Изд-во Харьковского ун-та, 1953.
- Минералы, т. 2, вып. 3, М., «Наука», 1967.
- Руксби Х. П. Окислы и гидроокислы алюминия и железа.— В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов, М., «Мир», 1965.
- Седлецкий И. Д., Джумайло В. И. Каллоидно-дисперсные минералы глинистых отложений карбона Донбасса. Докл. АН СССР, 1953, т. 89, № 1.
- Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.
- Жемчужников Ю. А. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1, 2. Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 15.
- Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М., Гос-топтехиздат, 1935.
- Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна, Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 73.
- Феофилова А. П. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в Западном Донбассе.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1966, вып. 140.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Широков А. З. История геологического развития угленосной формации карбона Донецкого бассейна.— В кн.: Геология месторождения угля и горючих сланцев СССР, т. 1, М., Госгеолтехиздат, 1963.

УДК 549.6 : 552.52. (260)

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ОСАДКОВ

З. Н. ГОРБУНОВА

Приводятся результаты рентген-дифрактометрического изучения глинистых минералов в осадках, подверженных гидротермальной переработке. В отбеленных прослоях, где особенно ярко проявляются черты этой переработки, найдено своеобразное смешанослойное вермикулит-хлоритовое образование, отличающееся от других слоев, а также от рядом расположенных осадков, сформированных по продуктам выветривания подводной вулканической деятельности.

Усовершенствование аппаратуры для рентгеновской съемки поликристаллов и методики их подготовки к анализу позволили по-новому подойти к изучению глинистых минералов в океанских осадках: осуществить переход от выявления общих закономерностей их распространения в Мировом океане к более детальному анализу их генетических особенностей в отдельных районах.

Новый этап работ связан также с полигонными исследованиями в океане, недавно начатыми в советских экспедициях. В 43-м рейсе научно-исследовательского судна «Витязь» в тропической зоне Тихого океана изучались состав и распределение пелагических осадков на пяти полигонах. Подробная характеристика осадков этих полигонов с точки зрения их литологических особенностей была сделана Н. С. Скорняковой и ею же приведены результаты изучения глинистых минералов во фракции $<0,001$ мм. Было установлено, что в тропической части Тихого океана в районах распространения эвпелагических глин, сформированных по продуктам подводной вулканической деятельности, высокодисперсные минералы представлены смешанослойными неупорядоченными образованиями хлорит-иллит-монтмориллонитового типа с разными количественными соотношениями слагающих компонентов. Однако лабильные пакеты составляют обычно более 50%.

В настоящей работе приводятся результаты изучения глинистых минералов главным образом колонки 5965-2 (полигон I), расположенной на холмистой равнине ложа Южной котловины ($22^{\circ}39'8$ ю. ш., $160^{\circ}47'5$ з. д.). Эта колонка вызвала особое внимание литологов Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа, работавших в 43-м рейсе «Витязя», из-за особенностей ее генезиса. Она вскрыла сложное чередование темно-шоколадных и желтовато-коричневых цеолитовых и цеолит-палагонитовых глин, резко обогащенных окислами железа и марганца и прослоями отбеленных глин. По мнению этих исследователей, здесь имеет место фация гидротермально измененных палагонитовых глин, причем влияние гидротермальной обработки узко локализовано.

Для сравнения были также изучены колонки 5965-8, 5965-9 (полигон I), расположенные на холмистой равнине ложа Южной котловины,

и 5968-19 (полигон II) на юго-западном склоне подводного поднятия островов Кука-Табуа. Эти три колонки сложены в основном типичными эвпелагическими и цеолитовыми глинами с примесью палагонита и микроконкреций.

МЕТОДИКА

Глинистые минералы изучались во фракциях $<0,001$ и $<0,01$ мм, которые были получены после водно-механического анализа.

Каждый образец снимался без какой-либо предварительной химической обработки сразу после водно-механического анализа и удаления гидроокислов железа, по О. П. Миру и М. А. Джексону (Mehra, Jackson, 1960), и насыщения магнием. Кроме того, образцы насыщались глицерином и нагревались до 350, 550 и 750°. Часть образцов обрабатывалась по Р. Грин-Келли (Green-Kelly, 1953) для установления подгруппы монтмориллонита и 1 N соляной кислотой для выявления бруситовых прослоек. Образцы высаживались на стекла и снимались на дифрактометре ДРОН-1. Режим съемки: 38 кв, 20 ма; щели — 1; 0,5; 0,5; ширина окна — 10; начальный порог — 10; конечный порог — 99; скорость гониометра 1 град/мин; скорость диаграммной ленты — 10 мм/мин; постоянная времени — 40; диапазоны импульсов в 1 сек. менялись в зависимости от интенсивности отражений.

Соотношение глинистых минералов оценивалось по П. Е. Бискаю (Biscaue, 1964) в тех образцах, где преобладали индивидуальные минералы. В большинстве случаев присутствовали смешанослойные минералы, поэтому этот расчет можно рассматривать как весьма приближенный.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав глинистых минералов по колонке 5965-2 во фракции $<0,001$ мм неоднороден и меняется на определенных горизонтах. Иногда эта смена осуществляется резко, но чаще постепенно с обогащением одним компонентом за счет другого. На фиг. 1 на фоне общей литологической характеристики колонки показаны прослои, выделенные по составу глинистых минералов. Описание проб из этих прослоев дано ниже.

1. Проба верхнего горизонта (3—7 см) характеризуется очень низким содержанием кристаллической фазы. Даже после обработки фракции $<0,001$ мм по О. П. Миру и М. Л. Джексону (Mehra, Jackson, 1960) для удаления полуторных окислов железа, дающих существенный фон на дифрактограммах, отражения глинистых минералов остаются малозаметными. Можно отметить лишь следы минералов групп монтмориллонита, иллита и хлорита.

2. Следующие три пробы (7—12; 17—25; 30—36 см) характеризуются лучшей окристаллизованностью глинистых минералов (или более высоким их содержанием). Существенную часть глинистых минералов составляют расширяющиеся минералы типа монтмориллонита (66—52% суммы глинистых минералов), меньшую роль играют иллиты, в том числе смешанослойные с монтмориллонитом, и наименьшую часть составляют хлориты. Проверка характера расширяющихся минералов реакцией по Р. Грин-Келли (Green-Kelly, 1953) с нагреванием до 250°С и последующим насыщением глицерином показала, что в изучаемых образцах присутствует бейделлит или нонтронит.

3. Следующие три пробы (42—47; 47—52; 60—66 см) характеризуются почти мономинеральным составом: монтмориллонитом (фиг. 2, 1). Определение подгрупп минерала по Р. Грин-Келли (Green-Kelly, 1953) показало, что они различаются в разных пробах. Так, монтмориллонит из горизонта 47—52 см можно отнести к подгруппе нонтронита или бейделлита, 60—66 см — к типичному монтмориллониту. Во всех выше- и нижележащих горизонтах последний не был отмечен. Иллит и хлорит были только в виде незначительной примеси.

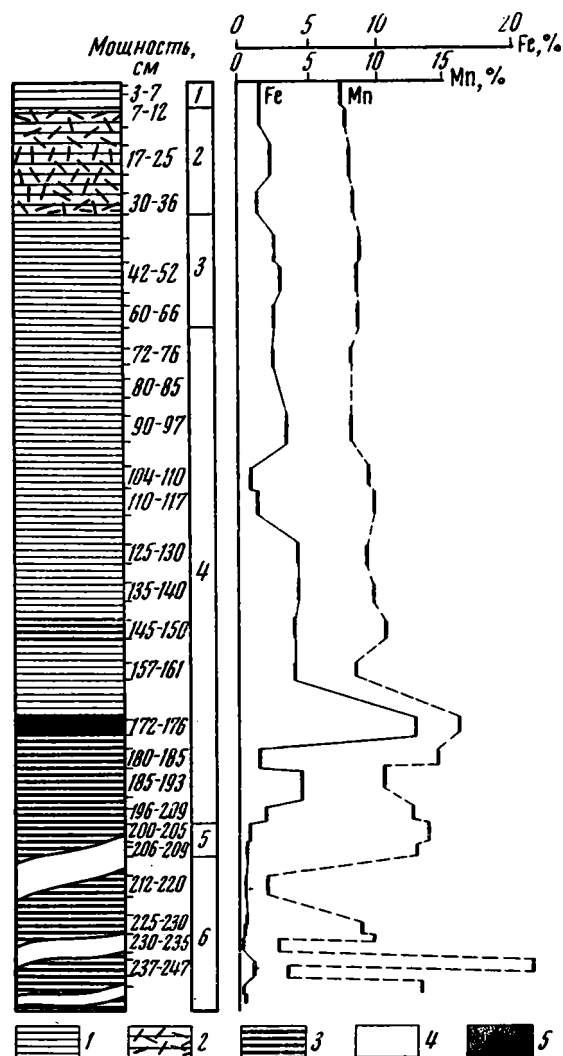
Фиг. 1. Общая литологическая характеристика колонки 5965-2 и прослои, выделенные по составу глинистых минералов

Глина: 1 — эвпелагическая; 2 — падагони-цеолитовая; 3 — железистая эвпелагическая; 4 — отбеленная; 5 — оруденелый железомарганцевый осадок; цифры 1—6 — прослои, выделенные по составу глинистых минералов

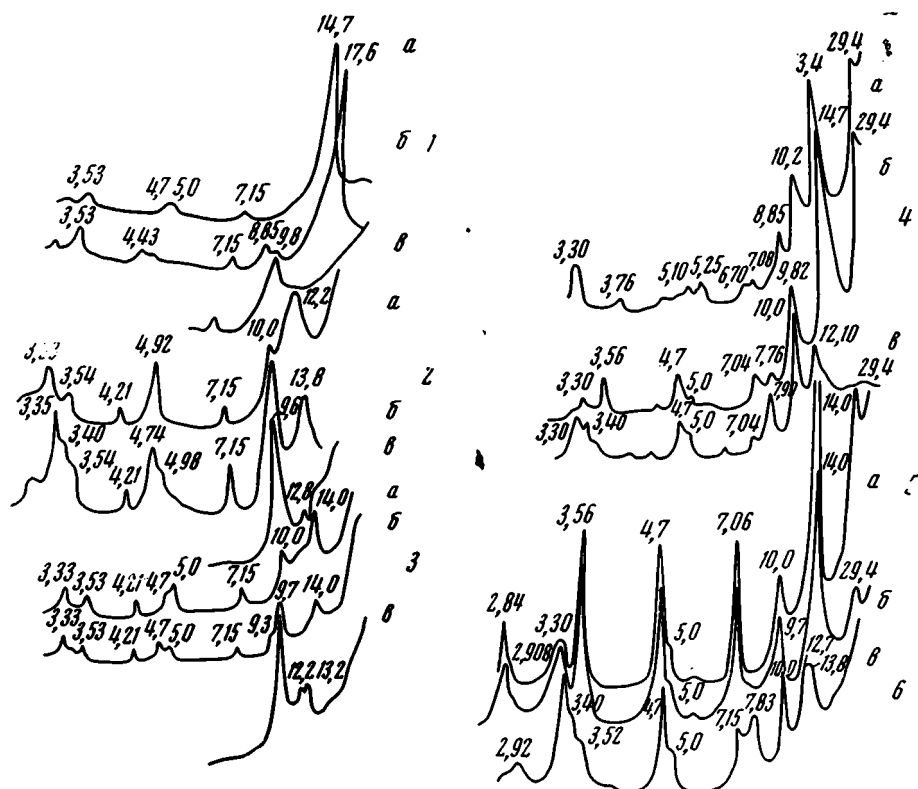
4. В последующих пробах (72—200 см) состав глинистых минералов сложный. Они представлены в основном смешанослойными минералами (фиг. 2, 2, 3). Интенсивные отражения Назамещенных образцов отмечаются в области 12 Å, которые смещаются в Mg-замещенных образцах к 14 Å, а с глицерином дают широкое отражение 14—14,7 Å с «дрейфом» в сторону малых углов. Кроме того, насыщенные магнием и глицерином образцы имеют отражения в области 9,3—9,5 Å. После нагревания до 550—600° С остается сильное отражение 9,8 Å и слабое 12—13 Å. Интенсивность 7 Å-отражений на всех дифрактограммах слабая. На многих дифрактограммах насыщенных магнием образцов отмечается отражение 29,4 Å, исчезающее при нагревании и почти не смещающееся при насыщении глицерином.

Совокупность рентгеновских характеристик указывает на то, что в этих горизонтах преобладают смешанослойные минералы типа иллит-монтмориллонит. По мнению Р. С. Рейнольдса (Reynolds, 1967) присутствие отражения между 6 и 8° 2θ говорит о некоторой тенденции к упорядоченности образования, а отражение 9,3 Å указывает на то, что это образование содержит около 70% иллитовых слоев. Близко к этому рефлексу лежит второй порядок монтмориллонита (8,5 Å), что, вероятно, затрудняет точное определение соотношений компонентов. К. Е. Уивер (Weaver, 1956) приводит график содержания расширяющегося компонента в смешанослойном образовании по отражению 14—17 Å. По его данным, 14,7 Å смешанослойного образования соответствует 40% расширяющихся слоев на дифрактограммах Mg-замещенных комплексов. В образцах отмечено незначительное содержание хлоритовых пакетов, также входящих в состав смешанослойных минералов.

5. Ниже по колонке в пробах из прослоев 200—205 и 206—209 см заметно возрастает содержание хлоритового компонента на том же фоне смешанослойных иллит-монтмориллонитовых минералов (фиг. 2, 4). Mg-замещенный комплекс характеризуется интенсивными отражениями



29,4; 14,7; 9,8 Å и др. С глицерином отмечается некоторое набухание образца. О заметном содержании бруситоподобных прослоек в смешанослойном образовании можно судить по интенсивному рефлексу около 12 Å после нагревания образца до 550—750° С. Незначительная интенсивность отражения около 7 Å дает основание предполагать присутствие



Фиг. 2. Дифрактограммы фракций <0,001 мм, выделенных из разных прослоев колонки 5965-2

1 — 47—52; 2 — 72—76; 3 — 157—161; 4 — 206—209; 5 — 212—220 см; образец: а — насыщенный магнезией, б — насыщенный магнезией и глицерином, в — нагретый до 550° С

и вермикулитподобных пакетов. Таким образом, здесь, вероятно, сложное сочетание лабильных (монтмориллонитовых, вермикулитовых) и стабильных (хлоритовых, иллитовых) пакетов.

6. Горизонты 212—220 и 230—235 см (белые) и прослои 225—230 и 237—241 см (красные) имеют своеобразный состав глинистых минералов. Они характеризуются резким возрастанием вермикулит-хлоритового компонента за счет уменьшения иллит-монтмориллонитового (фиг. 2, 5). Mg-замещенный комплекс, а также насыщенный глицерином характеризуются целочисленной серией отражений большой интенсивности: 14; 7; 4,7; 3,54 Å и т. д. Соотношение интенсивностей 14 и 7 Å дает основание полагать, что хлорит сочетается с вермикулитом. На смешанослойный характер минерала хлорит-вермикулит указывает также широкое отражение в области 12—13,8 Å, появляющееся после нагреваний образца до 550 и 750° С. Переслаивание пакетов, очевидно, неупорядоченное.

Кроме того, в образцах отмечается некоторое количество смешанослойных минералов типа иллит-монтмориллонит с дифракционными данными, описанными выше. Таким образом, здесь сложная смесь ла-

бильных и стабильных пакетов. В белых пластах осадка содержание буритовых прослоев более высокое, чем в промежуточных красных.

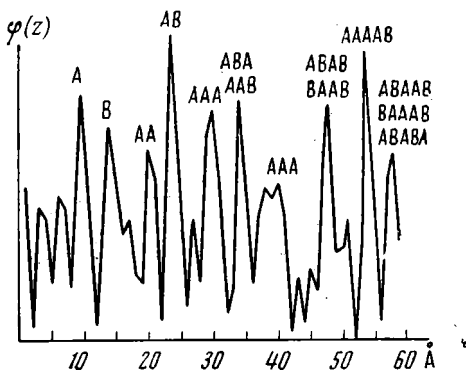
Был сделан анализ смешанослойного вермикулит-хлорита для горизонта 237—241 см после нагревания образца до 550°С методом, предложенным Ю. С. Дьяконовым (1962). На фиг. 3 приведен график для $\varphi(z) \approx \Sigma I_n \cos \mu_n z$. Пики А и В соответствуют межслоевым промежуткам вермикулит-монтмориллонитового (А) и хлоритового (В) типов. На основании сравнения высот главных максимумов можно рассчитать соотношение компонентов А и В. Высота пика А измерялась от основания, В — от вершины побочного максимума. В результате было установлено, что вермикулитовый компонент в данном смешанослойном образовании составляет около 74, а хлоритовый около 26%. Для этого образования характерно сочетание слоев по типу АВ АВ. Вероятно, сюда же в слой типа А попадают и лабильные слои монтмориллонита, сокращающиеся после нагревания образца, как и вермикулит, до 10 Å.

Для колонки 5965-2 была изучена также фракция <0,01 мм, представленная также глинистыми минералами, но с более высоким, чем во фракции <0,001 мм, количеством кварца. В целом состав глинистых минералов близок составу таковых в тонкой фракции, т. е. отмечаются те же основные группы минералов. Смена этих групп приурочена к тем же горизонтам, что и для тонкой фракции. Небольшое различие в количественном соотношении найденных компонентов в разных фракциях отмечается в верхних горизонтах (до глубины 66 см). Во фракции <0,001 мм преобладает монтмориллонит, во фракции <0,01 мм роль его снижается, а содержание смешанослойных минералов возрастает. Ниже по колонке, вплоть до появления белых прослоев осадка, преобладают смешанослойные образования хлорит-иллит-монтмориллонит, во фракциях <0,001 и <0,01 мм. В более грубой фракции несколько большее количество стабильных пакетов (хлорит, иллит), чем лабильных. В белых прослоях больше хлорит-вермикулитового компонента во фракции <0,01, чем во фракции <0,001 мм.

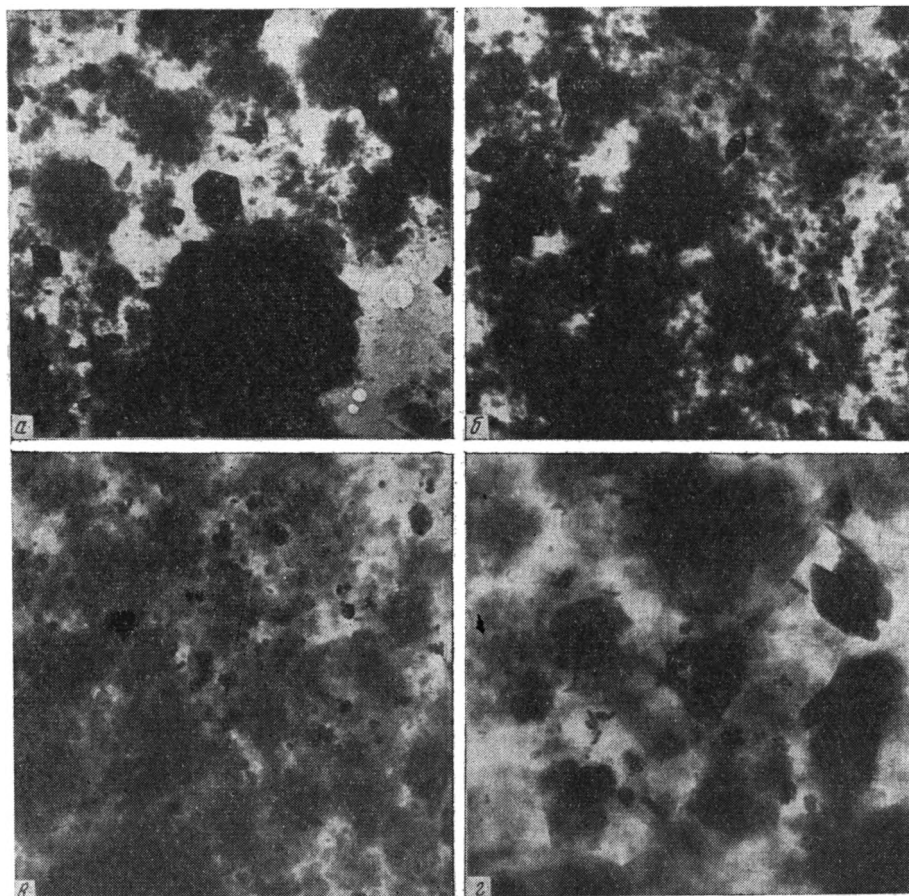
Состав глинистых минералов колонки 5965-2, несущей черты гидротермальной переработки, сравнивался с таковым рядом расположенных колонок 5965-9, 5965-8 и 5969-19, которые вскрыли обычные цеолитовые глины, являющиеся продуктом подводной вулканической деятельности.

Фракции <0,001 мм из всех горизонтов этих колонок характеризуются дифрактограммами со слабыми эффектами глинистых минералов, что говорит о плохой их окристаллизованности, и заметными кварца и полевых шпатов. Состав глинистых минералов однообразный, без каких-либо резких смен. Везде преобладает расширяющийся минерал монтмориллонитового типа — 40—60%, а в колонке 5965-19 в горизонте 15—20 см — 83%. Лабильные пакеты, как правило, входят в смешанослойное неупорядоченное образование хлорит-иллит-монтмориллонит.

На электронно-микроскопических снимках большей части изученных прослоев (фиг. 4) в качестве основного фона можно видеть частицы неопределенной формы с расплывчатыми границами, характерными для минералов монтмориллонитовой группы. На ряде снимков отмечены хорошо очерченные кристаллы в виде шестигранников, особенно в боль-



Фиг. 3. Функция $\varphi(z)$ для смешанослойного образования из прослоя 237—241 см



Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки прослоев, $\times 8000$
 а — 60—66; б — 72—76; в — 200—205; г — 212—220 см

шом количестве из прослоя 200—205 см. Известно, что такие кристаллы характерны для каолинита. Однако рентгеновские данные не указывают на его заметное содержание. Это дает основание полагать, что такие кристаллы имеют и другие минералы.

Интересно проследить, насколько намеченные смены в составе глинистых минералов согласуются с общей литологической характеристикой колонки.

В пределах изученной колонки выделено 18 прослоев. Почти вся колонка представляет собой эвпелагическую глину, обогащенную цеолитами, палагонитом, микроконкрециями и иногда рудными микростяжениями; выделяется несколько отбеленных горизонтов. По составу глинистых минералов выделено только шесть прослоев. Верхний прослой до 7 см отличается от нижележащего худшей окристаллизованностью глинистых минералов. Далее до 42-го см состав глинистых минералов остается постоянным, типичным для продуктов подводной вулканической деятельности: смешанослойный хлорит-иллит-монтмориллонит. С 42-го по 72-й см состав глинистых минералов заметно меняется, хотя общая литологическая характеристика осадка неизменна. На глубине 68 см проявляется желтовато-коричневый прослой с пятнами желтовато-белого ила. Именно к этому горизонту приурочен и типичный монтмориллонит, который больше не был встречен в пределах этой колонки.

С 72-го (горизонт ниже 72-го см отбивается по четкой границе) по 205-й см состав глинистых минералов однообразный, хотя общая литологическая характеристика несколько меняется. Резко выделяются два отбеленных горизонта: 212—220 и 230—235 см, которые имеют особый состав глинистых минералов, представленных в основном хлорит-вермикулитом. В переходных горизонтах близ этих белых прослоев состав глинистых минералов также промежуточный относительно выше- и нижележащих горизонтов.

ВЫВОДЫ

Рассмотренная колонка 5965-2 характеризуется максимумом гидротермальной переработки на глубине более 212 см, где обнаружены отбеленные глины. К поверхности осадков этот процесс затухает. В соответствии с интенсивностью воздействия гидротерм состав глинистых минералов меняется.

Исходный материал, подвергавшийся воздействию гидротерм,— плохо окристаллизованный смешанослойный хлорит-иллит-монтмориллонит с преобладанием лабильного компонента или почти чистый монтмориллонит. Изменение этого материала под влиянием гидротерм выражается в увеличении стабильного гидрослюдистого компонента за счет лабильного в соответствующем смешанослойном образовании с некоторой тенденцией к упорядоченности, а также постепенном увеличении смешанослойного образования типа хлорит-вермикулит с максимумом в отбеленных и близлежащих горизонтах.

ЛИТЕРАТУРА

- Дьяконов Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешанослоистых минералов при помощи методов преобразования Фурье.— Рентгенография минерального сырья, 1962, вып. 1.
- Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans.— Geochemistry technical report, 1964, 8.
- Green-Kelly R. The identification of montmorillonoids in clays.— Soil Sci., 1953, v. 4, No. 2.
- Mehra O. P., Jackson M. L. Iron oxide removal from soils and clays by dithionate-citrate system buffered with sodium bicarbonate.— Clays and clay minerals, 1960.
- Reynolds R. C. Interstratified clay systems: calculation of the total one-dimensional diffraction function.— Amer. mineralogists; 1967, v. 52, No. 5—6.
- Weaver C. E. The distribution and identification of mixed-layer in sedimentary rocks.— Amer. mineralogists, 1956, 41, No. 3—4.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
10.III.1971

УДК 549.6 : 552.52

МОНТМОРИЛЛОНИТ ПОСЛЕ СТРЕССОВОГО И УДАРНОГО СЖАТИЯ

В. И. ДУБОВИК, М. Ю. КОСЫГИН, М. А. МЕССИНЕВА

Приведены результаты экспериментов по воздействию стрессового и ударного сжатий на природный грузинский гумбрин. Кальциевый монтмориллонит гумбрин после ударного сжатия переходит в смешанослойные минералы. В плоской ударной волне при добавлении к гумбрину кристаллического хлористого калия образуются смешанослойные минералы, более близкие к гидрослюдистым смешанослойным, чем в первом случае; ионообменная реакция $K^+ \rightarrow Ca^{++}$ осуществляется в твердой фазе. Стрессовые давления (давление в сочетании с деформацией сдвига) приводят к нарушению кристалличности кальциевого монтмориллонита вплоть до полной его деградации.

В качестве возможных факторов, обеспечивающих в природе преобразования монтмориллонита, обычно рассматривают пластовое давление, температуру, геологическое время. Статистические обобщения множества материалов, полученных при исследовании керна скважин, не обнаруживают прямой корреляции зон распространения монтмориллитовых глин с возрастом и глубиной залегания пласта, неотчетлива корреляция и с температурными условиями.

На I Всесоюзном совещании по физическим методам исследования осадочных пород и минералов было отмечено, что для получения однозначных выводов о превращениях монтмориллонитов в природе необходима постановка лабораторных экспериментов, моделирующих возможные природные факторы и условия метаморфизма (Коссовская и др., 1962).

Н. И. Хитаров и В. А. Пугин (1966) провели лабораторные эксперименты с природными монтмориллитовыми глинами в условиях температур 100—700°С и давления типа плоского сжатия 1,25—15 кбар. Не было обнаружено новообразования смешанослойных минералов и гидрослюд ни в одном из опытов. Авторы пришли к заключению, что образование гидрослюд возможно только при избытке ионов калия. Проведя повторные эксперименты после предварительной обработки глин 10%-ным раствором KCl, авторы констатировали переход монтмориллонита в гидрослюдистые минералы (тип иллита) при давлении 5 кбар и температуре выше 170°С. Интерполяция этих результатов привела Н. И. Хитарова и В. А. Пугина к выводу о том, что сохранность монтмориллонита в зонах с температурным градиентом 10°С/км возможна до глубины 16 км, при градиенте 20—40°С/км — до глубин 3—6 км.

Дж. Ф. Барст считает, что на фазовый переход, связанный с обезвоживанием монтмориллонита, влияния давления и температуры взаимно противоположны, так как при повышении давления повышается и температура обезвоживания. Повышение давления с глубиной в осадочном

разреze недостаточно велико, чтобы иметь термодинамическое значение в системе глина — вода (Burst, 1969).

Действительно, реальные давления в осадочных толщах земной коры не достигают тех величин, при которых они могли бы оказывать влияние на структурную и пространственную направленность многих химических и фазовых превращений. Этот специфический эффект могут иметь только сверхвысокие давления, на 3—4 порядка выше реально наблюдаемых. Кроме того, образование гидрослюд из монтмориллонита, вероятно, происходит в твердой фазе, а не при избытке воды или солевых (ион K^+) растворов. Становится очевидной необходимость проведения новых лабораторных экспериментов, моделирующих условия преобразования глинистых минералов в твердой фазе.

В настоящее время для большого числа конденсированных систем установлено резкое повышение скоростей химических и фазовых превращений в образцах, подвергнутых действию сверхвысоких давлений в ударной волне (УВ). Масштаб времени при этом изменяется в 10^3 — 10^9 раз. Влияние ударных процессов на изменение минералов земной коры и метеоритов описывает Н. М. Шорт. По его мнению (Short, 1966), ударные волны с амплитудой 300—400 кбар могут возникать при падении метеоритов, химических и ядерных взрывах. Амплитуды ударных волн при тектонических процессах, вероятно, значительно меньше, но они еще недостаточно конкретизированы. Воздействие УВ на глинистые минералы до сих пор не изучено. В данной работе делается первая попытка такого рода и приводятся результаты экспериментов по воздействию УВ на монтмориллонитовую глину.

Эффективно ускоряются многие процессы также в условиях так называемых стрессовых давлений: высоких давлений в сочетании с деформацией сдвига (Гоникберг, 1969; Duran, Zinde, 1966). По Н. М. Шорту, стрессовые давления, амплитуда которых достигает 30 кбар,— явление достаточно широко распространенное в сбросовых и других подвижных участках земной коры. Явления типа стресса происходят также при образовании трещин вследствие переориентации плоскостей отдельных кристаллических систем.

Экспериментальное исследование влияния стрессового давления на кристаллическую структуру одного из глинистых минералов — каолинита — было проведено З. А. Гойло и др. (1966). Они отмечают, что наличие каолинитов с дефектной структурой до сих пор приписывалось активному влиянию химической среды, но оно может быть объяснено действием стресса. Эти опыты осуществлялись при различных температурах, действие стрессовых давлений сравнивалось с действием гидростатического давления. Было установлено, что стресс ухудшает кристалличность каолинитов и является одной из причин образования дефектов в их структуре: разупорядочения слоев по оси b . При $P_{\text{стресс}} = 2,3$ кбар, вероятно, происходило разрушение межслоевых связей О—ОН. Однако фазовые или политипные изменения каолинита эти исследователи не обнаружили. Интересно было сопоставить упомянутые опыты с результатами воздействия стрессовых давлений на другой глинистый минерал — монтмориллонит.

Для опытов был использован образец природного грузинского гумбина, состоящий из кальциевого монтмориллонита с незначительной примесью кварца и кристобалита. Содержание калия в элементарном составе монтмориллонита не превышало 0,1%. Исходным материалом служил порошок гумбина, растертого в агатовой ступке. Из навесок средней пробы порошка изготавливали таблетки в пресс-форме давлением 5 кбар при комнатной температуре и помещали в стальные ампулы. Плоские УВ в образцах с амплитудами 300—450 кбар и длительностью 1,5—2,5 мксек создавались детонацией прессованных зарядов взрывчатого вещества, находящихся в контакте с сохраняемой ампулой. Подвер-

гнутой ударному сжатию образец извлекали после вскрытия ампулы на токарном станке.

Была сделана попытка осуществить ионообменную реакцию $K^+ \rightarrow Ca^{++}$ в твердой фазе. Для этой цели порошок исходного гумбрина был тщательно перемешан с кристаллическим KCl из расчета 10% по весу гумбрина. Из образца изготовляли таблетки и подвергали действию УВ, как описано выше.

Воздействие стрессовых давлений изучали с применением аппаратуры типа наковален Бриджмена (Гоникберг, 1969; Bridgman, 1947). Вещество сжимали между наковальнями диаметром 10 мм из карбида вольфрама. Интенсивные деформации сдвига в образце создавали вращением нижней наковальни со скоростью 10—15°/сек на общий угол 240—360°.

После окончания опытов испытуемое вещество снова измельчали в агатовой ступке, в порошке определяли показатель преломления преобладающего минерала (монтмориллонит и др.). По определениям О. А. Чукашевой Ng и Np монтмориллонита в исходном образце гумбрина были $<1,509$. После опытов показатель преломления полученных минералов изменился в сторону увеличения. В некоторых образцах наблюдались кристаллы с различными показателями преломления. При $P_{\text{стресс}} = 30$ кбар отмечено присутствие минералов с $Nm = 1,521$.

Рентгенографические исследования производили на дифрактометре УРС-50И с трубкой CuK_{α} -излучения, Ni-фильтром и ионизационным счетчиком. Дифрактометрические кривые были получены при следующих параметрах режима съемки: рабочее напряжение на трубке — 35 кВ, сила тока — 10 мА, ширина щелей — 1:0,5:0,5. Исследуемые образцы приготавливались в виде произвольно ориентированного препарата, порошки разбавлялись дистиллированной водой и осаждались на стеклянные пластинки. Полученные результаты приведены в таблице и на фиг. 1, 2.

Сопоставление дифрактограмм исходного образца и образца, прессованного при статическом давлении 5 кбар, подтверждает результаты Н. И. Хитарова и В. А. Пугина о том, что статическое давление не оказывает влияния на структуру Са-монтмориллонита (фиг. 1). Определение базальных межплоскостных расстояний монтмориллонита до и после воздействия УВ позволяет установить существенные изменения в его структуре. Если в исходном монтмориллоните отражение $d_{001} = 13\text{—}17,9 \text{ \AA}$ меняется в зависимости от влажности в насыщенности глицерином, то после воздействия УВ оно разбивается на несколько целочисленных слабовыраженных отражений и нецелочисленный фон. В опыте 1 (300 кбар) при относительно более слабой УВ наблюдается разбухающая группа слоев при насыщении глицерином; в опыте 2 с амплитудой УВ = 450 кбар разбухающие слои практически отсутствуют и остается неразбухающая фаза с $d_{001} = 13,20 \text{ \AA}$ на фоне нецелочисленной серии отражений. Известно, что иррациональная серия указывает на неупорядоченную смешанослойную структуру и промежуточный характер минерала (Коссовская, 1966; Рентгеновские..., 1965). Отсюда следует, что ударная волна осуществляет переход монтмориллонита в смешанослойные минералы.

Исходный образец гумбрина, как упонималось выше, содержал в качестве примесей кристобалит и кварц. Характерные отражения последних при $d/n = 4,04$ и $3,34 \text{ \AA}$ после воздействия УВ исчезают, что может быть объяснено переходом этих примесей в модификации высокого давления.

При смешивании гумбрина с KCl в твердой фазе обнаружено снижение d_{001} монтмориллонита с ~ 14 до $10,4\text{—}11,85 \text{ \AA}$ в образцах уже при отпрессовывании их статическим давлением в 5 кбар. Отмечено преобладание разбухающих слоев. После обработки образца в УВ разбухаю-

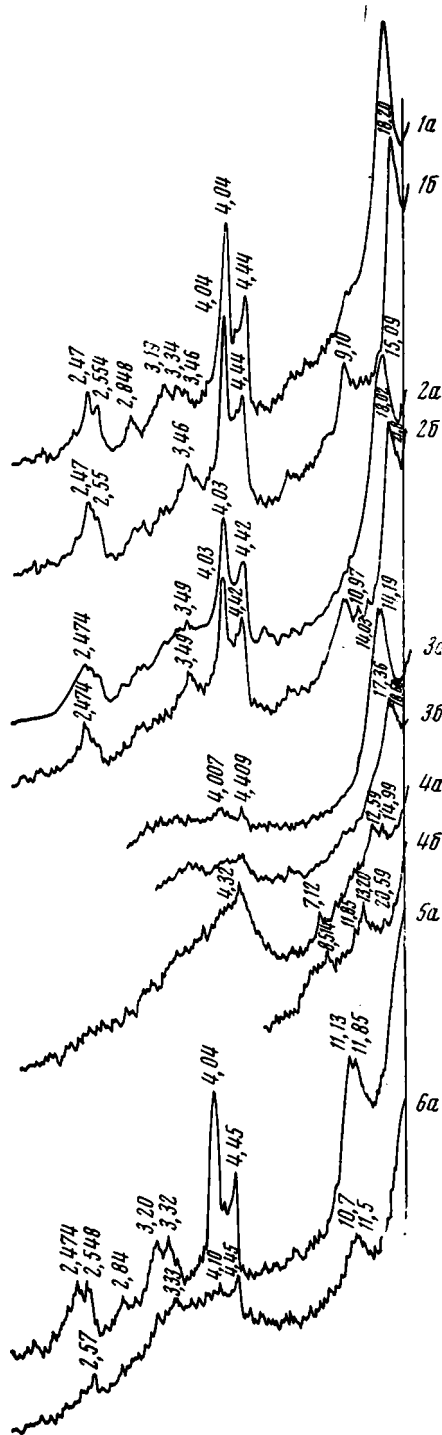
Опыт	$d_{001}, \text{Å}$	$d_{002}, \text{Å}$	Характеристика вещества
Исходный грузинский гум- брин	13—15	1,493	Са-монтмориллонит, видимо, неоднородного состава: после прока- ливания $d_{001}=10,00 \text{ Å}$; примеси:
То же после насыщения глицерином	17,7—17,9	1,493	кварц, кристобалит
Пресс 5 кбар	13,86—15,0	1,491	Существенных изменений нет, прояв- ляется отражение разбухающего слоя
Пресс, насыщение гли- церином	17,7—17,9	1,491	$d_{001} = 18,00 \text{ Å}$
УВ, опыт 1, 300 кбар	14,03—14,79	—	Нарушение кристаллической структуры
Опыт 1, насыщение глице- рином	17,35—18,66	—	монтмориллонита, наблюдается серия разбухающих слоев
УВ, опыт 2, 450 кбар	13,27	1,492	Наблюдается нецелочисленная серия
Опыт 2, насыщение гли- церином	13,20	1,500	отражений, кристаллическая струк- тура, характерная для смешанослой- ных минералов
Гумбрин+10%-ный KCl, пресс 5 кбар	11,13—11,85	1,495	Иррациональная серия отражений, в глицерине $d_{001}=16,8 \text{ Å}$, смешано- слойный минерал
Гумбрин+10%-ный KCl, УВ 450 кбар	10,9; 11,4— 13,4	1,483 —	Иррациональная серия отражений, d_{001} нет, после прокаливания $d_{001}=10,4 \text{ Å}$; смешанослойный минерал
$P_{\text{стресс}} 1,5 \text{ кбар}$	13,6	1,493	Иррациональная серия отражений, на- рушение кристаллической структу- ры и образование серии разбуха- ющих слоев
То же, насыщение гли- церином	17,8—18,5	1,493	То же
$P_{\text{стресс}} 3,5 \text{ кбар}$	15,19	НФ *	Иррациональная серия, полностью раз- рушенная структура, похожая на смешанослойные минералы
$P_{\text{стресс}} 10 \text{ кбар}$	—	НФ	Вся область малых углов размыта, еще более разрушена структура
$P_{\text{стресс}} 20 \text{ кбар}$	9,8; 11,0—12,2	НФ	То же
$P_{\text{стресс}} 30 \text{ кбар}, 240^\circ$	7,21	НФ	То же, предположительно образова- ние каолинита
$P_{\text{стресс}} 30 \text{ кбар}, \text{сложный}$ поворот 360°	10,02	НФ	То же, предположительно образова- ние гидрослюда

* На фоне не выделяется

щих слоев практически нет. Кроме того, как и в опытах без KCl, после УВ исчезают отражения кристобалита и кварца.

Направленное давление со сдвигом (фиг. 2) оказывает большое влияние на минералогический состав гумбрин. Только при самых малых давлениях — в 1,5 кбар — в образце можно было обнаружить характерные отражения монтмориллонита $d_{001}=13,6$ и $d_{001}=17,8—18,5 \text{ Å}$ после насыщения глицерином, хотя четкая кристалличность уже была нарушена. Давление 3,5—30 кбар приводит к полному разрушению кристаллической структуры монтмориллонита. Разрушенные пакеты в некоторых случаях дают смешанослойные образования, на что указывает иррациональная серия базальных отражений ($P_{\text{стресс}}=20 \text{ кбар}$), иногда — незначительное преобладание гидрослюдистых ($d_{001}=10,02 \text{ Å}$) или каолиновых образований ($d_{002}=7,21 \text{ Å}$) при $P_{\text{стресс}}=30 \text{ кбар}$.

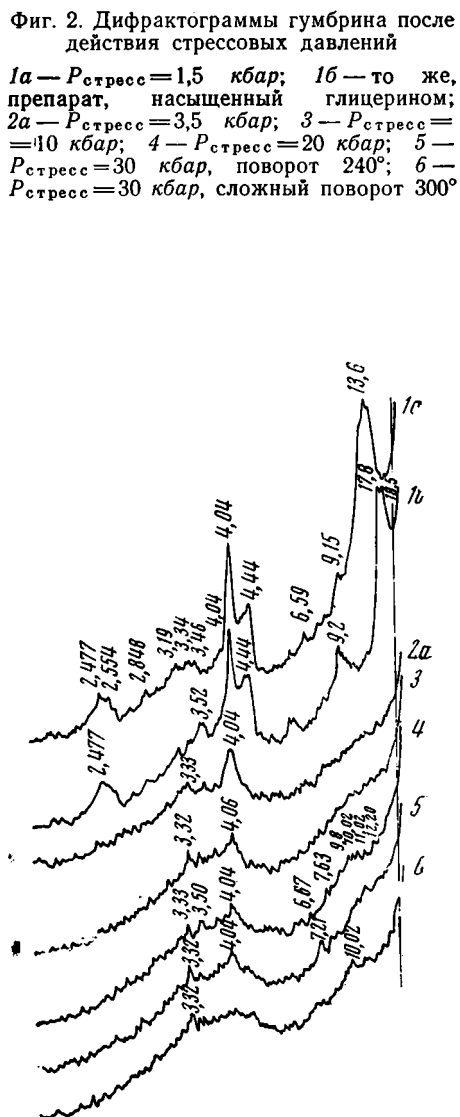
На фиг. 2 прослеживается четкая зависимость действия стресса на степень кристалличности кристобалита: чем больше давление, тем меньше интенсивность отражения кристобалита с $d/n=4,04 \text{ Å}$ до его полного исчезновения при $P_{\text{стресс}}=20 \text{ кбар}$. Обратная зависимость наблюдается в отношении характерного отражения кварца с $d/n=3,34 \text{ Å}$. Это происходит за счет его фазовой устойчивости к стрессу на фоне полной разупорядоченности остальных минералов.



Фиг. 1

Фиг. 1. Дифрактограммы гумбина после опытов в УВ

a — порошковый препарат; *б* — то же после насыщения глицерином; *1a*, *1б* — природный гумбрин до опытов; *2a*, *2б* — пресс-статическое давление 5 кбар; *3a*, *3б* — гумбрин после действия УВ ≈ 300 кбар; *4a*, *4б* — УВ ~ 450 кбар; *5a* — гумбрин + 10%-ный KCl, пресс-статическое давление 5 кбар; *6a* — гумбрин + 10%-ный KCl после действия УВ ≈ 450 кбар



Фиг. 2

ВЫВОДЫ

1. При воздействии плоских ударных волн на природный гумбрин установлен переход монтмориллонита в смешанослойные минералы.

2. Осуществлена ионообменная реакция $K^+ \rightarrow Ca^{++}$ в твердой фазе с образованием смешанослойных минералов, более близких к гидрослюдам, чем в случае воздействия УВ на природный гумбрин.

3. Давление в сочетании с деформацией сдвига (стрессовые давления) оказывает влияние на кристалличность кальциевого монтмориллонита уже при 1,5 кбар. Давления $> 3,5$ кбар приводят к полной дегградации монтмориллонита.

ЛИТЕРАТУРА

- Гойло З. А., Котов Н. В., Франк - Каменецкий В. А. Экспериментальные исследования влияния стрессового и гидростатического давления при различных температурах на кристаллическую структуру каолинита.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Гоникберг М. Г. Химическое равновесие и скорость реакций при высоких давлениях. М., «Химия», 1969.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Кац М. Я. О направлении методических работ в минералогии осадочных пород.— В сб.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешанослойных минералов глини.— В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Рентгеновские методы и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений.— Геохимия, 1966, № 7.
- Bridgman P. W.— En experimental contribution to the problem of diamond syntthesis. J. Chem. Phys. 1947, v. 15, № 2, p. 92.
- Burst G. F.—Diagenesis of Gulf Coast Clayey sediments and its Possible Relation to Petroleum Migration. Bull. of the Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, v. 53, № 1, p. 73.
- Duran D. G., Linde P. K.— Shosick effect in solids, Solid State Physics, 1966, v. 19, p. 229.
- Short N. M. Shock Processes in Geology.— J. Geol. Educ., 1966, v. 14, № 4, 149.

ВНИГНИ
Москва

Дата поступления
6.1.1971

УДК 551.761(470.6)

**ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС
(ВЕРХНИЙ ТРИАС — НИЖНЯЯ ЮРА)
ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ
И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**

М. С. БУРШТАР, Ю. Ф. МЫШҚОВА, Ю. Н. ШВЕМБЕРГЕР

На основании определений фораминифер, харофитов и абсолютного возраста, а также изучения спорово-пыльцевого комплекса установлен верхнетриасово-нижнеюрский (?) возраст осадочно-вулканогенного комплекса (мощностью до 900 м). Этому комплексу отвечают два типа разрезов: зурмутинский и вишневский, замещающие друг друга по площади. Первый из них содержит лавы различного состава, а второй лишен их. Среди вулканитов преобладают кислые, реже встречаются средние и еще реже основные разности пород. Преимущественное развитие туфов указывает на резкое преобладание эксплозий над излияниями лав. Для вишневого типа разреза намечается следующая стратиграфическая последовательность: конгломератовая — вулканомиктовая — туфовая толщи. Анализ геохимических особенностей пород, коллекторских свойств и тектоники рассматриваемого комплекса позволяет считать его объектом поисково-разведочных работ на нефть и газ.

В Восточном Предкавказье между интенсивно дислоцированными и метаморфизованными породами фундамента и типично платформенными отложениями юрской системы залегает толща карбонатных, терригенных и вулканогенных пород, которая существенно отличается по своему составу и строению от выше- и нижележащих образований. Относительно возраста этой толщи высказывались различные соображения. А. Я. Дубинский и Н. А. Маценко (1965) выделяли ее под названием «ногайская толща», возраст которой считали ниже-среднеюрским, многие исследователи относили эти породы к «пермо-триасу», а другие рассматривали их в широком стратиграфическом диапазоне: от перми до средней юры включительно. Только в последние три-четыре года в результате бурения глубоких скважин был получен материал, позволивший палеонтологически обосновать стратиграфическое расчленение и возраст этой толщи как триас — нижняя юра (Бурштар и др., 1971; Савина, Сайдаковский, 1971), причем выяснилось, что вулканиты в основном венчают разрез указанной толщи, входя в состав осадочно-вулканогенного комплекса, возраст которого был условно принят верхнетриасово-нижнеюрским. Однако наличие прослоев вулканогенных пород отмечалось А. И. Савиной и Л. Я. Сайдаковским (1971) и в отложениях предположительно нижнетриасового возраста. Последнее нашло свое подтверждение при изучении разреза скважины Зимняя Ставка № 8, где в верхней части толщи известняков, содержащей фауну фораминифер нижнего триаса, был встречен маломощный прослой (в интервале 3745—3755 м) измененного туфа (?) кислого состава.

В связи с задачей постоянного наращивания запасов нефти и газа на Северном Кавказе возникла необходимость ввести в промышленную разведку новый стратиграфический объект: триасовые отложения Восточного Предкавказья, причем из них уже получены промышленные

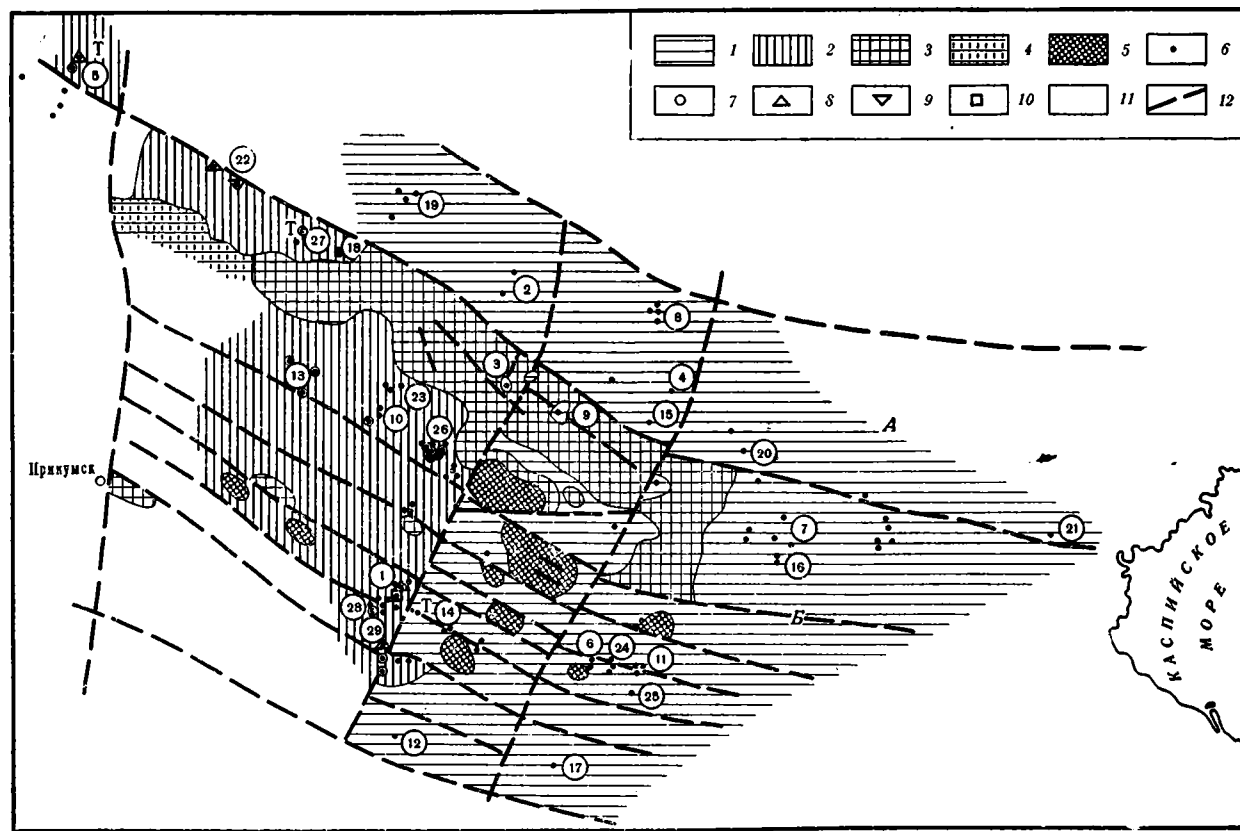
притоки нефти и газа, а геохимические исследования показали, что они содержат нефтегазопроизводящие толщи и благоприятные коллекторские горизонты. Это явилось стимулом для интенсивного изучения триасовых отложений как нового перспективного объекта. Однако оценка перспектив нефтегазоносности рассматриваемых отложений и выбор направлений поисково-разведочных работ для выявления в них месторождений нефти и газа — довольно сложная задача. Предстоит решить ряд важных и принципиальных вопросов, связанных с тектоникой, литологией, стратиграфией, геохимией и нефтегазоносностью триасово-нижнеюрской толщи пород и отдельных ее частей. Поэтому всестороннее изучение осадочно-вулканогенного комплекса, являющегося составной частью этой толщи, несомненно, будет способствовать решению указанных вопросов.

Осадочно-вулканогенный комплекс в Восточном Предкавказье залегает с размывом и угловым несогласием на отложениях палеозойского, нижнетриасового и среднетриасового возраста и перекрывается с размывом отложениями нижней (?), средней юры и значительно реже нижнего мела. В этом комплексе установлены харофиты: *Stenochara aff. maedleri* (H. af R.) Gramb., *Cuneatochara cf. acuminata* Said и *Vladimiriella* (?) *decora* Said. (Арбалинская скв. 6, интервал 3580—3583 м), а также *Stenochara ovata* Said., *Stn. blanda* Said., *Stn. elongata* Said., *Cuneatochara acuminata* Said., *Vladimiriella decora* Said. (Закумская скв. 3, интервалы 3503—3506, 3578—3580 и 3659—3662 м), позволяющие, по мнению Л. Я. Сайдаковского, считать возраст пород карнийско-норийским (верхний триас).

Изредка встречаются фораминиферы. Так, в Капиевской скв. 4 (интервал 4101—4107 м) обнаружены *Glomospirella shengi* Ho, *Gl. fasiliq* Ho, *Gl. aff. irregulariformis* Efimova (msc), *Gl. aff. spirillinoides* (Grozdz. et Gleb.), *Glomospira simplex* Harlton, *G. sinensis* Ho, *G. regularis* Lipina, свидетельствующие, по мнению Н. А. Ефимовой, о триасовом возрасте пород. Изучение спор и пыльцы из пород осадочно-вулканогенного комплекса Вишневской скв. 1, проведенное Л. С. Поземовой, позволило ей сделать условный вывод об их ниже-среднетриасовом возрасте. Интересно, что по спорово-пыльцевым комплексам возраст нижезалегающих отложений триаса также оказывается более древним, чем по фауне. Из верхней части этого комплекса (Урожайненская скв. 11) она же установила нижнеюрский спорово-пыльцевой комплекс.

Учитывая стратиграфическое положение комплекса, отмеченное выше, а также определения абсолютного возраста туфов из Орто-Тюбинской скв. 1 и Каясулинской скв. 1, по данным Д. А. Мирзоева, 165—207 млн. лет (верхний триас — лейас), считаем возможным принять возраст осадочно-вулканогенного комплекса как верхний триас — нижняя юра.

Осадочно-вулканогенный комплекс распространен на значительной части Восточного Предкавказья (фиг. 1) и имеет наибольшую вскрытую мощность около 900 м. В целом он представлен чередованием пестроцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков с их разностями, содержащими ту или иную примесь вулканогенного материала вплоть до вулканомиктовых пород. Указанные образования перемежаются с мощными (десятки, сотни метров) пачками вулканитов: лав и чаще туфов и игнимбритов кислого, среднего и значительно реже, по данным М. С. Бурштар и др. (1968), лав и туфов основного состава. Остатки организмов в породах редки и представлены остракодами, водорослями, пелециподами и фораминиферами. Наличие их вместе с рядом литологических признаков позволяет считать, что среди осадочно-вулканогенного комплекса присутствуют континентальные образования и отложения замкнутого опресненного бассейна. Сложное и изменчивое по разрезу и площади строение комплекса за-



Фиг. 1. Схема распространения осадочно-вулканогенного комплекса Восточного Предкавказья 1 — T_3-I_1 (вишневский тип разреза); 2 — T_3-I_1 , (зурмутинский тип разреза); 3 — T_1, T_2 ; 4 — T (?); 5 — C ; 6 — скважины; лавы: 7 — липиритов и липарито-дацитов, 8 — андезитов, 9 — кислого и основного составов, 10 — кислого, среднего и основного составов; 11 — толеитовые долериты; 12 — разломы. Буквы по схеме: А — Восточно-Маньчский прогиб, Б — Прикумско-Тюленевский вал. Цифры на схеме (названия площадей): 1 — Андрей-Курганская, 2 — Арбалинская, 3 — Величаевская, 4 — Вишневская, 5 — Голубинская, 6 — Граничная, 7 — Дахадаевская, 8 — Закумская, 9 — Зимняя Ставка, 10 — Зурмутинская, 11 — Капиевская, 12 — Каясулинская, 13 — Легокумская, 14 — Мектебская, 15 — Надеждинская, 16 — Ногайская, 17 — Орто-Тюбинская, 18 — Приозерская, 19 — Приманычская, 20 — Профильная, 21 — Северо-Кочубеевская, 22 — Синебугровская, 23 — Совхозная, 24 — Стальская, 25 — Тюбинская, 26 — Урожайненская, 27 — Шангрыкская, 28 — Южно-Ачикулакская, 29 — Ямангойская

трудняет его расчленение на более мелкие стратиграфические единицы. В настоящее время удалось установить два типа разрезов этого комплекса: зурмутинский и вишневский. Первый из них тяготеет к центрам вулканических извержений западной части Восточного Предкавказья и содержит в разрезах лавы различного состава, второй занимает преимущественно северную и восточную части района и лишен лав.

Зурмутинский тип разреза вскрыт на Голубинской, Синебугровской, Шангрынской, Приозерской, Левокумской, Зурмутинской, Урожайненской, Андрей-Курганской, Южно-Ачикулакской и Ямангойской площадях.

В Зурмутинской скв. 4 (фиг. 2), где пройден его наиболее полный разрез со вскрытой мощностью 385 м (3615—4000 м), он представлен снизу вверх: а) лавами кислого состава, перемежающимися с игнимбритами того же состава; б) частично спекшимися туфами кислого состава, среди которых с глубины около 3750 м зафиксированы прослои почти черных разностей, обогащенных углефицированными растительными остатками, вплоть до сапропелей (количество их увеличивается вверх по разрезу); в) вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, по составу отвечающими залегающим ниже туфам и также послойно обогащенными органикой. Местами туфы и вулканомиктовые породы с органикой рассечены маломощными (доли миллиметра) прожилками битума.

В Шангрынской скв. 1 (фиг. 2) разрез имеет вскрытую мощность более 600 м (из них около 200 м приходится на пластовое тело или дайку толеитовых долеритов) и сложен снизу вверх: лавами кислого состава, рассеченными телом толеитовых долеритов; вулканомиктовыми алевролитами; чередованием обычных осадочных пород (песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов и конгломератов); туфами кислого состава.

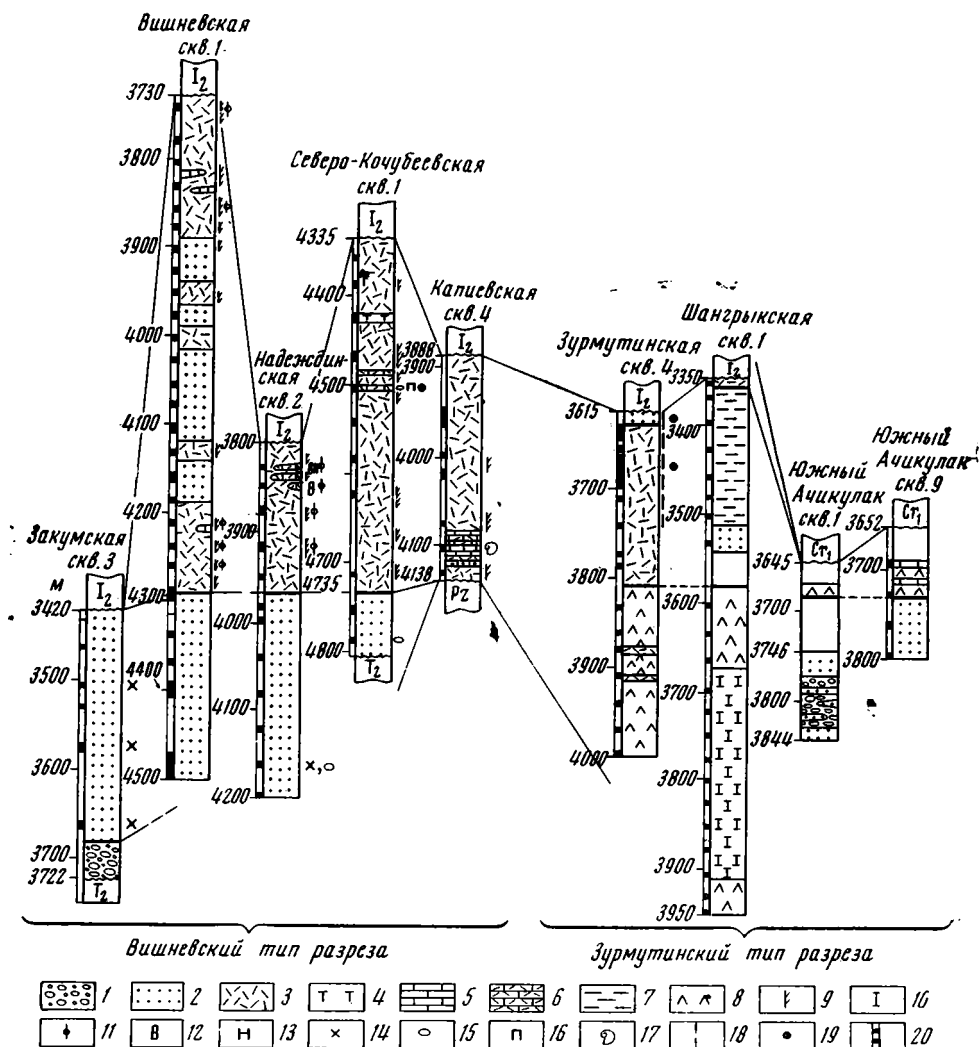
В скв. Южный Ачикулак 9 (вскрытая мощность разреза около 150 м) снизу вверх залегают: вулканомиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, по составу отвечающие туфам кислого состава; измененные лавы кислого состава и известняки.

В скв. Южный Ачикулак 1 А. И. Савина среди вулканомиктовых пород (подобных встреченным в скв. Южный Ачикулак 9) отмечает конгломераты мощностью более 30 м с линзами песчаников и алевролитов (фиг. 2).

В Совхозной скв. 1 снизу вверх вскрыты: чередование вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов (мощность около 60 м); чередование туфов среднего и кислого составов (мощность более 35 м); толща, состоящая из переслаивания вулканомиктовых и осадочных конгломератов, песчаников и алевролитов (мощность более 200 м). Отличие этого разреза — присутствие в его верхней части значительного количества обычных осадочных пород и отсутствие лав во вскрытой части разреза.

По данным А. Я. Дубинского и Н. А. Маценко (1965), кислые вулканогенные образования пройдены следующими скважинами: Синебугровской 2 (лавы, большей частью туфы), Голубинской 1 (плагиопорфир), Левокумскими 1, 2, 3 (туфы и лавы кварцевых порфиров), Приозерской 5 (фельзиты). Их полная мощность в Синебугровской скв. 2 достигает 300 м. Породы среднего состава установлены этими исследователями в следующих скважинах: Синебугровской 1, Голубинской 3, Андрей-Курганских 1 и 2, Мектебской 2, Ямангойской 2 и представлены андезитами и диоритовыми порфиритами и их туфами. Таким образом, Н. А. Маценко и А. Я. Дубинским среди вулканитов Восточного Предкавказья не отмечается основных разностей, которые были выделены только М. С. Бурштаром и др. (1968).

Учитывая данные этих исследователей, считаем возможным отметить, что в Восточном Предкавказье среди лав зурмутинского типа раз-



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов осадочно-вулканогенного комплекса Восточного Предкавказья

1 — конгломераты; 2 — преимущественно вулканомиктовые терригенные породы; 3 — туфы и игнимбриты липаритов и липарито-дацитов; 4 — туфы андезитов; 5 — известняки; 6 — туфоизвестняки; 7 — песчаники, алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями конгломератов; 8 — лавы липаритов и липарито-дацитов; 9 — кальцитизация; 10 — доломитизация; 11 — окремнение; 12 — остатки водорослей; 13 — неопределимые остатки раковин; 14 — обломки харофитов; 15 — остракоды; 16 — пелециподы; 17 — фораминиферы; 18 — углефицированные растительные остатки; 19 — прожилки битума; 20 — интервал отбора керна

реза, очевидно, преобладают кислые, меньше распространены средние и еще меньше основные. Центры их излияний располагались в районах следующих площадей: Голубинской, Синевугровской, Шангрыйской и Приозерной; Левокумской, Зурмутинской и Урожайненской; Андрей-Курганской и Южно-Ачикуллакской; Ямангойской. На схеме распространения осадочно-вулканогенного комплекса (фиг. 1) бросается в глаза приуроченность лав к разрывам субширотного направления. С этими же дизъюнктивами связаны и тела толеитовых долеритов, что хорошо согласуется с установленной активизацией движений по субширотным разломам в пермский и триасовый периоды (Чернобров, 1970).

Химический состав лав и толеитовых долеритов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	76,08	66,98	72,97	68,97	55,59	56,74	48,48
TiO ₂	сл.	сл.	0,20	0,48	0,57	1,26	1,51
Al ₂ O ₃	12,99	12,58	13,99	15,24	15,11	15,46	14,63
Fe ₂ O ₃	0,18	0,47	1,24	1,87	2,20	3,08	2,89
FeO	0,89	0,57	0,92	1,46	4,05	7,58	10,31
MnO	0,04	0,08	0,07	0,09	0,12	сл.	0,22
MgO	0,38	0,31	0,43	0,96	5,07	2,54	6,38
CaO	1,16	7,12	1,26	2,94	7,85	7,64	9,92
Na ₂ O	0,69	0,24	3,42	3,59	3,38	3,08	2,05
K ₂ O	4,03	3,47	4,15	2,81	1,42	1,59	0,80
H ₂ O	2,86	2,75	1,29	1,38	3,35	1,28	2,60
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,06	0,21	0,31	0,15	0,21
CO ₂	0,54	5,76			0,28		
П. п. п.	2,78	7,59			3,43		
Сумма	99,23	99,14	100,00	100,00	99,10	100,00	100,00

1—липарит, Урожайненская скв. 10, интервал 3664—3668 м, анализ А. К. Хомутовская; 2—карбонизированный липарит или липаритодацит, Шангрыская скв. 1, интервал 3929—3933 м, анализ А. К. Хомутовская; 3—средний химический состав липаритов СССР, по С. П. Соловьеву (1970); 4—средний химический состав липаритодацитов СССР, по С. П. Соловьеву (1970); 5—толеитовый долерит, Шангрыская скв. 1, интервал 3877—3880 м, анализ А. К. Хомутовская; 6—кварцевый долерит, или конга-диабаз из Северо-Западного залива, Тасмания, по А. Б. Эдварсу (1950), анализ В. П. Пауль; 7—средний химический состав сибирских траппов СССР, по С. П. Соловьеву (1970).

Вопрос возрастных соотношений лав различной основности требует дополнительного изучения. Скорее всего наиболее молодыми являются основные (базальтовые) лавы, так как упомянутые выше толеитовые долериты, являющиеся их интрузивными аналогами, рассекают кислые лавы. Последние, судя по химическим анализам и петрографическим данным, представлены липаритами и липарито-дацитами, которые характеризуются весьма низким содержанием Na₂O (табл. 1).

Толеитовые долериты, вскрытые скважинами Шангрыской 1 и Мектебской 10, содержат микропегматит из калий-натриевого полевого шпата и кварца (от нескольких до 25%) и относятся к числу долеритов, пересыщенных кремнекислотой. Такие толеитовые долериты часто называются кварцевыми долеритами или конга-диабазами. По химическому составу и петрографическим особенностям это дифференциаты траппов, которые, как известно, считаются типичными представителями магматических формаций платформ. По химическому составу толеитовый долерит Шангрыской скв. 1 наиболее близок к траппам триаса — лейаса Восточно-Австралийской молодой платформы (Тасмания) и отличается от сибирских траппов большим содержанием SiO₂, Na₂O и K₂O и меньшим количеством FeO (средний химический состав). Согласно анализу валовой пробы, произведенному калий-аргоновым методом в лаборатории СКФ ВНИИгаза, абсолютный возраст шангрыского долерита 205—215 млн. лет (верхний триас).

Туфы и вулканомиктовые породы зурмутинского типа разреза, практически не отличающиеся от аналогичных пород вишневого типа, будут охарактеризованы при описании последнего.

Вишневский тип разреза лишен лав и представлен исключительно вулканомиктовыми, пирокластическими и значительно реже осадочными породами. Он распространен шире зурмутинского и установлен на Вишневской, Приманычской, Закумской, Арбалинской, Надеждинской, Северо-Кочубеевской, Совхозной, Профильной, Тюбинской, Капиевской, Каясулинской, Мектебской, Орто-Тюбинской и других площадях Восточного Предкавказья.

В некоторых скважинах этот тип разреза начинается базальными конгломератами (фиг. 2), которые выше по разрезу сменяются песчани-

ками, алевролитами и аргиллитами, постепенно переходящими в вулканомиктовые породы. Лежащая выше конгломератов или непосредственно на породах триаса или палеозоя толща вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов местами содержит прослои и линзы конгломератов и известняков. Она характеризуется, за редким исключением, плохой сортировкой, резким преобладанием угловатых обломков над окатанными, наличием косой и параллельной слоистости, карманов, линз, изредка следами подводных оползней. Значительная часть осадков образована, очевидно, в условиях мелководья за счет разрушения и переотложения главным образом вулканитов кислого состава. Вскрытая мощность вулканомиктовой толщи иногда (скв. Арбали 6) превышает 350 м. В Вишневской скв. 1 вулканомиктовые породы сменяются вверх по разрезу толщей (около 400 м), состоящей из чередующихся между собой пачек туфов кислого состава и существенно вулканомиктовых пачек. Еще выше залегают туфы кислого состава (мощность 160 м), которые с размывом перекрыты отложениями средней юры (фиг. 2). Таким образом, для вишневского типа разреза намечается следующая стратиграфическая последовательность отложений: конгломератовая — вулканомиктовая — туфовая толщи.

В Северо-Кочубеевской скв. 1 на размытой поверхности анизийского яруса среднего триаса непосредственно залегают вулканомиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, чередующиеся между собой, мощностью около 70 м. Выше по разрезу их сменяет толща (около 400 м) туфов кислого состава с единичными прослоями туфов среднего состава, перекрытая с размывом породами средней юры.

В Капиевской скв. 4 конгломератовая и вулканомиктовая толщи отсутствуют и туфы кислого состава мощностью около 250 м ложатся на палеозойские (?) граниты. В большинстве других скважин пройдены различные части вишневского типа разреза.

Среди разрезов зурмутинского и вишневского типов, которые на данном этапе исследований принимаются синхронными, явно преобладают туфы кислого состава и вулканомиктовые породы, возникшие за счет разрушения и переотложения вулканитов этого же состава. Туфы преимущественно лито-витро-кристаллокластические с преобразованной и в различной степени девитрифицированной витрокластической связующей массой, часто с незначительной примесью обломков вулканических пород среднего или основного состава и реже осадочных, метаморфических и интрузивных пород. По крупности обломочного материала их можно подразделить на пелитовые, алевро-пелитовые, алевритовые, алевро-псаммитовые, псаммитовые и псефито-псаммитовые. Это в основном туфы липаритов и липарито-дацитов. Значительно реже встречаются туфы дацитов и андезитов (табл. 2). По своему химическому составу они весьма близки к среднему составу этих пород СССР.

Кислые туфы часто чередуются с игнимбритами того же состава. Значительно меньше, очевидно, распространены игнимбриты среднего состава. Нам удалось обнаружить их лишь в скв. Тюбинская 2, где они отвечают по составу андезитам (табл. 2).

Туфы, осаждавшиеся в воде, испытали частично интенсивную карбонатизацию (в основном кальцитизацию), местами вплоть до образования вторичных известняков. Значительно реже они наряду с кальцитизацией подверглись окремнению. Некоторая часть известняков, чередующихся с туфами, несомненно, имеет и осадочное происхождение, например, в скв. Граничная 6 и Капиевская 4.

Наконец, следует отметить, что, несмотря на значительные фациальные изменения, характерные для осадочно-вулканогенного комплекса вообще, в пределах отдельных площадей и в ряде случаев между близко расположенными площадями эти отложения могут хорошо коррелироваться (например, Вишневская скв. 1 и Надеждинская скв. 2 и др.).

Химический состав туфов и игнимбритов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	75,38	73,86	72,37	70,01	70,66	72,97	68,97	67,25	65,33	59,52	59,30
TiO ₂	0,38	0,18	0,50	0,31	0,21	0,20	0,48	0,36	0,55	0,73	0,79
Al ₂ O ₃	12,80	12,58	14,16	15,16	15,24	13,99	15,24	17,05	16,48	16,59	17,22
Fe ₂ O ₃	0,63	1,07	1,02	1,79	0,30	1,24	1,87	1,55	2,51	1,24	3,78
FeO	0,13	0,66	0,70	0,78	1,03	0,92	1,46	0,61	1,56	5,08	2,25
MnO	0,02	0,05	0,03	0,04	0,07	0,07	0,09	0,05	0,15	0,10	0,18
MgO	1,00	1,63	1,22	1,62	0,54	0,43	0,96	2,45	1,44	2,17	3,02
CaO	1,50	2,15	1,44	1,37	1,56	1,26	2,94	1,92	3,68	3,30	5,90
Na ₂ O	2,48	1,05	2,53	3,82	4,02	3,42	3,59	2,68	4,24	0,71	3,80
K ₂ O	3,38	2,88	3,75	2,19	3,80	4,15	2,81	2,01	2,73	3,38	2,08
H ₂ O	2,30	4,49	2,70	3,37	1,91	1,29	1,38	4,23	1,06	5,00	1,41
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,06	0,16	0,05	0,06	0,21	0,04	0,27	0,22	0,27
CO ₂	0,10	0,69	0,22	0,23	0,43			0,14		2,43	
П. п. п.	1,79	3,30	1,88	2,38	1,88			3,28		6,45	
Сумма	99,53	99,43	99,71	99,63	99,42	100,0	100,0	99,25	100,0	99,48	100,0

1—туф липарита, Каясулинская скв. 1, интервал 3981—4010 м, аналитик В. Ф. Долгов; 2—туф липарита, Каясулинская скв. 1, интервал 3907—3961 м, аналитик В. Ф. Долгов; 3—туф липарита, Профильная скв. 1, интервал 4032—4038 м, аналитик В. Ф. Долгов; 4—туф липарито-дацита или липарита, Надеждинская скв. 2, интервал 3912—3916 м, аналитик А. К. Хомутовская; 5—игнимбрит липарито-дацита, Зурмутинская скв. 4, интервал 3783—3789 м, аналитик В. Ф. Долгов; 6—средний химический состав липаритов СССР, по С. П. Соловьеву (1970); 7—средний химический состав липарито-дацитов СССР, по С. П. Соловьеву (1970); 8—туф дацита, Совхозная скв. 1, интервал 3741—3745 м, аналитик А. К. Хомутовская; 9—средний химический состав дацитов СССР, по С. П. Соловьеву (1970); 10—игнимбрит андезита, Тюбинская скв. 2, интервал 3970—3975 м, аналитик В. Ф. Долгов; 11—средний химический состав андезитов СССР, по С. П. Соловьеву (1970).

Магматические породы в пределах плит молодых платформ приурочены главным образом к двум структурным уровням: к нижней части платформенного чехла и к самым верхам его, причем в обоих случаях магматизм в основном эффузивный. Покровы эффузивов в нижней части чехла имеют главным образом основной состав, а в верхней — почти нацело базальтовый (Гарецкий, 1972). В этом отношении вулканиты осадочно-вулканогенного комплекса Восточного Предкавказья несколько выпадают из общей закономерности. Если по своим структурно-фациальным особенностям они отвечают наиболее ранней стадии формирования платформенного чехла, то по составу среди них преобладают кислые, реже встречаются средние и еще реже основные разности пород. Преимущественное развитие туфов среди вулканитов этого комплекса указывает на редкое преобладание в это время эксплозий над излияниями лав.

С точки зрения оценки перспектив нефтегазоносности рассматриваемого комплекса большое значение имеет выяснение его геохимических особенностей, коллекторских свойств и тектоники.

Породы осадочно-вулканогенного комплекса характеризуются широкой изменчивостью минералогическо-геохимических показателей (Бурштар и др., 1970). Исходный состав органического вещества меняется от сапропелевого до гумусового, а степень его превращенности — от позднедо раннекаменноугольной. Состав битуминозных веществ носит смешанный характер, а содержание углеводов в органическом веществе и породах меняется соответственно от сотых долей процента и 80 г/м³ до 20% и 9,5 кг/см³. Углеводородный показатель пород этого комплекса, как и степень метанизации углеводов, по сравнению с нижним и средним триасом сильно занижены. Резкое возрастание указанных показателей наблюдается под влиянием миграционного битума лишь на Зурмутинской и Граничной площадях.

Отложения осадочно-вулканогенного комплекса в основном нефтесодержащие и в меньшей степени нефтепроизводящие — в северо-западной части региона, где имело место сильное влияние миграционных процессов. Наибольшие возможности для генерации газообразных углеводородов были на Каясулинском валу, где исходный состав органического веществ

ва преимущественно гумусовый, диагенетические обстановки доходили до сероводородных и была обеспечена сохранность смешаннослойных образований.

Коллекторские свойства триасовых пород Восточного Предкавказья в целом изучены недостаточно. Однако имеющиеся материалы не позволяют рассчитывать на присутствие в них хороших гранулярных коллекторов, поскольку песчаники и алевролиты характеризуются низкими значениями пористости: 1—10% и редко выше (до 15—17%), а главное — весьма низкой проницаемостью: обычно несколько единиц миллидарси (редко 17—20 мд). Близкими значениями пористости и проницаемости обладают и породы осадочно-вулканогенного комплекса верхнего триаса — нижней юры. В то же время промышленные притоки нефти, а также большие дебиты пластовых вод свидетельствуют о наличии в триасовых отложениях емкостей, образованных, очевидно, коллекторами трещинного и гранулярно-трещинного типов. Этот вывод подтверждается изучением трещиноватости пород в шлифах, показывающим наличие высокой трещинной проницаемости. В качестве примера можно указать, что высоконапорный водоносный горизонт был вскрыт в нижней части осадочно-вулканогенного комплекса Каясулинской скв. 1 (4283—4290 м).

Анализ геолого-геофизического материала показывает, что тектоника триасово-нижнеюрских пород значительно отличается от таковой складчатого фундамента и перекрывающих их типичных отложений осадочного чехла. Этот комплекс пород рассматривается как нижний структурный этаж платформенного чехла, нижняя и верхняя поверхности которого отделяются периферическими угловыми и часто стратиграфическими несогласиями и перерывами. Внутри триасовой толщи отмечаются два размыва. Основной приурочен к подошве осадочно-вулканогенного комплекса, вследствие чего этот комплекс с угловым несогласием залегает на различных горизонтах триаса и палеозоя. Исходя из этого и учитывая различную степень дислоцированности и формационный состав, в триасово-нижнеюрском комплексе различаются две крупные части (подэтажа): нижний — средний триас и верхний триас — нижняя юра.

Основные тектонические движения в течение триасового периода отмечаются в начале позднетриасовой эпохи. В результате этих движений происходят складкообразовательные процессы в Восточно-Маньчском прогибе и прилегающих районах, приведшие к образованию складок в отложениях нижнего и среднего триаса в его бортовых зонах (Величаевская, Закумская и другие складки), а также подвижки отдельных блоков фундамента. Не менее важную роль в формировании структуры рассматриваемого комплекса сыграли и предсреднеюрские движения, в результате которых сформировались локальные структуры триаса в Восточно-Маньчском прогибе и сопряженных с ним зонах. Блоковые движения этого времени привели к образованию горстобразных структур в отдельных частях района. В результате этих движений произошел также неравномерный размыв отложений верхнего триаса — нижней юры, что зафиксировано резкими колебаниями их мощностей, причем наибольшему размыву вплоть до полного отсутствия отложений за счет большой активности блоков подверглись северные части Сухокумского, Озек-Суатского и Величаевско-Колодезенского блоков Прикумско-Тюленевского вала (фиг. 1).

Тектонике триасово-нижнеюрского комплекса пород во многом определяет наличие многочисленных разрывных нарушений; амплитуда смещений по разрывам от первых десятков до 1000 м. Наибольшие амплитуды наблюдаются у Северо- и Южно-Маньчского разрывов. У первого из них она около 1000—1200 м, у второго — 800—1000 м. На остальной территории наибольшими амплитудами характеризуются разрывы Средне-Предкавказского тафрогена (300—500 м). В кернах скважин часто наблюдается интенсивная раздробленность пород триаса, а в отдельных случаях удается обнаружить мелкие тектонические трещины.

Разломы, безусловно, оказали существенное влияние на распространение и характер распределения фаций и мощностей триасовых отложений. В общем плане с севера на юг и с востока на запад происходит уменьшение мощностей триаса за счет предпозднетриасового и предсреднеюрского размывов и вследствие регионального уменьшения мощностей от области устойчивого прогибания и максимального их накопления к краевым частям прогибов. Такой областью был Восточно-Маньчжский прогиб, в котором предполагаются наиболее полный разрез триаса — нижней юры и наибольшие мощности его — 2000—3000 м. Областью относительно устойчивого поднятия на протяжении всего этого времени был Прикумско-Тюленевский вал.

В целом дислоцированность пород осадочно-вулканогенного комплекса (углы падения 2—10°), несомненно, более слабая, чем нижележащих отложений среднего и нижнего триаса (углы падения 5—25°), и в тектоническом плане он является толщей выполнения, сглаживающей отдельные прогибы и впадины в подстилающих отложениях. Рельеф поверхности этого комплекса уже во многом согласуется со структурным планом пород юры и нижнего мела.

Исходя из особенностей тектоники триасовых отложений, можно предполагать, что в осадочно-вулканогенном комплексе (особенно в вишневском типе разреза) могут быть ловушки для нефти и газа различного типа. Наряду с пластовыми сводовыми залежами на структурах с глубоко эродированным сводом могут возникнуть условия, благоприятные для формирования стратиграфических залежей, а наличие многочисленных разрывов, секущих породы осадочно-вулканогенного комплекса, создает предпосылки для образования тектонически экранированных залежей.

Таким образом, изучение состава, строения и других особенностей осадочно-вулканогенного комплекса Восточного Предкавказья показывает, что в нем выделяются два типа разрезов: зурмутинский и вишневский, замещающие друг друга по площади. Первый содержит лавы различного состава, а второй лишен их. Для вишневского типа разреза намечается следующая стратиграфическая последовательность; конгломератовая — вулканомиктовая — туфовая толщи. В целом этот комплекс может быть назван ногойской серией, вулканизм которой был преимущественно эксплозивным и кислым. Анализ геолого-геохимических особенностей этого комплекса позволяет рассматривать его как один из объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурштар М. С., Волхонина Е. С., Гурова А. Д., Чернобров Б. С. Тектоника и вулканический магматизм Прикумского района Восточного Предкавказья.— В кн.: Сборник материалов научно-технического совета по глубокому бурению, вып. 11. М., «Недра», 1968.
- Бурштар М. С., Окунькова Ф. Е., Теодорович Г. И. Геологические предпосылки оценки нефтегазоносности слабоизученных осадочных толщ.— Сов. геология, 1970, № 3.
- Бурштар М. С., Ефимова Н. А., Мышкова Ю. Ф., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. О присутствии морского триаса в Восточном Предкавказье.— Сов. геология, 1971, № 7.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972.
- Дубинский А. Я., Маценко Н. А. Вулканогенно-осадочная толща в основании осадочного покрова восточной части Скифской плиты.— Сов. геология, 1965, № 8.
- Савина А. И., Сайдаковский Л. Я. Стратиграфия триасовых отложений Восточного Предкавказья.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1971, т. 198, № 3.
- Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970.
- Чернобров Б. С. Основные черты разрывной тектоники востока Скифской плиты.— Тр. ВНИГНИ, М., 1970, вып. 100.
- Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании.— В сб.: Геология и петрография трапповых формаций. М., Изд-во иностр. лит., 1950.

УДК 553.492.1 (470.3)

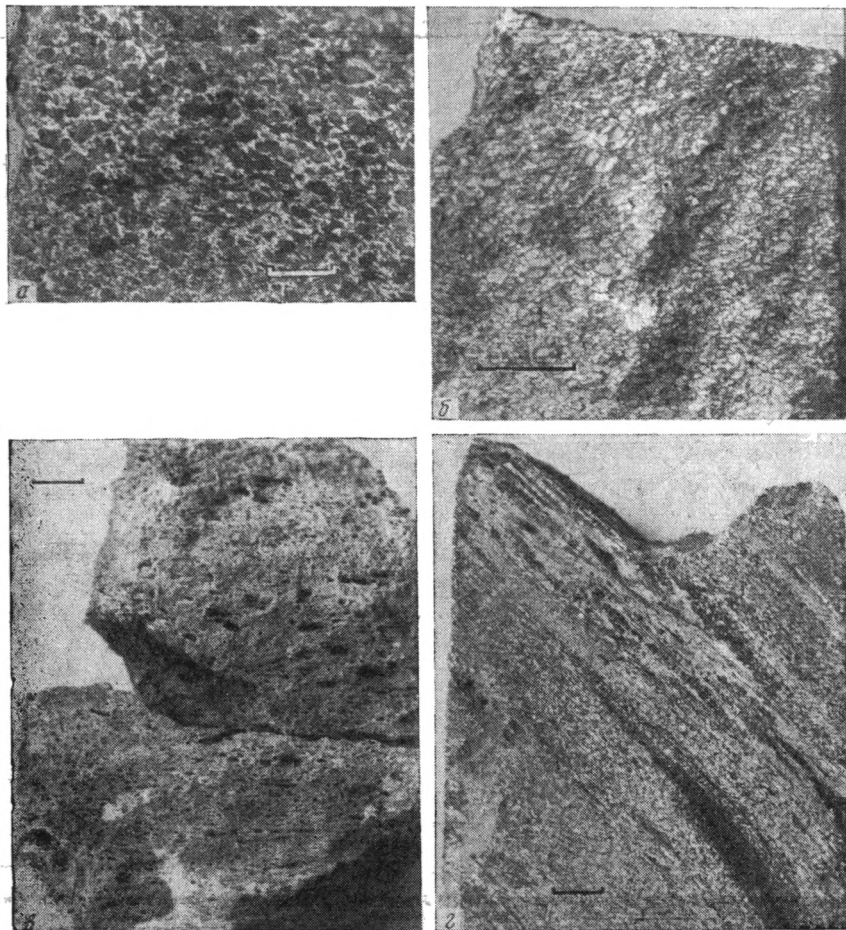
ИСТОРИЯ МИНЕРАЛОВ СВОБОДНОГО ГЛИНОЗЕМА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ БОКСИТОВ КМА

В. И. СИРОТИН

В основу литолого-минералогической классификации бокситов КМА положен структурный признак. Структурные типы бокситов хорошо увязываются с минералогическим составом и требованиями промышленности к сырью. Анализ структур бокситов КМА позволяет установить эволюцию минералов свободного глинозема и литолого-минералогических типов бокситов. Первичным минералом является преимущественно гиббсит. Кристаллический бёмит и диаспор являются вторичными, возникавшими при раскристаллизации гелей. Этапам истории глинозёмной коры выветривания соответствуют генерации минералов: окислительному — гиббситовая кристаллическая; окислительно-восстановительному — бемитовая метаколлоидная; эпигенетическому — диаспор-гиббсит-бемитовая кристаллическая. Первичные преимущественно гиббситовые бокситы-латериты превращались в шамозитизированные гиббситовые, гиббсит-бемитовые и бемитовые. Одной из характерных черт осадочного бокситообразования является гелефикация терригенного гиббсита и кристаллизация бёмита из гелей.

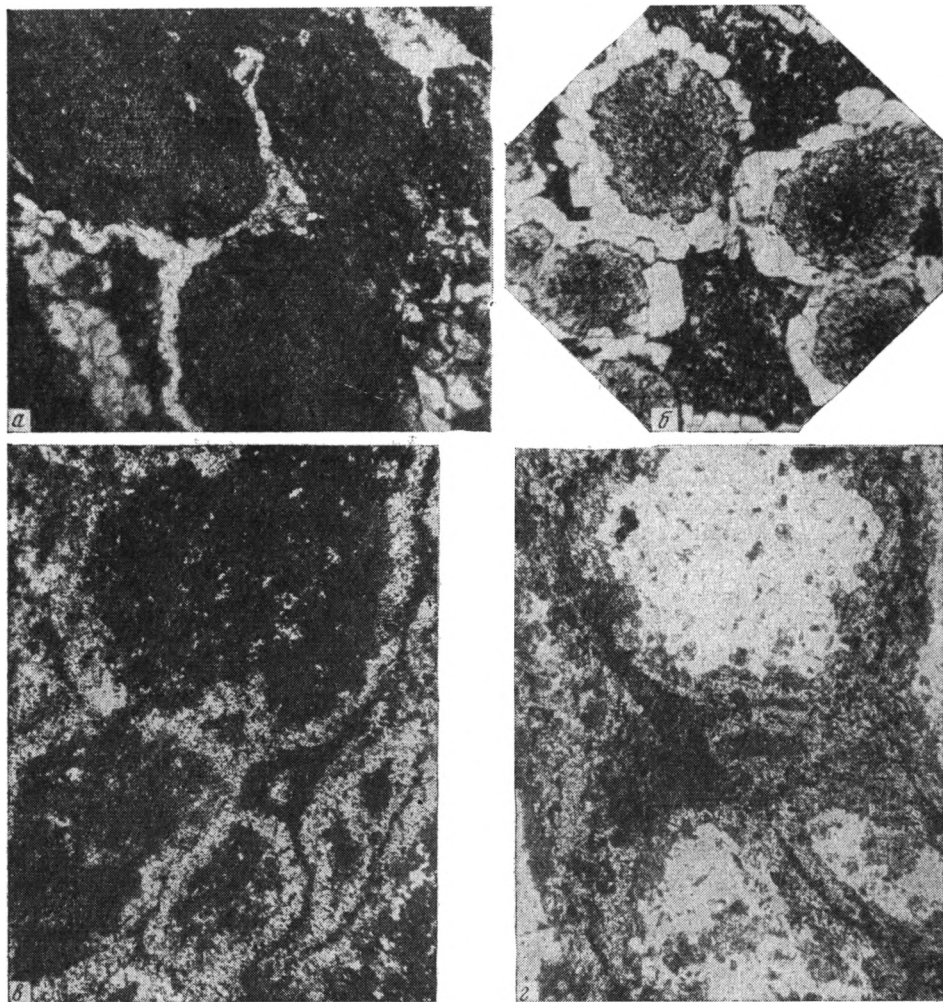
Свободный глинозем в бокситах КМА представлен в форме трех минералов: гиббсита, бемита и диаспора, первые два породообразующие, последний редок: зафиксировано несколько случаев по скважинам, когда количество его возрастает до породообразующего значения. Другие породообразующие минералы — шамозит, каолинит, гематит (гидрогематит, иногда железная слюдка и мартит); реже встречаются гидрогетит, карбонаты (в основном сидерит), сульфиды (пирит, халькопирит и др.). К аксессуарам относятся турмалин, рутил, циркон и др.

Наиболее характерными и распространенными структурами бокситов являются пятнистые, среди которых выделяются первичные: псевдобобовая (фиг. 1, а; 2, а) и очковая (микроочковая), о механизме образования которых сообщалось ранее (Сиротин, 1966), и вторичные: макropористые (фиг. 1, в; 2, в) и грубопятнистые. Первичные структуры обязаны своим происхождением неравномерному химическому выветриванию на этапе глинозёмного латеритообразования; вторичные возникают в процессе шамозитизации, вторичной каолинизации и перераспределения свободного глинозема в этап захоронения латеритного профиля и после него. Более редко наблюдается полосчато-брекчиевидная, или полосчато-линзовидная, структура (текстура), которая по механизму образования соответствует псевдобобовой. Линзовидно выклинивающиеся полосы имеют толщину 1—4 мм и длину 5—7 см, не выдержаны по простиранию, по своему минералогическому составу полностью соответствуют псевдобобовинам, от которых отличаются формой и размером; псевдоцемент имеет вид более маломощных плавно изгибающихся полос. Нередко полосы-линзы приобретают псевдобобовую или очковую струк-



Фиг. 1. Некоторые характерные литологические типы остаточных бокситов (макрофото) *а* — псевдобобовый плотный каолинит-бемит-шамозитовый боксит; вследствие развития вторичного каолинита в псевдоцементе структура четко выражена; Яковлевское месторождение; *б* — макропористый реликтовопсевдобобовый шамозит-бемитовый боксит; псевдобобовины разрыхлены вследствие полного выщелачивания гиббсита; Беленихинское месторождение; *в* — макропористый шамозит-бемитовый боксит, Шебекинское месторождение; *г* — линзовидно-полосчатый плотный, мелкопятнистый (очковый) каолинит-бемит-шамозитовый (с гидрогематитом) боксит; пятна полностью замещены каолинит-шамозитовым агрегатом, бемит концентрируется на контакте пятен и псевдоцемента; Яковлевское месторождение

туру (фиг. 1, *г*), т. е. распадаются на псевдобобовины (пятна) и псевдоцемент. Еще более редко полосчато-линзовидная текстура переходит в полосчатую: полосы с преобладанием псевдобобовой части породы чередуются с полосами с преобладанием псевдоцемента. Если псевдобобовая структура контролируется густой системой разветвляющихся микротрещин (Сиротин, 1966), то полосчато-линзовидная и полосчатая текстуры — системой более мощных трещин, ориентированных по реликтовой сланцеватости. В образовании первичных структур и текстур бокситов, несомненно, сказывается влияние структурно-текстурных признаков материнских пород: псевдобобовая структура возникает в бокситах, когда материнские породы имеют тонкосланцеватую текстуру и выдержанный минералогический состав; полосчато-линзовидная и полосчатая текстуры возникают, когда материнские породы имеют более грубую, часто линзовидную текстуру и непостоянный минералогический состав.



Фиг. 2. Некоторые характерные литологические типы остаточных бокситов (микрофото)
а — псевдобобовый плотный каолинит-гидрогематит-гипсбситовый (с шамозитом) боксит; подавляющая часть гипсбсита I концентрируется в псевдобобовинах; Гостищевское месторождение; никель один, $\times 50$; **б** — тот же тип боксита; в оторочках псевдобобовин гипсбсит II; Беленихинское месторождение; никель один, $\times 40$; **в** — псевдобобовый плотный бемит-шамозитовый боксит; псевдобобовины сложены метаколлоидным шамозитом, в оторочках бемит и шамозит; Гостищевское месторождение; никель один, $\times 50$; **г** — макропористый шамозит-бемитовый боксит; хорошо видны поры (светлое), возникшие на месте псевдобобовин; псевдоцемент сложен шамозит-бемитовым агрегатом; Висловоое месторождение; никель один, $\times 40$

В основу выделения литологических типов бокситов целесообразно положить такой макроскопический признак, который подчеркивал бы эволюцию бокситового вещества и в какой-то мере указывал на минералогический состав бокситов. В ходе изучения бокситов КМА установлено, что существенно бемитовые (мономинеральные) породы белые, полурыхлые, с земистой структурой, иногда песчаниковидные, хрупкие, сильно пористые, иногда гелеморфные, глиноподобные, тонко- и криппористые. Существенно каолинитовые породы белые, глиноподобные, хрупкие, тонко- и криппористые. Мономинеральные гематитовые (с мартитом или железной слюдой) породы стально-серые, часто с синеватым оттенком («синьки»), маркие, рыхлые или полурыхлые, мелко- и тонкопористые, с земистой структурой; существенно гидрогематитовые поро-

ды обладают теми же макроскопическими признаками, но цвет их бурый или красно-бурый. Существенно шамозитовые породы зеленые, грязно-зеленые, иногда яшмовидные, плотные, крепкие (каменистые), с массивной или неявнополосчатой текстурой. Существенно гиббситовые породы также светлые, причем в отдельных участках породы появляется стеклянный блеск, характерный для кристаллического гиббсита.

Таким образом, глиноподобность бокситов обусловлена повышенным содержанием каолинита (иногда с примесью гидрослюда), каменистость (прочность) — повышенным содержанием шамозита, особенно в смеси с такими довольно твердыми минералами, как бемит и диспор. Цвет бокситов обусловлен количественным соотношением породообразующих минералов, он не может быть определяющим признаком для установления промышленно-минералогических типов бокситов, поскольку три породообразующих минерала (бемит, гиббсит, каолинит) имеют белую окраску, которая к тому же сильно маскируется зеленым (шамозитовым) или бурым (гидрогематитовым) цветом; бемитовые и гиббситовые бокситы могут быть красными и зеленовато-серыми, а шамозитовые породы бурыми. Цвет, однако, может давать ориентировочное представление о содержании в бокситах минералов закиси или окиси (гидроокиси) железа.

В основу выделения литологических типов бокситов необходимо положить структурный признак (таблица), который, как показывает опыт изучения вещественного состава, указывает на их минералогический состав и, кроме того, дает возможность в полевых условиях сделать промышленную оценку боксита. Из таблицы, составленной совместно с геологами Белгородской экспедиции (В. Н. Клекль и др.), в частности, следует, что все макропористые и тонкопористые бокситы (элювиальные и осадочные) имеют существенно бемитовый состав и могут перерабатываться по способу Байера. Все псевдобобовые, линзовидно-полосчатые и очковые плотные остаточные бокситы имеют шамозит-гиббситовый, бемит-шамозитовый, гиббсит-бемит-шамозитовый состав и др. и могут перерабатываться по способу спекания; минералы свободного глинозема в них содержатся в количестве не более 50%. Бокситы дают постепенные переходы в шамозитовые, каолинитовые породы и др., не отвечающие промышленно-техническим требованиям. К ним примыкают по минералогическому составу и промышленной значимости осадочные бокситы и бокситовые породы с обломочной структурой (грубодисперсные).

Макропористо-реликтовопсевдобобовые (остаточные) и макропористо-реликтовобломочные (осадочные) бокситы имеют, как и макропористые, существенно бемитовый и шамозит-бемитовый состав и могут перерабатываться по способу Байера. Лишь макропористо-псевдобобовые бокситы (поры занимают частично позицию псевдоцемента) не имеют аналогов среди осадочных бокситов. Среди них более широко встречаются существенно гиббситовые (байеровские) и реже бемит-шамозитовые и каолинит-гидрогематит-гиббситовые (преимущественно спекательные) бокситы; показательно, что качество бокситов ухудшается в направлении от гиббситовых к бемитовым.

Большую группу образуют грубопятнистые (конгломератовидные, брекчиевидные и др.) бокситовые породы, более характерные для остаточных бокситов. Большинство из них не отвечает требованиям промышленности, лишь незначительная часть их может перерабатываться по способу спекания. Образуются в результате дебокситизации.

Цель настоящей статьи — рассмотрение эволюции бокситового вещества от возникновения в латеритном глиноземном профиле до захоронения под осадками средневизейского времени. Прежде всего необходимо рассмотреть взаимосвязь и последовательность образования минералов свободного глинозема.

Гиббсит, как и бемит, встречается преимущественно в зоне IV латеритной коры выветривания — зоне свободного глинозема. Выделяются

Промышленная литолого-минералогическая классификация бокситов КМА

Генетические типы	Литологические типы			Минералогические типы	Промышленные типы
	По структурно-текстурному признаку	По цвету	По физико-механическим свойствам		
Элювиальный (остаточно-метасоматический)	Псевдобобовый плотный	Светлоокрашенный * Красный маркий	Каменистый, крепкий	Шамозит-гиббситовый, гиббсит-шамозитовый Гидрогематит-каолинит-гиббситовый (с шамозитом) Бемит-шамозитовый Диаспор-бемит-шамозитовый	Спекательный
		Светлоокрашенный			
		Красный маркий	Каменистый, средней крепости	Каолинит бемит-шамозитовый Гиббсит-бемит-шамозитовый Каолинит-гидрогематит-бемитовый	Мартеновское производство Спекательный
	Очковый (микроочковый)	Светлоокрашенный	Средней крепости, иногда глиноподобный	Каолинит-шамозит-гиббситовый, иногда существенно гиббситовый	Спекательный
		»	Каменистый, средней крепости, иногда полурыхлый	Шамозит-гиббситовый, существенно гиббситовый	Байеровский Байеровский
	Псевдобобовый макропористый	Красный маркий		Каолинит-гидрогематит-гиббситовый Бемит-шамозитовый	Байеровский, спекательный Спекательный
	Макропористый реликтовопсевдобобовый, реликтовочковый Микропористый	Светлоокрашенный »	Каменистый, крепкий		Байеровский, спекательный (редко)
Осадочный	Тонкопористый землистый Полосчатый и линзовиднополосчатый	Светлоокрашенный и бурый немаркий Белый Светлоокрашенный	Хрупкий, полурыхлый Каменистый, крепкий	Шамозит-бемитовый Существенно бемитовый Гиббсит-шамозитовый, бемит-шамозитовый, бемит-гиббсит-шамозитовый Бемит-шамозитовый, каолинит-бемит-шамозитовый, гиббсит-бемит-шамозитовый Каолинит-гиббсит-шамозитовый, бемит-гиббсит-шамозитовый	Байеровский Спекательный
	Псевдообломочный (брекчиевидный, пятнистокогломератовидный)				
	Грубодисперсный (алевропсаммиты, гравелиты)	»	То же		»

Осадочный	Тонкодисперсный землิส- тый	Красный маркий	Хрупкий, полурыхлый	Шамозит-гидрогематит-бемито- вый, существенно бемитовый Существенно бемитовый Бемит-шамозитовый	Байеровский
	Тонкодисперсный аргилли- топодобный	Белый	Каменистый, крепкий	Существенно бемитовый, ша- мозит-бемитовый	Спекательный
	Макропористый	Светло- розовый	Каменистый, средней крепости	Гиббсит-шамозит-бемитовый, гиббсит-бемит-шамозитовый	Байеровский
	Макропористый реликтов- обломочный	Светлоокрашенный			Спекательный

• Под термином «светлоокрашенный» понимается преобладание светло-зеленой, светло-зеленовато-серой и зеленовато-серой окраски.

две основные генерации: гиббсит первой гене-
рации (I) и гиббсит второй генерации (II);
последний имеет две разновидности (II₁, II₂).

Гиббсит I — первичный минерал латеритной
коры выветривания. Встречается в глинозем-
ных профилях I и II типов (Сиротин, 1966).
В бокситах с псевдобобовой структурой кон-
центрируется преимущественно в псевдобобо-
винах (фиг. 2, а, б); в бокситах с микрооч-
ковой структурой входит в состав пятен
(микроочков). Образуется непосредственно
при гидролитическом разложении гидрослюды
или гелеморфного прозрачного вещества.
Нередко образует псевдоморфозы по гидро-
слудам в виде удлинненных листочков, при
этом его агрегаты имеют обычно одновременное
погасание. По составу гелеморфное вещество
отвечает каолиниту, о чем свидетельствуют оп-
тические данные ($N_{ep}=1,567-1,570$) и пере-
счеты химических анализов на минералогиче-
ский состав появление избыточных коли-
честв глинозема ($Al_2O_3/SiO_2 \geq 1$) всегда со-
ответствует появлению в породе отчетливо
кристаллического гиббсита. В отличие от
бемита, имеющего скрытокристаллические или
крипτοкристаллические формы (см. ниже),
гиббсит I встречается в отчетливо кристалли-
ческой форме. Это косвенное указание на то,
что в процессе разложения гидрослюды или
каолинита в латеритной коре выветривания
метаколлоидная форма гиббсита, видимо не
возникла.

Гиббсит I образует преимущественно пла-
стинчатые с нечеткими краями зерна, обычно
с существенной примесью метаколлоидного ша-
мозита, гелеморфных веществ, гидроокислов
железа, чешуек гидрослюды, вытянутых по
реликтовой сланцеватости. Оптические данные
гиббсита I не отличаются от стандартных
и здесь не приводятся. Образование гиббси-
та I начинается в той части коры выветри-
вания, в которой обычно содержится заметное
количество щелочей ($1,5-3,5\% Na_2O+K_2O$),
концентрирующихся в гидрослюдах. Однове-
ренное присутствие гидрослюды и гиббсита
в породах нижней части зоны свободного гли-
нозема — распространенное явление. В отли-
чие от бемита гиббсит обнаруживает отчетли-
вую связь с менее каоилинизированными про-
дуктами коры выветривания.

Если снять влияние наложенных метасо-
матических процессов, выразившихся преиму-
щественно в шамозитизации, то можно при-
мерно представить внешний облик гиббсито-
вых бокситов: это были светло-бурые, бурые,
красно-бурые породы (в зависимости от со-
держания окисного железа в материнских по-
родах) небольшой или средней крепости, хруп-

кие, глиноподобные, с псевдобобовой или микроочковой структурой; в самой верхней части коры выветривания имела место сплошная гиббситизация, что приводило к почти полному исчезновению псевдоцементов как структурного элемента породы; бокситы почти целиком были представлены микроочковой (псевдобобовой) составной частью. О сплошной (равномерной) гиббситизации в верхней части глиноземной коры выветривания свидетельствует преимущественно гиббситовый состав обломков из обломочных бокситов; иными словами, обломки представляют только пятнистую (микроочковую) часть породы (Сиротин, Дедов, 1970). Обломки, в состав которых одновременно входят фрагменты псевдобобовин (или микроочков) и псевдоцемента, встречаются исключительно редко. По минералогическому составу это были существенно гиббситовые породы с различной примесью метаколлоидного каолинита, гидрослюда и гидрогематита или гетита. Несомненно, что бокситам была свойственна реликтовая сланцеватая текстура. В чистом виде этот литолого-минералогический тип боксита не сохранился, поэтому он не указан в таблице. Однако по литологическим признакам к нему близки: 1) псевдобобовые (или микроочковые) красно-бурые гидрогематит-шамозит-гиббситовые (с каолинитом) или гидрогематит-каолинит-гиббситовые (с шамозитом) бокситы (фиг. 2, а, б); 2) бледно-зеленовато-серые микроочковые глиноподобные шамозит-каолинит-гиббситовые бокситы (с гидрослюдой), утратившие бурую окраску вследствие развития шамозита.

К генерации Π_1 относится более крупнокристаллический и чистый гиббсит, развитый исключительно в псевдоцементе, где он образует иногда мономинеральные скопления сдвойникованных и стройникованных кристаллов пластинчатой, трапецевидной и гексагональной формы с максимальными размерами до 2—3 мм; часто образует крустификационные оторочки вокруг псевдобобовин (фиг. 2, б), в отдельных участках почти полностью слагает псевдоцемент. Отличить гиббсит Π_1 от гиббсита Π_2 , выделяющегося в трещинах, пустотах и порах, трудно, так как они близки по форме выделения, крупнокристаллическому облику и чистоте самих кристаллов. Однако обе разновидности различаются источником свободного глинозема: если гиббсит Π_2 образуется, несомненно, путем выпадения из растворов, то гиббсит Π_1 образуется при раскристаллизации гелеморфных веществ в псевдоцементе и перекристаллизации ранее образованного более тонкокристаллического гиббсита I. У гиббсита Π_1 наблюдается незначительное повышение показателей преломления (N_D до 1577—1579, N_g до 1590—1593), характерны также чрезвычайно малый угол $2v$ (3—5°) и сильная дисперсия оптических осей. Гиббсит Π_1 образуется в этап подтопления и захоронения глиноземного профиля, а гиббсит Π_2 — после захоронения, в эпигенетический этап.

Однако вернемся к гиббситу I и попытаемся проследить дальнейшую судьбу свободного глинозема. Намечается несколько путей преобразования гиббсита I.

1. Гиббсит интенсивно замещается шамозитом в псевдобобовинах или микроочках — пятнах, контуры его при этом становятся неотчетливыми, расплывчатыми — реликты гиббсита «просвечивают» сквозь агрегат крипточешуйчатого метаколлоидного шамозита. В промежуточной массе (псевдоцементе) процесс метасоматической шамозитизации сопровождается образованием шамозит-глиноземистых зеленовато-серых, иногда бурых гелей, из которых в последующем выкристаллизовывается вторая генерация (Π_2) бемита или гиббсита. Другими словами, одна часть гиббсита I сохраняется, вторая — расходуется на построение кристаллической решетки шамозита, третья — гелефицируется с последующей раскристаллизацией гелей. Процесс шамозитизации происходит при подтоплении глиноземного профиля озерно-болотными и лагунными водами до захоронения. Поэтому привнос в систему больших количеств кремнезема

маловероятен, и образующиеся шамозиты имеют высокоглиноземистый и низкокремнеземистый состав (Никитина, Сиротин, 1967). Имеется в виду, что для построения кристаллической решетки шамозитов использовалось главным образом «местное сырье»: гиббсит, каолинит, гидрослюда, гидроокислы железа. Однако железо, переходя в закисную форму, приобретало подвижность, и в процессе шамозитизации некоторая часть его, несомненно, привносилась в систему. Качество образующихся бокситов ухудшается в основном в результате привноса железа. Образуется псевдобобовый плотный шамозит-гиббситовый, гиббсит-шамозитовый и реже бемит-гиббсит-шамозитовый тип боксита.

2. Гиббсит полностью замещается метаколлоидным шамозитом или шамозит-глиноземистым гелем, из которого выкристаллизовываются единичные ромбовидные кристаллы, реже — скопления кристаллов бемита. Бывшие псевдобобовины и пятна раскристаллизации гиббсита приобретают вследствие уменьшения объема вещества микропористость («дырявость») и отслаиваются от промежуточной массы (псевдоцемент). В псевдоцементе образуются шамозит-глиноземистые гели, из которых интенсивно выкристаллизовывается бемит в тесном срастании с шамозитом. Часть псевдобобовин почти полностью выщелачивается. Образуется макропористый реликтовопсевдобобовый шамозит-бемитовый тип боксита (фиг. 1, б). На изломе для него характерна сотовая, ячеистая поверхность. Хорошо видно, что «соты» имеют больший объем, чем реликтовое псевдобобовое вещество. Физико-механические свойства структурных элементов боксита становятся контрастными: псевдоцемент более крепким и плотным, а псевдобобовины — рыхлыми и пористыми и могут быть легко удалены механическим путем. Частично механическое вымывание псевдобобовин осуществляется с поверхности зерна в процессе бурения.

Иногда в псевдобобовинах при менее интенсивном выщелачивании гиббсита сохраняются его реликты — образуется гиббсит-шамозит-бемитовый или гиббсит-бемит-шамозитовый минералогический тип боксита. Промышленных залежей не образует и самостоятельного значения не имеет (в таблице не указан), однако установление этого литолого-минералогического типа имеет важное значение для выяснения эволюции бокситового вещества.

3. Гиббсит псевдобобовин полностью выщелачивается и возникают «дырки» — макропоры. В псевдоцементе, как и в предыдущем случае, образуются в результате раскристаллизации шамозит-глиноземистых гелей бемит и шамозит. Возникает макропористый шамозит-бемитовый тип боксита (фиг. 1, в, 2, г). Его отличает постоянство минералогического состава: это всегда существенно двухкомпонентная (бемит, шамозит) порода с некоторым, иногда сильным, преобладанием бемита. В этом типе выделяются разновидности: 1) мелкопористые («губчатые») с диаметром пор ~ 1 мм; обычно толщина стенок пор примерно равна диаметру пор; боксит имеет в изломе характерную «губчатую» поверхность; реликтовая сланцеватая текстура в процессе образования этой литологической разновидности полностью уничтожается; 2) крупнопористые, кавернозные и щелевидные с диаметром пор > 1 мм; если поры или каверны имеют изометрическую форму, то реликтовая сланцеватая текстура также отсутствует; в щелевидных бокситах она подчеркивается лишь ориентировкой пор, возникающих вследствие выщелачивания гиббсита на месте линзовидных полос, соответствующих по составу псевдобобовинам. Щелевидная структура возникает, таким образом, в бокситах, в которых наблюдается линзовидно-полосчатый или полосчатый вариант псевдобобовой структуры.

Часть первичных гиббситовых бокситов механически переотлагалась, а затем бокситовый терригенный осадок подвергался аналогичным диагенетическим преобразованиям: возникали осадочные макропористые и

макропористо-реликтивно-обломочные бокситы (таблица), имеющие аналогичный с остаточными бокситами состав.

Мы рассмотрели примеры, когда гиббсит псевдобобовин или пятен раскристаллизации в остаточных бокситах и обломков в осадочных бокситах полностью или частично переходит в раствор, а затем в бемит. Но иногда выщелачиванию подвергаются не псевдобобовины, а псевдоцемент.

4. Гиббсит в псевдобобовинах или пятнах раскристаллизации подвергается незначительной шамозитизации, подавляющая часть его сохраняется от растворения; однако в псевдоцементе образуются поры вследствие растворения гиббсита и, вероятно, метаколлоидного бемита из геле-морфных веществ, одновременно образуется вторичный крипточешуйчатый каолинит, составляющий меньшую часть объема псевдоцемента и «прижимающийся» к псевдобобовинам. Образование каолинита вместо шамозита свидетельствует о более подвижной среде, способствующей выносу закисного железа. Образуется макропористый псевдобобовый шамозит-гиббситовый, каолинит-гидрогематит-гиббситовый или существенно гиббситовый тип боксита с примесью каолинита или шамозита. Этот тип относится к наиболее высококачественным в Белгородском районе и встречается в центральной части Беленихинского месторождения. По физико-механическим свойствам, это сильнотрещиноватые, хрупкие породы, легко разрыхляющиеся до дресвяной массы. Остатки псевдоцемента в виде каолинита могут быть удалены промыванием в воде, что улучшает качество боксита.

5. Псевдобобовины полностью сложены метаколлоидным шамозитом с единичными кристаллами бемита. Можно лишь предполагать, что до шамозитизации в их состав входил гиббсит или, возможно, метаколлоидный бемит. Псевдоцемент плотный шамозит-бемитовый. Образуется один из распространенных — псевдобобовый плотный бемит-шамозитовый тип боксита (фиг. 2, в). Иногда, как и в предыдущем случае, в псевдоцементе возникают поры, по стенкам которых развит бемит. Образуется макропористый бемит-шамозитовый тип боксита. Качество его невысокое, встречается редко.

Бемит образует две генерации: первую (I) и вторую (II) с двумя разновидностями (II_1 , II_2). К первой генерации уверенно можно отнести метаколлоидный бемит глиноземных профилей I, где он образуется из первичного прозрачного каолинитового или бурого гидрогематит-каолинитового геля. Метаколлоидный бемит (I) имеет форму гранул или микролитов с размерами около 0,001 мм и преобразуется путем интеграции (собирательной кристаллизации) в отчетливо кристаллический ромбовидный (ромбоэдрический) бемит (II_1); при этом наблюдается частичное вытеснение окисного железа за пределы раскристаллизованных участков. Очевидно, что метаколлоидная форма в этап бемитизации в глиноземном профиле имела значительно более широкое распространение и в настоящее время почти полностью раскристаллизована. В кристаллографическом отношении бемит II_1 представляет собой ромбическую дипирамиду или сочетание ромбической дипирамиды и пинакоида. Тупые углы ромбоэдрических пирамид обычно сглажены, поэтому спроектированные на плоскость 001 кристаллы бемита имеют веретенообразную или чечевицеобразную форму. Микролитовый бемит представляет обычно сочетание ромбической призмы и базапинакоида. Для бемита II_1 характерно обилие включений; чаще всего это гидроокислы железа, гелеморфные вещества, реже шамозит. Гидроокислы железа часто оставляют следы первичной сланцеватости на кристаллах бемита. Образуется неявнопсевдобобовый каолинит-гидрогематит-бемитовый или гидрогематит-каолинит-бемитовый тип боксита с примесью шамозита. Этот своеобразный, хотя и редкий тип, впервые установленный на Яковлевском месторождении, приурочен к склоновым частям впадин высшего порядка, расположен-

ным в надконтактовой части курской и оскольской серий, а в кровле его всегда залегают железорудные конгломерато-брекчии и осадочные красные бокситы.

Первичность бемита доказывается характером его выкристаллизации из гелеморфных веществ, а также вполне удовлетворительной сохранностью реликтовой текстуры сланцев, которая, как было показано выше, нередко полностью уничтожается при преобразовании гиббситовых бокситов в макропористые бемитовые. Законсервированные под континентальной толщей железистых и глинистых продуктов выветривания бокситы этого типа испытали незначительное влияние метасоматических процессов и примерно унаследовали свой внешний облик с момента своего образования. В минералогическом отношении в бокситах произошли лишь раскристаллизация метаколлоидного бемита и образование вторичного каолинита и шамозита. В подзоне дебокситизации эти бокситы иногда переходят в существенно каолиновые или шамозитовые породы.

Бемит Π_1 широко распространен и в глиноземных профилях, подвергшихся интенсивной шамозитизации. Характерная его особенность — кристаллизация из шамозит-глиноземистого геля, возникшего за счет готовых порций свободного глинозема: гиббсита I и, возможно, бемита I. Наиболее распространен он в псевдоцементе псевдобобовых плотных, псевдобобовых макропористых бокситов, а также вместе с шамозитом составляет основную массу макропористых и макропористо-реликтовопсевдобобовых бокситов. В псевдобобовинах встречается значительно реже. По форме кристаллов аналогичен бемиту Π_1 глиноземных профилей, слабо затронутых шамозитизацией, однако отличается от него теснейшей ассоциацией с шамозитом, которым он нередко замещается, и менее постоянными значениями показателей преломления. В частности, в макропористых бокситах нередко встречается бемит Π_1 с $N_g = 1,670$, $N_p = 1,650$. В псевдобобовых плотных бокситах образование бемита Π_1 часто происходит при обелении реликтовых бурых гелеморфных веществ. Возникающие при этом минералы и их взаимоотношения могут указывать на относительное время образования бемита Π_1 .

Остановимся на эволюции реликтового бурого геля подробнее. Пятна бурого геля являются маленькими очагами уже осветленной шамозитизированной породы, в которой еще сохранилось свободное окисное железо. Но и эти очаги постепенно обеляются: вначале появляются мельчайшие центры обеления, сложенные отчетливо кристаллическим бемитом Π_1 с примесью метаколлоидного шамозита. Однако в дальнейшем вступает в силу процесс дебемитизации: вторичной каолинизации и шамозитизации. Несмотря на продолжающуюся бемитизацию, процесс обеления идет таким образом, что соотношение образующихся минералов все более смещается в сторону вторичного каолинита, нередко полностью замещающего бемит, а иногда шамозита, образующего псевдоморфозы по бемиту. Обеленные пятна имеют зональное строение: по периферии развит бемит и шамозит, ближе к центру — шамозит и каолинит и в центре — только каолинит. При максимальном обелении бемит «прижимается» к псевдобобовинам, где еще сохранились гидроокислы железа. Кристаллизация на границе раздела окислительной и восстановительной сред — характерная черта бемита Π_1 . При полном замещении бемита вокруг псевдобобовин иногда возникают оторочки гранулярного шамозита, напоминающие корковый тип цемента в псаммитах.

Бемит Π_1 соответствует завершающей стадии кристаллизации гелей, когда вследствие нарастания восстановительных условий и ухудшенного дренирования процесс образования его затухает и начинают прогрессировать процессы дебокситизации. Таким образом, бемит Π_1 следует рассматривать как минерал времени захоронения глиноземной коры выветривания.

Эпигенетический бемит (II_2) встречается редко в виде микрожеод, миндалинов и прожилок, имеет призматические и реже пластинчатые (в пустотах) прозрачные кристаллы с непостоянными размерами (0,05—0,15 мм). В пустотах наряду с шамозитом иногда образует ассоциацию с сульфидами.

Бемит II_1 — порообразующий минерал в весьма своеобразном тонкопористом белом существенно бемитовом (шамозит-бемитовом) типе боксита (Сиротин, 1966). Установлен в настоящее время только на Шебекинском месторождении. По физико-механическим свойствам породы небольшой крепости, хрупкие, иногда полурыхлые; сохраняются лишь отдельные редкие фрагменты реликтовой текстуры сланцев. Этот единственный признак позволяет уверенно относить их к остаточным залежам. В минералогическом отношении это каолинит-шамозит-бемитовый агрегат с резким преобладанием бемита (70—85%). Все три минерала образуются при раскристаллизации смешанного геля, бемит образует все переходы от скрытокристаллического (гранулярного) до отчетливо кристаллического состояния (крипточешуйчатый, ромбоздрический бемит). Если учесть, что в верхней части остаточных залежей наблюдались существенно гиббситовые бокситы, то можно предположить, что именно они в условиях подтопления глиноземного профиля преобразуются в микропористые существенно бемитовые, подобно тому как пятнистые гиббситовые преобразуются в макропористые бемитовые.

Как видно, приведенные выше соображения сводятся к утверждению, что значительная часть бемита в остаточных бокситах КМА имеет вторичное происхождение. Первичный метаколлоидный бемит возник при разложении метаколлоидного каолинита в условиях подтопления глиноземного профиля. Нестабильный бемит I переходит затем в более стабильную кристаллическую форму II_1 . Одновременно с этим происходит преобразование первичного гиббсита в метаколлоидный бемит и вторичные гели (с участием шамозитовой составляющей). В целом бемитизация происходила в условиях, аномальных для типичного латеритного профиля, незадолго перед захоронением и в процессе захоронения, на фоне постепенного подтопления профиля озерно-болотными и, возможно, лагунными водами, способствующими образованию крупнокристаллического бемита (Ренгартен, 1949). Это подтверждается тем, что в осадочных бокситах и бокситовых породах отсутствуют обломки остаточных бокситов бемитового или бемито-гиббситового состава, а кристаллический бемит является аутигенным минералом (Сиротин, Дедов, 1970).

Таким образом, бемит в сферу осадконакопления мог поступать только в скрытокристаллической форме, мигрируя в виде суспензионных или коллоидных растворов; часть его возникла, несомненно, за счет механического переотложенного гиббсита глиноземной коры выветривания в диагенезе. Если в таких растворах примесь грубодисперсного небокситового материала была незначительна, возникали тонкодисперсные осадочные красные или светлоокрашенные бокситы (таблица); первые содержат значительное количество гидрогематита, вторые — лишь его примесь. Бокситовый осадок испытал существенную диагенетическую переработку: обеление, раскристаллизацию гелей, шамозитизацию и др. Если примесь грубодисперсного материала была значительной, возникали обломочные бокситовые породы, в которых свободный глинозем в форме гиббсита встречается в обломках, а в форме бемита — только в цементе (Сиротин, Дедов, 1970). Хотя мы не имеем дополнительных сведений в пользу латеритно-осадочной гипотезы, не исключено, что в диагенетическую стадию часть алюмосиликатов разлагалась, давая новые порции свободного глинозема, вероятнее всего, в форме бемита.

В тех глиноземных профилях II (с интенсивной шамозитизацией), в которых полностью отсутствует гиббсит, доказать вторичность бемита, естественно, труднее. Бемитовые профили II , с которыми связаны псев-

добобовые плотные бокситы, широко распространены на Яковлевском месторождении, где бемит впервые был описан как первичный минерал глиноземной коры выветривания (Никитина, 1958). Первичность бемита в последующие годы признавалась многими исследователями (Вишняков, Сиротин, 1967; Никитина, 1968, и др.), причем некоторые из них считали, что на отдельных месторождениях бемит — единственный первичный минерал латеритной коры выветривания (Куренкина, 1967). Однако в настоящее время вопрос о первичности бемита необходимо пересмотреть. Выше при рассмотрении эволюции гиббсита была показана вторичность бемита. В тех же профилях II, где бемит встречается без гиббсита, образование его происходит из шамозит-глиноземистых гелей, и он не имеет прямой связи с каолинит-гидрослюдистыми продуктами коры выветривания.

С целью выяснения природы гелей произведено скрупулезное высверливание из псевдоцемента; так было накоплено достаточное количество вещества для производства рентгеновского, а иногда химического анализа. Удалось доказать, что шамозит-глиноземистые гели вполне отвечают своему названию: это метаколлоидная очень тонкая механическая смесь шамозита, бемита, а иногда и каолинита в разных количественных отношениях. Показательно, что в некоторых пробах гелемorfные вещества, выделенные из псевдоцемента гиббситовых бокситов, имеют существенно бемитовый состав, гиббсит в составе гелей не установлен. Это позволяет утверждать, что кристаллизация вторичного гиббсита из гелей происходит вследствие гидратации метаколлоидного бемита.

Шамозит-глиноземистые гели образуются в результате метасоматической шамозитизации гиббситовых бокситов, как это было показано выше; не исключено их образование в результате преобразования первичного метаколлоидного бемита, но доказать это трудно, так как первичный бемит в настоящее время в бокситах КМА распространен ограниченно. Следует также заметить, что даже на Яковлевском месторождении при массовом просмотре шлифов нам удалось установить реликты первичного гиббсита в псевдобобовинах и пятнах — «очках» (скв. 1126, 1090 и др.). Этот факт доказывает, что и на этом, «чисто бемитовом» месторождении имело место преобразование первичного гиббсита в шамозит-бемитовые гели и последующая кристаллизация бемита. Таким образом, приведенные выше данные и соображения позволяют считать, что значительная, если не подавляющая, часть бемита в бокситах КМА вторичная.

Диаспор образует заметные концентрации в некоторых участках остаточных залежей Яковлевского месторождения и sporadически отмечался нами на всех других месторождениях Белгородского района. Характерная его особенность — распространение в существенно шамозитовых бокситовых породах. В отличие от бемита и гиббсита диаспор не имеет никакой связи с первичными продуктами глиноземной коры выветривания, поэтому вопрос о нем как первичном минерале глиноземной коры выветривания не поднимался. По форме выделения и ассоциации с другими минералами он хорошо параллелизуется со второй метасоматической генерацией бемита (II₁). Можно выделить две разновидности: 1) диаспор псевдобобовин и 2) диаспор псевдоцемента; трещинная разновидность его не наблюдалась. Диаспор псевдобобовин иногда становится породообразующим; он образует вместе с метаколлоидным, иногда крипточешуйчатым, шамозитом ориентированные по реликтовой сланцеватой текстуре агрегаты в псевдобобовом плотном диаспор-бемит-шамозитовом или бемит-диаспор-шамозитовом типе бокситов; в псевдоцементе образует друзовидные или щетковидные скопления игольчатых кристалликов, пронизывающих гранулы метаколлоидного шамозита. Кристаллы диаспора имеют тонкопризматическую или игольчатую форму, длина их обычно не более 0,005—0,007 мм. В псевдобобовинах или пятнах-очках он образуется при замещении гиббсита I шамозит-глиноземи-

стым гелем. Доказать существование метаколлоидного диаспора не удалось, хотя можно предполагать эту форму, исходя из показателя преломления ($N_{ep}=1,670-1,700$) шамозит-глиноземистого геля, с которым он ассоциирует.

Субстратами, из которых выкристаллизовывается диаспор псевдоцемента, являются: 1) реликтовое бурое гелеморфное вещество; по форме выделения и минералогическим ассоциациям диаспор совершенно аналогичен разновидности бемита II₁, образующейся при обелении бурого вещества (см. выше); 2) кристаллический бемит II₁, замещаемый шамозитом, иногда каолинитом; образование диаспора связано с избыточными порциями свободного глинозема, не вошедшими в кристаллическую решетку шамозита или каолинита. Заметная концентрация диаспора в псевдобобовинах объясняется, вероятно, существенно глиноземистым их составом до метасоматического замещения. Диаспор — наиболее устойчивый минерал свободного глинозема, не замещается никаким другим минералом и в этом смысле не испытывает никакой эволюции; благоприятные условия для его образования возникали только при захоронении и последующем существовании глиноземной коры выветривания.

ВЫВОДЫ

1. Как известно, в истории глиноземной коры выветривания (Сиротин, 1966) выделяются три этапа. Окислительный (субаэральный) этап соответствует ранневизейскому (малиновско-бобриковско-тульскому) времени, причем начало, вероятно, относится к позднему турне. Нижняя возрастная граница этапа определяется следующими соображениями. Фаменский век характеризуется в районах, прилегающих к КМА, резкой аридизацией, а кора выветривания в соседнем Ново-Оскольском районе, перекрытая турнейскими отложениями, не является глиноземной, хотя ее структурно-гипсометрическое положение аналогично положению глиноземной коры выветривания Белгородского района. Верхняя возрастная граница определяется исходя из того, что со второй половины тульского времени вследствие повышения базиса эрозии условия субаэрального выветривания нередко меняются на супераквальные: латеритный процесс должен затухать.

2. В окислительный этап сформировались все основные черты, характерные для глиноземных латеритных кор выветривания. Первичным и единственным минералом свободного глинозема был гиббсит. Ни бемита, ни диаспора в коре выветривания не существовало. Бокситы были представлены бурыми или светло-бурыми глиноподобными породами с пятнистой структурой и реликтовой текстурой сланцев, а гелеморфные вещества в них — метаколлоидным каолинитом. К другим пороодообразующим минералам относились окислы и гидроокислы железа, реже — гидрослюда.

3. Окислительно-восстановительный (болотный) этап соответствует тульско-алексинско-михайловскому и частично веневскому времени. Верхняя возрастная граница определяется временем перекрытия (захоронения) коры выветривания. Сравнительно низкое положение базиса эрозии в начале тульского времени не могло существенно сказаться на течении процессов выветривания. Из сопоставления гипсометрического положения профилей глиноземной коры выветривания, построенных с учетом палеорельефа на момент перекрытия (начало веневого времени), со стратиграфическими уровнями тульского, алексинского и михайловского горизонтов следует, что уровень грунтовых вод в начале тульского времени находился на глубине не менее 50—60 м. Однако при максимальной трансгрессии тульского времени он поднимался на 25—30 м и, вероятно, был близок к зоне свободного глинозема. При максимальной трансгрессии алексинского времени уровень грунтовых вод на-

ходился в зоне свободного глинозема. Наиболее низкие участки поверхности глиноземной коры выветривания заболачивались. В михайловское и нижневеневское время наблюдается выход грунтовых вод на поверхность остаточных залежей бокситов, т. е. происходит формирование болотных, озерно-болотных, а затем и лагунных фаций на глиноземной коре выветривания.

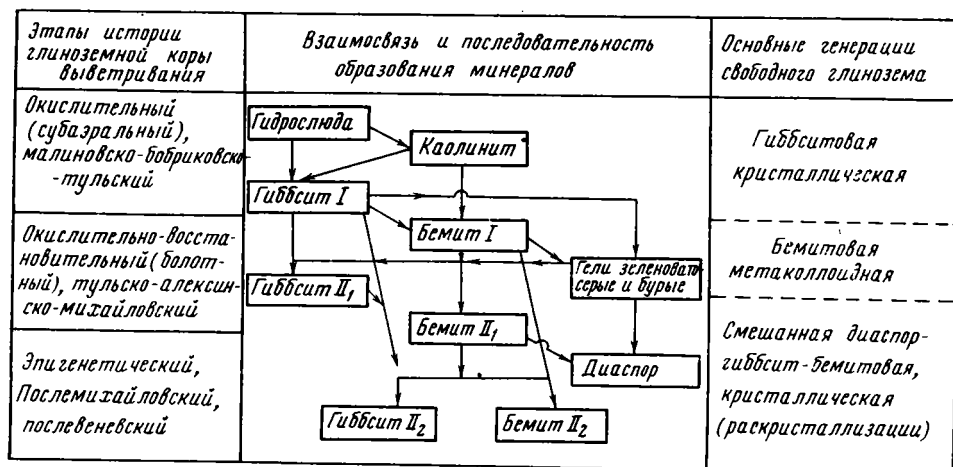
В условиях подтопления, господства супераквального ландшафта происходила интенсивная бемитизация ранее образованных продуктов латеритного выветривания. Основная часть бемита и диаспор образовались вследствие преобразования гиббсита в зеленовато-серые шамозит-глиноземистые и бурые железисто-шамозит-глиноземистые гели и последующей их раскристаллизации. Некоторая часть бемита образовалась при разложении метаколлоидного каолинита. Первичные бокситы превращались в пестроокрашенные с преобладанием серовато-зеленых тонов, немаркие или слабомаркие, каменистые, шамозитизированные гиббситовые, гиббсит-бемитовые и бемитовые породы, иногда с примесью диаспора.

Таким образом, в окислительно-восстановительный этап началось мощное преобразование латеритной коры выветривания, основным результатом которого является изменение минералогического состава, структурно-текстурных признаков и физико-механических свойств бокситов. Окончательное захоронение глиноземной коры выветривания произошло в веневское время и совпало с завершением переориентировки наклона рельефа поверхности докембрия в юго-западном направлении, т. е. в сторону Днепровско-Донецкой впадины (Богунова, 1970).

Преобразование бокситов продолжалось и в эпигенетический этап. Оно явилось закономерным продолжением процессов предыдущего этапа, более интенсивно произошло в тех участках залежей, которые непосредственно соприкасались с фронтом трансгрессирующего моря. Если к моменту трансгрессии моря бокситы оказались захороненными под континентальными осадками, эпигенетические изменения менее существенны.

4. Установленные этапы истории глиноземной коры выветривания (Сиротин, 1966) хорошо согласуются с эволюцией минералов свободного глинозема. Окислительный этап характеризуется образованием первой генерации свободного глинозема: гиббсита I. Окислительно-восстановительный этап характеризуется образованием второй генерации свободного глинозема: бемита I — и смешанных, шамозит-глиноземистых гелей. Во второй половине этапа в условиях захоронения и возрастания восстановительной обстановки началась раскристаллизация метаколлоидных веществ и перекристаллизация гиббсита (образование бемита II₁, гиббсита II₁, диаспора). В эпигенетический этап в основном завершилась раскристаллизация гелей, продолжались процессы перекристаллизации, частичного растворения гиббсита и бемита с последующим образованием трещинных генераций этих минералов. На фиг. 3 отражена эволюция основных генераций свободного глинозема во времени.

5. Параллельно с преобразованием остаточных бокситов происходило осадочное бокситообразование, возраст которого четко определяется окислительно-восстановительным этапом (в основном тульско-михайловское время). Оставляя в стороне еще далеко не решенные вопросы о способе мобилизации бокситового вещества из коры выветривания, следует сказать, что осадочное бокситообразование также приводило к преобразованию первичного гиббситового осадка в бемитовый. Так, обломочные гиббситовые бокситы превращались в макропористые бемитовые. Не исключено, что и тонкодисперсные бокситы испытывали аналогичное преобразование. Таким образом, превращение гиббсита в бемит в одних случаях происходило в коре выветривания, в других — в бокситовом осадке. Большое значение для понимания способа мобилизации бокси-



Фиг. 3. Генерации минералов свободного глинозема и их взаимоотношение

тового вещества имеет обнаружение белых тонкодисперсных бокситов тульского возраста. Выше было показано, что по крайней мере в нижне-тульское время бемит II₁ в коре выветривания еще отсутствовал. Бемитовый состав тонкодисперсных бокситов указывает на то, что перенос бокситового вещества осуществлялся, возможно, в коллоидных растворах или имело место диагенетическое преобразование тонкодисперсного терригенного гиббситсодержащего осадка.

6. Выяснение причин, вызывающих преобразование гиббситовых бокситов в гиббсит-бемитовые и бемитовые, имеет важное практическое значение, так как позволяет составить научно обоснованную карту распространения промышленно-минералогических типов бокситов. Общей причиной, вызванной в свою очередь тектоническим фактором, явилось опускание местности, развитие супераквальных, субаквальных ландшафтов, а затем и захоронение коры выветривания. Термодинамические условия образования глиноземной коры выветривания изменились, началось преобразование бокситов. Возможно, что определенную роль в преобразовании бокситов сыграла аридизация климата, наметившаяся в конце окислительно-восстановительного этапа. Однако за общей предпосылкой необходимо различать частные причины, без которых невозможно объяснить, почему в одних случаях гиббситовые бокситы остались гиббситовыми, в других — стали гиббсит-бемитовыми, в третьих — бемитовыми и т. д.

Большое значение для преобразования бокситов в течение окислительно-восстановительного этапа имели следующие тесно связанные между собой факторы: гипсометрическое положение коры выветривания, время, скорость и фациальная обстановка захоронения. Установлено, что остаточные бокситы с веневским возрастом кровли, т. е. занимающие в момент захоронения наиболее высокое гипсометрическое положение, имеют преимущественно бемитовый (иногда с примесью диаспора) состав, а бокситы с михайловским (иногда алексинским) возрастом кровли — бемит-гиббситовый или гиббситовый. Тульский возраст кровли встречается редко.

При прочих равных условиях быстрое захоронение должно способствовать сохранению прежнего минералогического состава, медленное — приводит к изменению его. Но непосредственно химизм среды преобразования создавался и определялся фациальной обстановкой, с одной стороны, химическим и минералогическим составом бокситов — с другой. В общей форме можно констатировать, что гелефикация гиббсита и об-

разование метаколлоидного бемита происходили под влиянием кислых болотных вод в еще кислородной среде, т. е. при положительных значениях окислительно-восстановительного потенциала. Об этом, в частности, свидетельствуют высокие содержания Fe_2O_3 (1,3—1,8%) по сравнению с FeO (0,3—0,5%) в монофракциях метаколлоидного и кристаллического бемита, в то время как в бокситах, из которых выделен бемит, FeO преобладает, а нередко наблюдается даже обратная зависимость этих компонентов.

Образование шамозит-глиноземистых гелей свидетельствует о слабовосстановительных условиях. Окончательная раскристаллизация бемита и в особенности диаспора, вероятнее всего, происходила под влиянием усиливающегося подщелачивания или в результате подтопления лагунными водами, связанными с открытым морем, или в эпигенетическую стадию под действием подземных вод. Высказанные здесь физико-химические аспекты преобразования бокситов предварительны и требуют дальнейшего всестороннего и глубокого изучения.

ЛИТЕРАТУРА

- Богунова Л. С. Палеографические условия формирования коры выветривания докембрийских образований и стратиграфическое положение бокситов в Белгородском районе.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР, М., 1970, вып. 6.
- Вишняков С. Г., Сиротин В. И. Древняя латеритная глиноземная кора выветривания территории КМА.— Кора выветривания, 1967, вып. 8.
- Куренкина И. Е. Кора выветривания протерозойских кварц-серицитовых углистых сланцев Гостищевского месторождения КМА.— Кора выветривания, 1967, вып. 8.
- Никитина А. П. Каолинизация и бемитизация в коре выветривания хлоритовых сланцев Яковлевского месторождения КМА.— В кн.: Материалы совещания по исследованию глин. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1958.
- Никитина А. П., Сиротин В. И. О шамозитизации в латеритной коре выветривания и бокситах Белгородского района КМА.— Кора выветривания, 1967, вып. 8.
- Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. «Наука», 1968.
- Ренгартен Н. В. Бемит с Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1949, т. 69, № 3.
- Сиротин В. И. Минералогические типы и условия образования белгородских бокситов.— В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
- Сиротин В. И., Дедов В. С. О минеральном составе осадочных бокситов Белгородского района КМА и его связи с глиноземной корой выветривания.— Кора выветривания, 1970, вып. 11.

Воронежский госуниверситет

Дата поступления
7.X.1971

УДК 553.492.1:550.4 (470.1)

ТИТАН В БОКСИТАХ ЮЖНОГО ТИМАНА

В. Е. ЗАКРУТКИН, В. В. БЕЛЯЕВ, И. В. ШВЕЦОВА

Титан в бемите и каолините находится преимущественно в виде изоморфной примеси, а в гибbsite — в основном в собственной минеральной форме. Он мигрировал в диагенетическую и эпигенетическую стадии формирования бокситов, однако его первичные соотношения с алюминием менялись мало. Пестрый или упорядоченный титановый модуль в бокситах определяется соотношением изоморфной и собственной минеральной формы титана, которое обуславливается в свою очередь кристаллохимическими особенностями глиноземсодержащих минералов в бокситовой зоне коры выветривания. Бокситы Южного Тимана независимо от характера титанового модуля — механически переотложенные продукты латеритной коры выветривания.

Распределение титана в бокситах — существенный критерий в решении вопросов их генезиса (Страхов, 1963). Однако его геохимия в бокситах изучена недостаточно. Это касается форм нахождения и характера распределения титана в бокситах и поведения при вторичных процессах.

В статье сделана попытка рассмотреть эти вопросы на примере бокситов южнотиманских месторождений.

Бокситоносные отложения на Южном Тимане приурочены к терригенной толще визе. Залежи бокситов выполняют относительно неглубокие депрессии на склонах довизейских поднятий, сложенных глинисто-карбонатными породами верхнего девона. Рудные тела заключены в толще бемит-каолинитовых, гибbsite-каолинитовых и каолинитовых глин. Бокситы белые, пестрые и красные разных оттенков, в верхней части залежей каолинизированы. По минеральному составу они на Тимшерско-Пузлинской площади (Северное месторождение) преимущественно каолинит-бемитовые с сульфидами железа, иногда гематит- или гибbsite-каолинит-бемитовые, на Кедвинской — каолинит-гибbsiteовые (Верхне-Ухтинское месторождение) и каолинит-бемит-гибbsiteовые (Ваповское месторождение). Среди бокситов выделяются аргиллитовидные, каменистые, сухаристые, редко рыхлые. В основном они пелитоморфные и оолито-бобовые. Обломочные бокситы встречаются повсеместно, но чаще в залежах Кедвинского района. В Тимшерской группе месторождений обломочное строение бокситов сильно затушевано оолито-бобовыми и колломорфными структурами, возникшими в осадке (Беляев, 1970; Беляев, Закруткин, 1971).

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ТИТАНА В БОКСИТАХ

В бокситах обычно различаются три основные формы титана в виде: сравнительно крупных зерен самостоятельных минералов, способных давать россыпи; очень мелких кристаллов, легко переносимых во взвесах; изоморфной примеси в других минералах (Бушинский, 1963).

В собственной минеральной форме титан в бокситах Южного Тимана встречается в виде рутила, ильменита, реже анатаза. Очень часто присутствует лейкоксен, представляющий анатаз-рутиловый агрегат по ильмениту.

Рутил — наиболее распространенный титановый минерал южнотиманских бокситов. Он аллотигенный, реже аутигенный; первый отмечается в форме столбчатых и изометричных зерен разной степени окатанности. Цвет его от желто-красного, темно-красного до коричневого и черного. Размер зерен 0,05—0,2 мм. Второй наблюдается в виде коленчатых сростков и желто-красных и желтых игловидных кристаллов. Устанавливается также в составе лейкоксеновых псевдоморфоз по ильмениту.

Анализ представлен теми же двумя разновидностями. Форма аллотигенного анатаза — окатанные таблитчатые и дипирамидальные зерна. Окраска серо-голубая и синяя, размеры — 0,02—0,1 мм. Встречаются неокатанные кристаллики того же габитуса, вероятно аутигенные. Аутигенный анатаз, кроме того, составляет часть лейкоксена, что доказано рентгеновским анализом.

Ильменит — аллотигенный минерал, наблюдается в виде угловато- и округло-окатанных зерен размером 0,1—0,2 мм. Большинство их сохраняет очертания кристаллов, среди которых преобладают пластинчатые гексагональные и ромбоэдрические формы. Он, как правило, лейкоксенизирован.

Агрегаты лейкоксена встречаются в форме хорошо окатанных зерен размером 0,01—0,1, редко до 0,3 мм. У них сохранились очертания материнского минерала — ильменита. Цвет лейкоксена от темно-коричневого, бурого до желтого, желтовато-белого и серо-голубого. В отраженном свете разноокрашенные его разновидности имеют сходный показатель отражения, слабо отличающийся от показателя отражения ильменита. Продукты с низким (близким к 0) показателем отражения, характерным для аморфных железотитановых окислов, среди лейкоксенов отсутствуют.

Рентгенометрический анализ показал, что лейкоксен сложен кристаллическими фазами, главная из которых — рутил. В черных и бурых лейкоксенах кроме рутила содержится остаточный ильменит, в желтых и белых появляются главные линии анатаза.

В бокситах Южного Тимана преобладают рутиловый лейкоксен и рутил; анатаз встречается в виде единичных знаков; анатазовый лейкоксен не превышает 1—3% общего содержания лейкоксена.

Содержание терригенных титановых минералов в бокситах, по нашим подсчетам, гораздо ниже содержания TiO_2 . Исходя из этого можно допустить, что основная масса титана как-то связана с породообразующими минералами бокситов. Действительно, согласно химическим анализам, в бемитовых фракциях бокситов содержится 3,2—4,65, гиббситовых — 2,31—3,62, каолининовых — 1,8—2,5% TiO_2 .

Для выяснения форм титана в бемите и гиббсите мы воспользовались фазовым химическим анализом. В качестве растворителей применялись 60%-ная H_2SO_4 и 25%-ная HCl . Титановые минералы, как известно, в этих кислотах почти не растворимы, а бемит достаточно легко растворяется в серной кислоте (Брадинская, 1960), гиббсит — в соляной (Бенеславский, 1963).

Из бемитовой и гиббситовой фракций 0,10—0,25 мм, полученных из белых бокситов путем центрифугирования в тяжелых жидкостях, отбирались квартованием по три одинаковые пробы, которые обрабатывались соответствующими кислотами (Т:Ж = 1:10) при кипячении 15, 30 и 45 мин. Твердые остатки наряду с исходными пробами анализировали на титан и алюминий.

Результаты экспериментов (табл. 1) свидетельствуют, что в течение 15-минутной обработки гиббситовой фракции соляной кислотой в раствор перешли пропорциональные количества TiO_2 и Al_2O_3 , в связи с чем величина $TiO_2:Al_2O_3$ в твердом остатке не изменилась. При более длительной обработке количество перешедшего в раствор алюминия увеличивалось, а титана оставалось на том же уровне. В соответствии с этим величина титан-алюминиевого отношения в твердых остатках возросла. Получен-

Таблица 1

Результаты растворения гиббситовой фракции в соляной кислоте

№ пробы	Время кипячения, мин	Твердый остаток, г	Содержание в твердом остатке, вес. %		Перешло в раствор, %		$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
			TiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	
1 исх.	0	10,0	3,62	58,85	—	—	0,062
1а	15	8,15	3,70	58,30	16,8	19,3	0,063
1б	30	5,20	5,90	57,57	15,2	49,4	0,104
1в	45	0,95	31,50	23,03	17,4	96,3	1,369

Таблица 2

Результаты растворения бемитовой фракции в серной кислоте

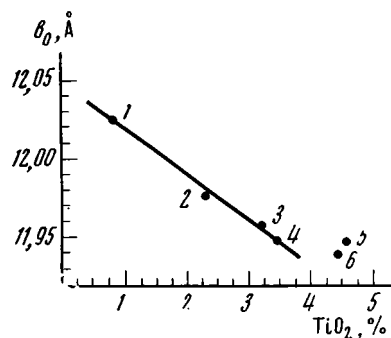
№ пробы	Время кипячения, мин	Твердый остаток, г	Содержание в твердом остатке, вес. %		Перешло в раствор, %		$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
			TiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	
2 исх.	0	10,0	3,20	57,09	—	—	0,056
2а	15	8,25	3,80	67,56	2,2	2,4	0,056
2б	30	7,20	4,20	71,78	5,6	9,5	0,058
2в	45	4,50	4,06	73,77	42,8	41,9	0,055

ные данные указывают, что большая часть титана в гиббситовой фракции находится в виде соединений, труднее растворимых в соляной кислоте, чем гиббсит. Изучение твердого остатка пробы 1в показало, что титан представлен здесь мельчайшими кристалликами анатаза, которые первоначально находились, по-видимому, в тонких сростках с гиббситом. Вместе с тем растворение пропорциональных количеств TiO₂ и Al₂O₃ при

15-минутной обработке пробы позволяет предположить, что небольшая часть титана в гиббсите изоморфно замещает алюминий.

При кипячении бемитовой фракции в серной кислоте (табл. 2) количества растворившихся TiO₂ и Al₂O₃ оказались соизмерными, а их соотношения в твердых остатках постоянными независимо от продолжительности растворения и близкими соотношению в исходной пробе. Это дает основание полагать, что в бемите титан находится преимущественно в изоморфной форме.

Соотношения TiO₂ и Al₂O₃ оказались постоянными и в различных гранулометрических фракциях бемитового концентрата, что также свидетельствует об отсутствии собственных минералов титана. Не обнаружены и коллоидальные формы



Фиг. 1. Зависимость параметра b_0 бемитов от содержания TiO₂. 1 — бемит из бокситов КМА (параметр рассчитан по данным А. П. Никитиной); 2—6 — бемиты из бокситов Южного Тимана

TiO₂, о чем говорит отсутствие линий анатаза на рентгенограммах образцов бемита, прокаленных при 200 и 400° С.

По данным рентгеноструктурного анализа бемита с разным количеством TiO₂ рассчитаны параметры элементарной ячейки. В результате выяснилось, что в пределах 0,79—3,5% TiO₂ наблюдается обратная зависимость параметра b_0 элементарной ячейки бемита от содержания титана (фиг. 1). При содержаниях TiO₂ в бемите выше 3,50—3,75% параметр b_0 далее не уменьшается, что свидетельствует об ограниченном изоморфизме Ti⁴⁺ и Al³⁺ в решетке бемита. В этом случае часть титана в бемите

присутствует, вероятно, в виде тонкодисперсных выделений собственных минералов, не поддающихся диагностике. Возможность замещения алюминия титаном в структуре бемита, по-видимому, ограничивается также условиями образования последнего, чем объясняются различные содержания TiO_2 в бемите, приводимые в литературе (Бенеславский, 1963, и др.).

Таким образом, в бемите из южнотиманских бокситов титан находится преимущественно в изоморфной форме, а в гибbsite — в основном в виде собственных тонкодисперсных минералов. Примечательно, что количества изоморфно связанного титана в исследуемых образцах бемита и гибbsite оказались близкими к средним содержаниям титана в тех же минералах из различных месторождений мира: 3,2% TiO_2 в бемите и 0,5% — в гибbsite, т. е. наблюдается отчетливо выраженное накопление титана в бемите.

В этой связи интересно рассмотреть вероятность изоморфизма алюминия и титана в гибbsite и бемите с кристаллохимических позиций. Принято считать, что необходимое условие, определяющее возможность изоморфного замещения, — равенство координационных чисел элементов и близость их ионных радиусов. В изученных минералах алюминий, как известно, имеет шестерную координацию. Координационное число титана в природных соединениях, как правило, то же. Эффективные ионные радиусы алюминия и титана, по В. М. Гольдшмидту (Å), соответственно составляют 0,57 и 0,64. Разница в их размерах (% от меньшего) не превышает 11%. В последнее время вместо ионных предложено использовать орбитальные атомно-ионные радиусы, рассчитанные на базе квантово-механических уравнений (Лебедев, 1967). Для рассматриваемых элементов орбитальные радиусы имеют следующие значения: $\text{Al}^{3+} = 1,428$ Å; $\text{Ti}^{4+} = 1,477$ Å. Их разница — 3,5%. В обоих случаях отклонения в размерах радиусов не превышают допустимые пределы изоморфизма. Таким образом, с кристаллохимических позиций изоморфизм титана и алюминия в бемите и гибbsite вполне возможен. Избыточный положительный заряд при этом компенсируется замещением, вероятно, групп OH^- на O^{2-} .

Различная же изоморфная емкость алюминия в бемите и гибbsite в отношении титана обуславливается, по-видимому, неодинаковыми значениями эффективного координационного числа алюминия в структуре этих минералов. Действительно, вычисленное нами по формуле, приведенной в работе Е. И. Семенова (1957), эффективное координационное число алюминия в бемите оказалось равным 5,75, в гибbsite — 5,20. А поскольку катионы с большим ионным радиусом предпочтительнее входят в структуру с более высоким координационным числом (Семенов, 1957), то преимущественное накопление титана в бемите становится вполне объяснимым.

Кроме минералов свободного диоксида TiO_2 постоянно устанавливается и в каолините. С целью определения форм титана в каолините химически проанализированы 10 проб каолиновых глин и их фракции $<0,001$ мм. Выяснилось, что во фракциях TiO_2 и Al_2O_3 всегда больше, чем в исходных пробах. Статистическая обработка анализов мономинеральных фракций каолинита показала значимый положительный коэффициент корреляции между TiO_2 и Al_2O_3 ($R = +0,87$), что свидетельствует, по-видимому, о преимущественно изоморфной форме титана в каолините. Избыточный положительный заряд, вероятно, как и в предыдущем случае, компенсируется замещением групп OH^- на O^{2-} .

В сульфидных минералах южнотиманских бокситов титан не обнаружен. При обработке красных железистых бокситов 10%-ной HCl в раствор перешло только железо. Следовательно, кристаллохимическая связь титана с минералами окисного железа в изученных бокситах отсутствует.

Из сказанного следует, что в гибbsiteвых бокситах основная форма титана — собственно минеральная, а в бемитовых — изоморфная. Не

Таблица 3

Содержание TiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 в аутигенных бобовинах и цементе

№ образца	Исходная порода	Бобовины					Цемент			
		TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{TiO_2}{Fe_2O_3}$	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$\frac{TiO_2}{Fe_2O_3}$
3	Боксит гематит-каолинит-бемитовый каменистый	2,56	61,41	4,92	0,042	0,52	2,24	37,23	14,27	0,060
4	То же	2,58	60,56	17,33	0,042	0,15	2,12	42,01	13,77	0,050
5	Боксит гематит-каолинит-бемитовый сухеристый	2,57	62,84	18,87	0,041	0,14	2,84	55,39	15,97	0,051
6	Боксит каолинит-бемитовый каменистый	2,75	62,72	2,14	0,043	1,29	2,71	49,46	3,25	0,055
7	Боксит каолинит-бемитовый аргиллитовидный	3,30	76,08	3,06	0,043	1,08	2,96	50,65	1,42	0,058
8	То же	3,12	68,56	1,39	0,045	2,25	2,70	51,81	1,35	0,052
9	»	2,92	67,45	1,70	0,043	1,72	3,61	54,04	1,87	0,067
10	Среднее по бокситам	2,83	65,67	7,06	0,043	1,02	2,74	48,66	7,41	0,056
11	Глина гематит-бемит-каолинитовая	2,10	32,82	25,49	0,064	0,082	2,78	42,01	14,20	0,066
12	То же	1,25	22,60	43,09	0,052	0,029	2,17	32,40	18,81	0,067
13	Глина гематит-каолинитовая	2,29	35,47	7,01	0,065	0,330	2,17	32,56	11,88	0,066
	То же	1,46	22,49	41,98	0,065	0,034	2,24	33,00	14,61	0,067
	Среднее по глинам	1,77	28,34	29,39	0,062	0,119	2,34	34,99	14,90	0,066

исключено, что изоморфная примесь титана в бемите—одна из причин неполной «вскрываемости» бокситов Южного Тимана, установленная С. И. Бенеславским (1972).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ TiO_2 В БОБОВИНАХ И ЦЕМЕНТЕ БОКСИТОВ И ГЛИН

Бобовины наблюдаются среди всех литологических разновидностей пород бокситовой толщи Тимшерского района, но наиболее характерны для каменистых бокситов. Происхождение бобовин терригенное и аутигенное (Беляев, 1970). Первые встречаются очень редко, вторые часто составляют 40—60% объема породы. Основные минералы бобовин (бемит, каолинит, окислы, гидроокислы и сульфиды железа) те же, что и в цементе.

Как видно из табл. 3, в бобовинах из бокситистых и каолинитовых глин содержания TiO_2 , как правило, ниже, чем в цементирующей массе, а в бобовинах из бокситов, наоборот, выше. Содержания TiO_2 изменяются в бобовинах в цементе пропорционально содержанию Al_2O_3 , о чем свидетельствуют близкие величины $TiO_2:Al_2O_3$. В аутигенных бобовинах бокситов эта величина постоянная и ниже, чем в цементе. Очевидно, в процессе образования бобовин происходило отделение алюминия от «механического» титана окружающей массы.

Величины титанового модуля в бобовинах красных и серых бокситов, формировавшихся в разных окислительно-восстановительных условиях, близки. Это указывает на то, что перераспределение титана и алюминия при диагенезе происходило в основном совместно, независимо от величины окислительно-восстановительного потенциала.

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТИТАНА В БОКСИТАХ

Из вторичных процессов в бокситах Южного Тимана широко развиты обеление и каолинизация, существенно влияющие на состав и качество руд. Для количественной оценки вторичных изменений изучались белые и красные участки из одного штуфа пятнистых бокситов, а также образцы из средней неизменной и верхней каолинизированной зон залежей. Сравнительно хорошая сохранность первичной бобово-обломочной структуры в измененных участках позволила нам для оценки миграции элементов воспользоваться вслед за М. В. Пастуховой (1972) изоволюметрическим методом.

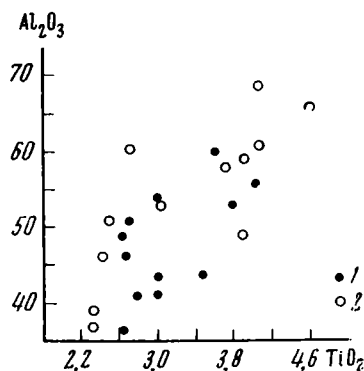
Из табл. 4 видно, что в процессе обеления выносилось 35—98% железа от его содержания в красном боксите. Алюминий, кремний и титан при обелении бокситов в одних случаях выносились, в других привносились. Титан и алюминий мигрировали в основном в пределах бокситовой толщи, уходя из одних участков и обогащая другие. Железо и кремний, кроме того, частично удалялись и за пределы залежей. В результате этого качество бокситов иногда довольно существенно повышалось. Процессы обеления с улучшением качества бокситов происходили, по всей вероятности, в диагенетическую стадию формирования бокситов (Беляев, 1972).

Каолинизация бокситов, также сопровождавшаяся выносом железа, происходила в эпигенетическую стадию преимущественно под воздействием нисходящих вод, содержавших растворенный кремнезем и органические вещества. Поэтому разубоживание боксита каолинитом наблюдается в основном в верхней части залежей, где порода нередко состоит из почти чистого каолинита. Эпигенетическая каолинизация (табл. 4) сопровождалась выносом железа (11—89%), алюминия (1—15%) и титана (11—23%). При каолинизации бокситов титан, как правило, был несколько подвижнее алюминия.

Таким образом, вторичные процессы оказывали некоторое влияние на первичные соотношения титана и алюминия. В целом это, однако, почти не сказывалось на характере титанового модуля в бокситах (фиг. 2). О том же свидетельствуют близкие значения коэффициентов корреляции TiO_2 и Al_2O_3 в серых и красных бемитовых бокситах, равные соответственно (по 30 пробам) +0,65 и +0,46.

О ХАРАКТЕРЕ ТИТАНОВОГО МОДУЛЯ В БОКСИТАХ

Н. М. Страхов (1963) различает в бокситах два типа титанового модуля: упорядоченный и пестрый. Упорядоченный модуль, по представлениям ряда исследователей (Страхов, 1963; Бушинский, 1963; Лисицына, Пастухова, 1963, и др.), наследуется от кор выветривания и сохраняется в бокситах только механически-осадочного происхождения. Согласно Г. И. Бушинскому (1963, 1971), отклонения от упорядоченного типа наблюдаются в случае высокого содержания титана в материнских для бокситов породах, при механической концентрации минералов титана в процессе их переноса вместе с зернами боксита, при химическом выносе или привносе алюминия либо при выносе титана в процессе обеления бокситов.



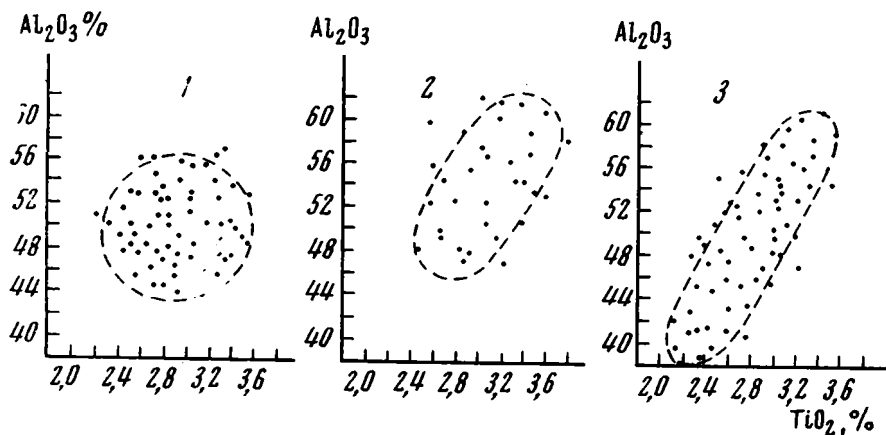
Фиг. 2. Соотношения TiO_2 и Al_2O_3 в разностях бокситов
1 — неизменных; 2 — обеленных и каолинизированных

Таблица 4

Распределение TiO_2 и других компонентов в исходных и измененных бокситах

№ образца	Боксит	Объемный вес	Al_2O_3				SiO_2				Fe_2O_3 общ				TiO_2			
			I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
15	1	2,18	43,29	943,72			19,40	422,92			11,61	253,10			3,46	75,43		
	2	1,94	47,92	923,65	- 14,07	1,6	20,68	401,19	-21,73	5,2	2,42	46,95	-206,15	81	3,90	75,66	+ 0,23	0,3
16	1	1,86	54,22	1008,49			12,92	240,31			3,38	62,87			3,00	55,80		
	2	1,47	60,53	839,79	-118,70	12	12,16	178,75	-61,56	26	1,01	14,85	- 48,02	76	2,70	39,63	-16,11	29
17	1	1,71	43,22	739,03			11,68	199,73			29,37	502,23			3,06	52,37		
	2	1,65	59,21	976,96	+237,90	32	14,72	242,88	+43,05	21	0,50	8,25	-493,98	98	3,96	65,34	+12,97	25
18	1	1,70	45,25	769,25			7,76	131,92			27,62	469,54			3,10	52,70		
	2	1,64	65,81	1079,28	+310,03	40	11,30	185,32	+53,04	40	0,62	10,17	-459,37	97	4,76	78,06	+25,36	48
19	1	1,70	59,98	1019,66			8,83	150,11			2,83	48,11			3,60	61,20		
	2	1,65	68,65	1132,72	+113,03	11	2,63	44,22	-105,83	71	0,42	11,83	- 36,23	75	4,06	66,99	+ 5,79	9,5
20	3	2,26	55,39	1251,81			16,90	368,42			8,41	190,07			4,06	91,75	-10,65	11
	4	2,18	56,80	1238,24	- 13,57	1,1	17,90	404,54	+36,12	9	5,69	124,04	- 66,03	35	3,72	81,10		
21	3	2,56	42,47	1037,23			12,45	318,72			14,24	364,54			2,76	70,66		
	4	2,51	38,76	922,68	-164,55	15	25,39	637,23	+318,57	100	12,96	325,30	- 31,24	11	2,35	58,98	-11,68	17
22	3	1,91	52,89	1010,20			17,32	330,81			11,85	226,33			3,78	72,20		
	4	1,84	53,05	976,12	- 34,08	3,4	21,04	337,14	+56,33	17	1,24	22,82	-203,51	89	3,00	55,20	-17,00	23
23	3	2,27	51,27	1163,83			19,05	432,43			3,20	72,64			2,68	60,84		
	4	2,19	46,28	1013,53	-150,30	13	31,71	694,45	+262,02	61	1,23	28,03	- 44,61	61	2,38	52,12	- 8,76	14
24	3	2,40	41,33	991,92			20,74	497,76			21,77	534,48			3,00	72,00		
	4	2,39	33,93	930,43	- 61,49	6,2	30,24	722,77	+225,01	45	11,76	281,06	-313,42	53	2,34	55,97	-16,03	22
25	3	1,90	48,02	912,38			4,48	85,12			23,80	547,20			2,60	49,40		
	4	1,70	51,01	867,17	- 45,21	5	13,76	233,92	+148,80	175	14,88	252,96	-294,24	54	2,50	42,50	- 6,90	14

Примечание. 1—красный; 2—белый; 3—первичный; 4—каолинизованный; содержание: I—вес, %, II— mg/cm^2 ; III—разность, mg/cm^2 ; IV—вынос, привнос, %



Фиг. 3. Соотношения TiO_2 и Al_2O_3 в бокситах месторождений Южного Тимана

1 — в гиббситовых Верхне-Ухтинского; 2 — в бемит-гиббситовых Ваповского; 3 — в бемитовых Северного

По данным других исследователей (Тюрин, 1963; Кривцов, 1968), среди осадочных бокситов наиболее распространен пестрый титановый модуль, который объясняется индивидуальными путями миграции в растворах алюминия и титана. По мнению В. Н. Григорьева (1963), упорядоченный титановый модуль свойствен лишь бокситам хемогенно-осадочного происхождения.

Таким образом, в настоящее время относительно характера титанового модуля в бокситах нет единого мнения. Различны и его генетические интерпретации.

Для определения характера зависимости между TiO_2 и Al_2O_3 в бокситах Южного Тимана нами построены графики для трех месторождений бокситов различного минерального состава (фиг. 3). Эти графики свидетельствуют о наличии двух типов соотношений TiO_2 и Al_2O_3 : пестрого и упорядоченного. Пестрый характерен для гиббситовых бокситов Верхне-Ухтинского месторождения, упорядоченный — для бемитовых бокситов Северного месторождения. В бемит-гиббситовых бокситах Ваповского месторождения титановый модуль имеет промежуточный характер. При переходе от гиббситовых бокситов к смешанным гиббсит-бемитовым и далее к бемитовым коэффициент корреляции между TiO_2 и Al_2O_3 увеличивается от близкого к 0 ($R = -0,04$) до значимого положительного ($R = +0,65$). Из сказанного видно, что характер титанового модуля зависит от минералогического состава бокситов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный фактический материал позволяет высказать некоторые соображения относительно поведения титана на различных стадиях формирования бокситов.

Согласно представлениям большинства исследователей, накопление Al_2O_3 для южнотиманских бокситов первоначально происходило в коре выветривания глинисто-карбонатных пород верхнего девона. Судя по первичному составу бокситов, кора выветривания в минералогическом отношении не была однотипной: в Тимшерском районе (Северное месторождение) — преимущественно гематит-каолинит-бемитовой, Кедвинском — гематит-каолинит-бемит-гиббситовой (Ваповское месторождение) и гематит-каолинит-гиббситовой (Верхне-Ухтинское месторождение).

Титан при формировании гиббситоносных и бемитоносных кор выветривания, вероятно, вел себя по-разному. При образовании гиббсита ти-

тан, изоморфно входивший в алюмосиликаты, в том числе и каолинит, в силу ограниченной изоморфной емкости гиббсита в основном кристаллизвался в виде рутила и анатаза. В этом случае связь титана и алюминия в верхней бокситовой зоне коры выветривания была преимущественно парагенетической.

При образовании бемита титан главным образом захватывался этим минералом в момент его кристаллизации. Соответственно кристаллохимическая связь титана и алюминия в бокситовой зоне коры наследовалась от исходных алюмосиликатных минералов.

По-видимому, неодинаковые физико-химические условия выветривания обуславливали различный минералогический состав конечных продуктов и вместе с тем создавали определенные соотношения между собственно минеральной и изоморфной формами титана в верхней зоне коры выветривания.

Отсюда следует, что при размыве бемитоносных кор выветривания, где титановых минералов было очень мало, титановый модуль бокситов оставался упорядоченным. Отклонения от упорядоченного модуля могли возникать лишь в случае высоких содержаний самостоятельных титановых минералов в материнских для бокситов породах. При размыве гиббситоносной коры выветривания, где преобладала собственная минеральная форма титана, титановые минералы распределялись в осадке неравномерно, а титановый модуль претерпевал существенные изменения. Таким образом, в первоначально гиббситовых осадочных бокситах упорядоченный титановый модуль — явление скорее случайное, чем закономерное. Этим объясняется причина неоднородности южнотиманских бокситов по характеру титанового модуля. Отсюда очевидна и несостоятельность взглядов на южнотиманские бокситы как на химические осадки.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев В. В. О составе и строении бобовин в связи с генезисом южнотиманских бокситов.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Беляев В. В., Закруткин В. Е. Строение, состав и особенности формирования бокситовых месторождений Южного Тимана.— В сб.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971.
- Беляев В. В. Некоторые особенности состава и строения бокситовых пород Южного Тимана в связи с условиями их образования. Тр. VII геол. конф. Коми АССР, т. 3. Сыктывкар, 1972.
- Бенеславский С. И. Минералогия бокситов (критерий оценки качества и технологические свойства бокситовых руд по их вещественному составу). М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Бенеславский С. И. Некоторые особенности вещественного состава бокситов Южного Тимана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3.
- Брадинская Е. М. Руды алюминия.— В кн.: Минералогическое исследование руд цветных и редких металлов. М., Госгортехиздат, 1960.
- Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Григорьев В. Н. Характер соотношения двуокиси титана и глинозема в породах некоторых бокситовых месторождений СССР.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение, ч. 1. Л., «Недра», 1968.
- Лебедев В. И. Орбитальные размеры атомов — новая система радиусов и закономерности, определяющие межатомные расстояния и изоморфизм — Вестн. Ленингр. ун-та, 1967, № 6.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Соотношения двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах обломочного типа.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Пастухова М. В. О влиянии вторичных процессов на литологический и химический состав бокситов.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Семенов Е. И. Изоморфизм и эндокрипция редких земель.— Геохимия, 1957, № 7.
- Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Тюрин Б. А. Геохимические особенности распределения титана в бокситах и глинах Амангельдинского бокситорудного района и их генезис.— В сб.: Кора выветривания, 1963, вып. 6.

УДК 552.57/551.251/551.243.1 (477.6)

О ВЛИЯНИИ РАЗРЫВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ НА МЕТАМОРФИЗМ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ ДОНБАССА

В. Н. НАГОРНЫЙ, Ю. Н. НАГОРНЫЙ

На основании новых данных глубокого бурения произведен анализ изменения метаморфизма углей на разноименных крыльях всех крупных надвигов. Степень изменения метаморфизма углей на смещенных крыльях зависит от времени образования разрыва. Постседиментационные дизъюнктивы характеризуются практически одинаковым метаморфизмом углей в поднятых и опущенных крыльях. Значительное локальное изменение метаморфизма углей наблюдается лишь на участках конседиментационных разрывов, отличавшихся наличием существенного различия в гипсометрическом положении одноименных угольных пластов еще до инверсии геотектонического режима. Величина изменения метаморфизма углей на крыльях конседиментационных дизъюнктивов обусловлена их доинверсионными амплитудами смещения, а характер — особенностями тектонического развития дислокаций во время инверсии геотектонического режима. При обращенном наследовании относительного знака вертикальных перемещений более метаморфизованы угольные пласты в поднятых крыльях разрывов.

По мнению большинства исследователей (Погребницкий, 1933; Жемчужников, 1948; Широков, 1948; Аммосов, 1954; Скок, 1963 и др.), ведущая роль в процессе изменения углей Донецкого бассейна принадлежит региональному метаморфизму, связанному с погружением угленосной толщи в зоны высоких температур и давлений. При этом предполагается, что основные процессы метаморфизма углей закончились к началу инверсии геотектонического режима в бассейне при максимальных значениях температур, соответствующих наибольшим глубинам опускания угольных пластов. Тектоническим процессам отводится чисто механическая роль, выражающаяся в перемещении уже сформировавшихся групп метаморфизма углей складчатыми и разрывными движениями.

М. Л. Левенштейн (1963), основываясь на концентрации проявления в бассейне значительных постинверсионных процессов метаморфизма углей, почти равных доинверсионным по своему общему результату воздействия на угольное вещество, допускает, что степень метаморфизма одноименного угольного пласта в опущенном крыле разрывного нарушения должна быть выше, чем в приподнятом. Он рассмотрел четыре дизъюнктива, из которых только один (Калининский надвиг) в некоторой степени подтвердил это предположение. Криворожско-Павловский сброс не может служить убедительным примером влияния постинверсионных процессов на метаморфизм угольных пластов, так как он конседиментационный (Левенштейн, Лифшиц, 1959; Ткаченко, 1969). В лежащем его крыле повышенный метаморфизм углей обусловлен более глубоким их погружением в период седиментации (Ткаченко, 1969). Таким образом, вопрос о характере влияния разрывных дислокаций на метаморфизм углей к настоящему времени однозначно не решен.

Большой объем глубокого бурения последних лет позволяет подойти вплотную к решению данной задачи. Для этого мы детально проанализировали изменения метаморфизма углей на смещенных крыльях всех разведанных надвигов с вертикальными амплитудами смещения свыше 100 м для Украинской части Донбасса. Используются методы: статистическая обработка данных о выходе летучих веществ углей на смещенных крыльях надвигов; построение геолого-углехимических разрезов по профилям, ориентированным вкост простиранию разрывов; определение положения линий равного метаморфизма углей в плоскости отдельных угольных пластов на различных крыльях дизъюнктивов.

Исследовано 33 надвига; из них 25 разрывов изучено первым методом, 10 — вторым, 4 — третьим. Анализ некоторых надвигов осуществлен двумя методами: Первомайский, Французский, Чехировский, Самсоновский и Алмазный надвиги — первым и вторым, Главный Краснодонский — вторым и третьим. Показателем степени метаморфизма углей исследуемых марок (Г, Ж, К, ОС, Т) в соответствии с существующими рекомендациями (Левенштейн и др., 1967) принят выход летучих веществ на горючую массу (V^r); в длиннопламенных и слабометаморфизованных углях марки Г (группа G_a) изучалась их аналитическая (лабораторная) влажность (W^a). Величины этих показателей обратны степени метаморфизма; их уменьшение указывает на увеличение метаморфизма углей. Марки и группы углей Донбасса приняты согласно ГОСТу 8180-59.

Из 25 надвигов, изученных первым методом, 20 характеризуются пониженным выходом летучих веществ, а следовательно, и более высокой степенью метаморфизма углей поднятого крыла (таблица). У пяти дизъюнктивов несколько более метаморфизованы угольные пласты опущенного крыла. Среднее отклонение выхода летучих веществ в угольных пластах, расположенных на смещенных крыльях отдельных разрывов, отнесенное к 100 м вертикальной амплитуды, — 0,01—1,68%. При разнице в выходе летучих веществ на разноименных крыльях надвигов до 0,02% на 100 м амплитуды разрыва угольные пласты можно считать равнометаморфизованными.

Следовательно, степень метаморфизма одноименных угольных пластов на смещенных крыльях примерно одинаковая у 14 и более высокая в поднятых крыльях у 11 надвигов.

Разрывы с более метаморфизованными углями в опущенных крыльях практически отсутствуют. Разница в выходе летучих веществ на разноименных крыльях дизъюнктивов, составляющая на каждые 100 м вертикальной амплитуды смещение порядка 0,50% и более, отмечена только по трем надвигам: Ильичевскому (0,72%), Чехировскому (0,48%) и Продольному II (1,68%). Из 233 пересечений одноименных угольных пластов на смещенных крыльях разрывов в 150 угли характеризуются пониженным выходом летучих веществ в поднятых крыльях и только в 83 отмечена обратная картина.

У надвигов, отличающихся практически одинаковой степенью метаморфизма углей в разноименных крыльях, количество подсечений с повышенным метаморфизмом угольных пластов в лежащих и висячих крыльях примерно одинаковое. Разница в выходе летучих веществ одноименных угольных пластов на смещенных крыльях этих дизъюнктивов обусловлена некоторым различием в содержании золы, вещественно-петрографическом составе и степени восстановленности угольного вещества в точках переburки пласта скважинами. Так, Первомайский надвиг, имеющий вертикальную амплитуду смещения 204—416 м, довольно детально изучен на площади Пролетарского комплекса в Донецко-Макеевском угленосном районе. Из 10 двойных подсечений одноименных угольных пластов на различных крыльях этого разрыва более низкий выход летучих веществ зафиксирован в висячем крыле по шести пластопересечениям, а

Изменение выхода летучих веществ угольных пластов на разноименных крыльях надвигов

Надвиг	Марка угля	Вертикальная амплитуда смещения, от—до среднее	Количество двойных пересечений одноименных угольных пластов скважинами		Разница в VГ углей опущенных крыльев по отношению к поднятым, %	
			с пониженным VГ углей в опущенных крыльях разрывов	с пониженным VГ углей в поднятых крыльях разрывов	на всю амплитуду смещения	на 100 м амплитуды смещения
Центральный	Г, Ж	$\frac{233-320}{274}$	5	9	+0,50	+0,18
Селидовский	Г, Ж	$\frac{218-335}{295}$	6	14	+0,61	+0,20
Добропольский	Г, Ж	$\frac{72-208}{125}$	3	8	+0,12	+0,10
Самарский	Г	$\frac{146-270}{208}$	—	2	+0,75	+0,36
Мерцаловский	Г, Ж	$\frac{73-115}{100}$	2	1	—0,17	—0,17
Первомайский	ОС, Т	$\frac{204-416}{304}$	4	6	+0,21	+0,07
Мушкетовский	ОС, Т	$\frac{150-331}{300}$	4	2	—0,07	—0,02
Французский	К, ОС	$\frac{443-652}{520}$	3	4	+0,34	+0,07
Итальянский	Ж	$\frac{118-138}{128}$	—	2	+0,20	+0,17
Продольный	Т	$\frac{140-143}{142}$	1	1	—0,25	—0,18
Булавинский	А	$\frac{96-255}{200}$	—	3	+0,63	+0,32
Главный	Г, Ж	$\frac{71-83}{79}$	2	1	+0,37	+0,47
Селезневский	ОС, Т	$\frac{57-190}{104}$	2	5	+0,44	+0,42
Продольный II	Т	$\frac{83-157}{119}$	—	4	+2,00	+1,68
Ильичевский	К	$\frac{70-180}{139}$	—	5	+1,04	+0,72
Главный Ирминский	Г, Ж, К.	$\frac{127-366}{226}$	11	21	+0,68	+0,30
Калининский	К	$\frac{100-179}{144}$	6	4	—0,17	—0,12
Алмазный	Ж	$\frac{100-175}{143}$	1	4	+0,50	+0,35
Чехировский	Г	$\frac{535-541}{538}$	—	3	+2,60	+0,48
Диагональный	Г	$\frac{146-257}{220}$	5	3	+0,04	+0,02
Лотиковский	Г	$\frac{105-495}{388}$	1	3	—0,32	—0,08
Северная ветвь Алмазного	Г	$\frac{80-300}{160}$	1	4	+0,04	+0,03
Самсоновский	Г, Ж	$\frac{170-736}{361}$	14	32	+0,82	+0,25

Надвиг	Марка углей	Вертикальная амплитуда смещения, от—до среднее	Количество двойных пересечений одноименных угольных пластов скважинами		Разница в V^{Γ} углей опущенных крыльев по отношению к поднятым, %	
			с пониженным V^{Γ} углей в опущенных крыльях разрывов	с пониженным V^{Γ} углей в поднятых крыльях разрывов	на всю амплитуду смещения	на 100 м амплитуды смещения
Дуванный	Г, Ж, К	$\frac{43-156}{104}$	8	7	+0,15	+0,14
Урало-Кавказский	Ж, К	$\frac{122-183}{143}$	4	2	+0,02	+0,01
Итого			83	150		

Марки углей согласно ГОСТу 8180-59: Г—газовые, Ж—жирные, К—коксовые, ОС—отощенные спекающиеся, Т—тощие, ПА—полуантрациты, А—антрациты.

в лежачем по четырем. В изменении степени метаморфизма углей на смещенных крыльях надвига не наблюдается какой-либо закономерности.

Метаморфизм углей на смещенных крыльях Французского надвига изучен на площади того же Пролетарского комплекса, где из семи двойных подсечений одноименных угольных пластов более высокая степень метаморфизма углей висячего крыла отмечена по четырем пластопересечениям, а лежачего—по трем. Принадлежность углей к группам К и ОС, характеризующимся максимальным градиентом метаморфизма (Скок, 1963; Левенштейн, 1963), большая амплитуда надвига исключают всякие сомнения относительно случайного характера изменения выхода летучих веществ в углях на разноименных крыльях Французского надвига.

У надвигов, характеризующихся изменением выхода летучих веществ на 100 м вертикальной амплитуды порядка 0,2—0,7%, различная степень метаморфизма углей на смещенных крыльях обусловлена наличием горизонтальной составляющей их перемещения, не совпадающей по направлению с простираемостью линий изометаморфизма. Так, по Селидовскому надвигу, развитому в Красноармейском угленосном районе, одноименные угольные пласты поднятого крыла отличаются более низким выходом летучих веществ. Средняя разница в выходе летучих веществ углей поднятого и опущенного крыльев составляет 0,61%. Из 20 двойных подсечений угольных пластов на смещенных крыльях этого разрыва повышенная степень метаморфизма углей висячего крыла отмечена по 14 пластопересечениям, т. е. характер изменения метаморфизма угольных пластов на разноименных крыльях дизъюнктива фиксируется вполне отчетливо. Направление относительного перемещения крыльев надвига северо-западное, по азимуту 330°; простираемостью линий изометаморфизма то же, по азимуту 340—350°. Направление максимального увеличения степени метаморфизма углей на площади района северо-восточное. В результате такого взаимного расположения направлений смещения блоков разрыва и линий равного метаморфизма более метаморфизованные угли поднятого крыла оказались надвинутыми не менее метаморфизованные.

Все рассмотренные выше надвиги отличаются отсутствием заметного изменения мощностей осадков карбона на смещенных крыльях, что указывает на постседиментационное их образование.

Заслуживает особого внимания закономерность изменения метаморфизма углей на смещенных крыльях Самсоновского надвига в Краснодонском угленосном районе. Всего по этому дизъюнктиву получено 47

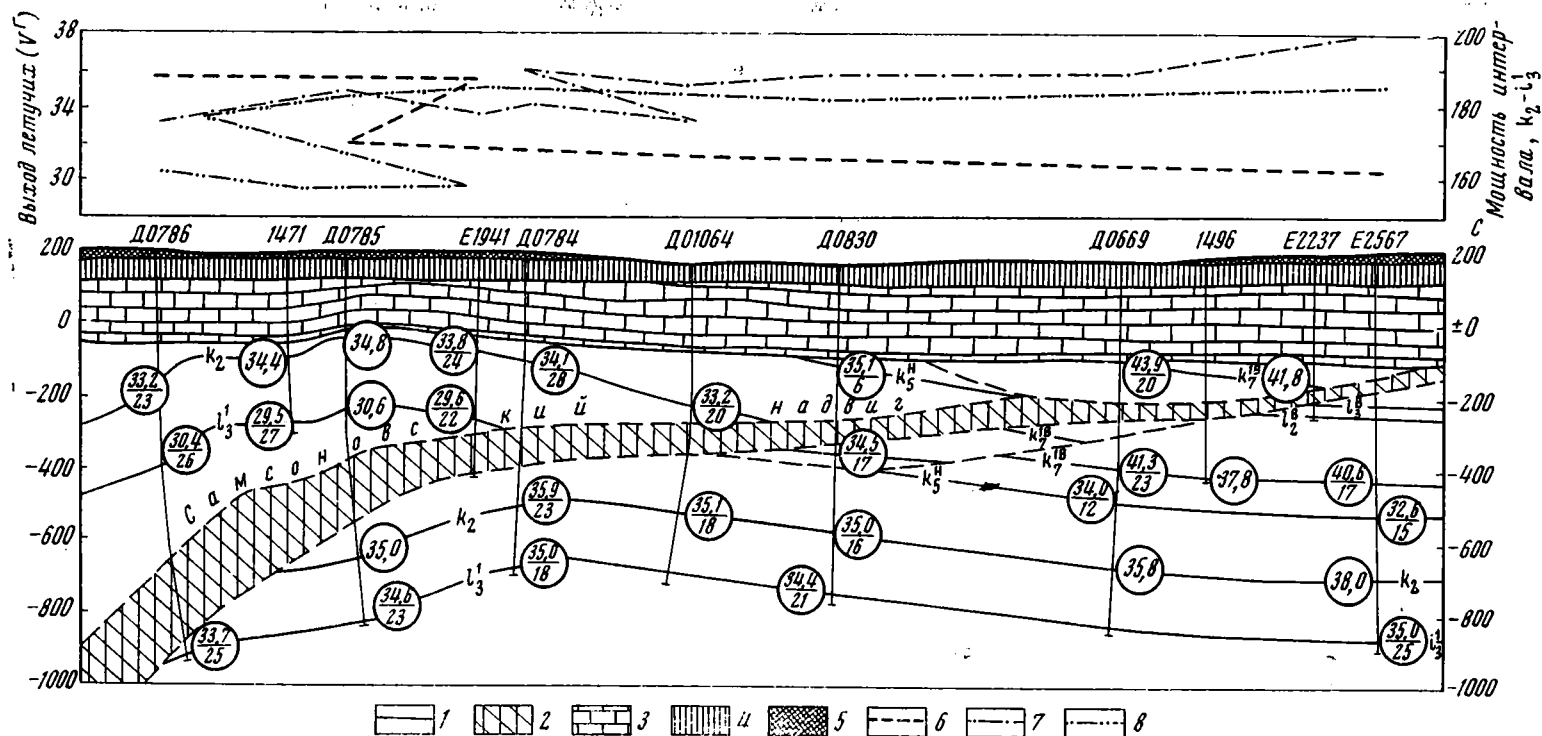
двойных подсечений одноименных угольных пластов на смещенных его крыльях. Подавляющим большинством перебурок зафиксирован более низкий выход летучих веществ углей поднятого крыла. Пониженный выход летучих веществ в угольных пластах опущенного крыла отмечен лишь по 14 точкам. При детальном анализе оказалось, что разница в метаморфизме угольных пластов на разноименных крыльях этого надвига увеличивается в стратиграфическом направлении от вышележащих пластов к нижележащим. Так, по пласту k_5^u отмечен примерно одинаковый выход летучих веществ углей в поднятом и опущенном крыльях. Для пласта k_2 разница в выходе летучих веществ составила уже $+0,53\%$, а для пласта i_3^1 — $+1,61\%$.

С целью выяснения причин указанной закономерности авторы составили по четырем профилям, ориентированным вкрест простиранию надвига, геолого-углехимические разрезы (фиг. 1) с нанесением кривых изменения выхода летучих веществ пластов k_2 и i_3^1 , а также мощности отложений стратиграфического интервала k_5^u — i_3^1 . Все разрезы свидетельствуют о том, что резкое повышение метаморфизма угольных пластов всяческого крыла Самсоновского надвига наблюдается только на стратиграфически глубоких горизонтах, где он характеризуется крутым падением плоскости сместителя (30 — 60°), значительным двугранным углом, заключенным между плоскостями сместителя и напластования осадков (30 — 55°), большой мощностью нарушенных пород (до 200 м). Пласты k_5^u и k_5^a разорваны дизъюнктивом, отличающимся пологим падением сбрасывателя, малым двугранным углом и небольшой мощностью нарушенных пород сместителя.

Анализ изменения мощности осадков карбона в зоне надвига показал, что участки, характеризующиеся резким повышением степени метаморфизма углей всяческого крыла, отличаются и соответствующим изменением мощности отложений на смещенных крыльях надвига. Так, мощность пород, заключенных между угольными пластами k_2 и i_3^1 , увеличивается на всячем крыле разрыва со 170 до 188 м, т. е. на 10% . Мощность отложений стратиграфического интервала k_5^u — k_5^a в зоне Самсоновского надвига практически не изменяется. Следовательно, во время накопления свиты c_2^4 и низов свиты c_2^5 на участке крутого падения плоскости Самсоновского надвига развивался сброс (или флексура) с опущенным южным крылом. Судя по разнице в выходе летучих веществ углей пластов k_2 и i_3^1 на смещенных крыльях надвига, амплитуда этого нарушения в осадках свиты c_2^4 — c_2^5 составляла порядка 100 — 200 м и являлась отражением в осадочном чехле неравномерного опускания отдельных блоков кристаллического фундамента.

В период инверсии геотектонического режима в бассейне по шву конседиментационного сброса образовался взброс как результат более интенсивного подъема южного блока консолидированного основания. Поскольку амплитуда взбросовых движений по плоскости Самсоновского надвига была в 2 — 3 раза больше, чем сбросовых, в период инверсии бассейна дизъюнктив развивался по простиранию и восстанию сместителя, но уже не в виде взбросовой структуры, а типичным надвигом с пологим сместителем, характеризующимся незначительным двугранным углом (до 30°) и небольшой мощностью нарушенных пород.

При помощи геолого-углехимических разрезов произведен анализ изменения метаморфизма углей на смещенных крыльях остальных крупнейших надвигов на Украинской части Донбасса с вертикальными амплитудами смещения от нескольких сотен до 1500 м. По разрывам северной окраины Донбасса (Северодонецкому, Чехировскому, Алмазному, Каменскому, Главному Краснодонскому, Марьевскому, Глубокинскому) геолого-углехимическими разрезами и другими методами анализа четко фиксируется более высокий метаморфизм угольных пластов (на 3 — 7% V^r и 2 — 3% W^a) на южных поднятых крыльях указанных дизъюнктивов. Мак-



Фиг. 1. Изменение метаморфизма углей и мощности осадков карбона в зоне Самсоновского надвига
 1 — угольные пласты; 2 — разрывные нарушения; отложения: 3 — мела, 4 — палеогена; 5 — четвертичные;
 6 — кривая изменения мощности осадков интервала $i_3' - k_2, m$; 7 — кривая изменения выхода летучих веществ
 в пласте k_2 ; 8 — дробь в кружках: данные технического анализа углей (в числителе — выход летучих веществ
 в %, в знаменателе — толщина пластического слоя в м)

симальная разница в выходе летучих веществ одноименных угольных пластов на смещенных крыльях разрывных дислокаций наблюдается на площадях развития коксующихся углей. Скачкообразное увеличение степени метаморфизма углей на висячих крыльях разрывов сопровождается соответствующим увеличением мощности отложений карбона на 10—15%.

Наиболее четко эти изменения происходят в зонах самых северных региональных структур, кулисообразно сменяющих друг друга вдоль северной границы складчатого Донбасса (Северодонецкий, Глубокинский и др.). Разница в мощностях отдельных свит среднего карбона на разноименных крыльях этих разрывов достигает 25—29%. Кроме того, рассматриваемые дизъюнктивы отличаются большими двугранными углами, крутым падением сместителей и значительной мощностью нарушенных пород.

Приведенная характеристика региональных разрывов северной части бассейна свидетельствует о том, что они являются дислокациями взбросового типа, возникшими подобно Самсоновскому надвигу в результате обращенного наследования конседиментационных карбоновых сбросов.

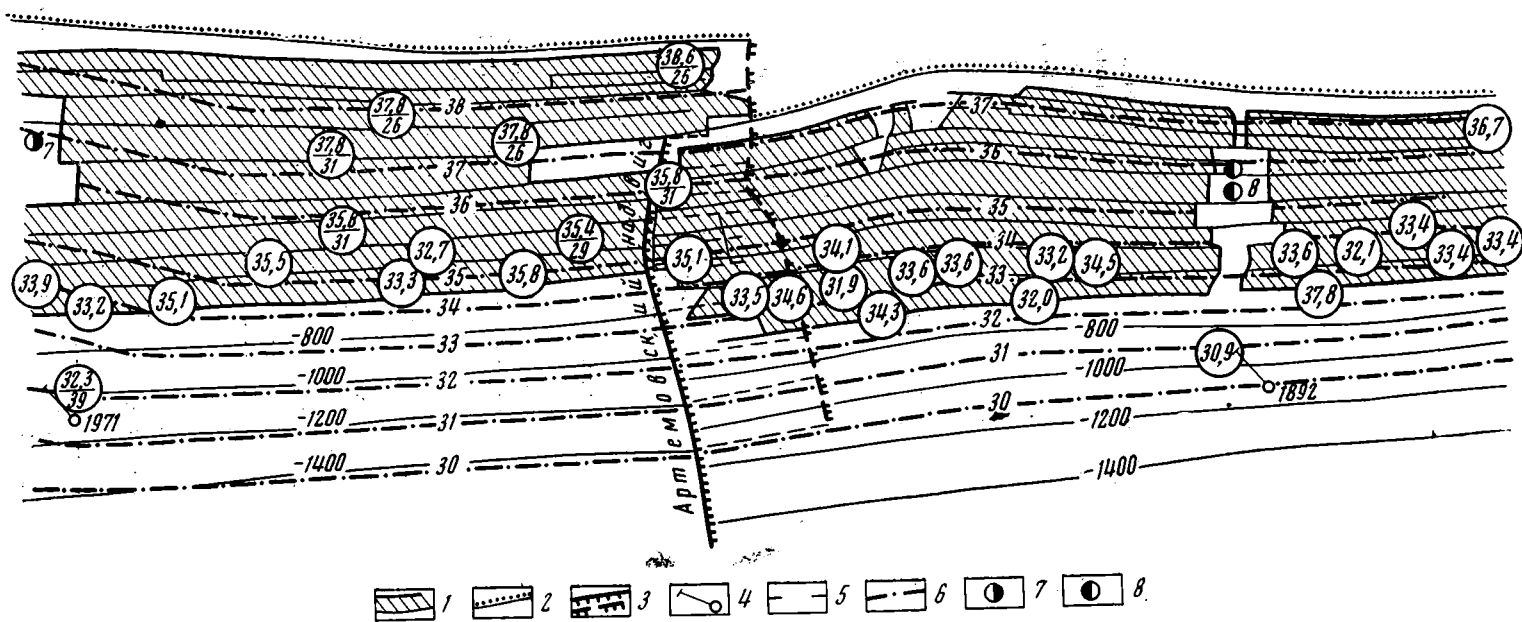
Характер изменения метаморфизма углей в зонах разрывных дислокаций методом построения линий равного метаморфизма в плоскости отдельных угольных пластов определен по Артемовскому надвигу (фиг. 2) на южном крыле Горловской антиклинали (Центральный угленосный район). Поскольку направление относительного перемещения крыльев разрыва совпадает с простиранием изволей (линий, соединяющих в угольном пласте точки с одинаковым выходом летучих веществ), степень метаморфизма угольных пластов на разноименных крыльях Артемовского надвига по вертикали практически одинаковая. На одном и том же гипсометрическом горизонте более метаморфизованы угли поднятого крыла, что обусловлено смещением изогипсометрических точек угольного пласта в южном направлении, соответствующем направлению максимального увеличения степени метаморфизма на этой площади бассейна. Такая же закономерность изменения метаморфизма углей наблюдается и в зоне Горловского надвига. В связи с огромной вертикальной амплитудой смещения (порядка 700—1000 м) это изменение выражено более контрастно, особенно в горизонтальном направлении (например, по квершлагу).

ВЫВОДЫ

1. Подавляющее большинство надвигов Донбасса возникло после накопления осадков. На различных крыльях этих разрывов одноименные угольные пласты имеют практически одинаковую степень метаморфизма. Даже при сравнительно больших амплитудах горизонтального смещения (1,0—1,5 км) разница в выходе летучих веществ на разноименных крыльях надвигов не превышает, как правило, 0,5—0,7%.

2. Значительное локальное изменение степени метаморфизма углей наблюдается лишь на участках распространения конседиментационных разрывов, отличавшихся наличием существенной разницы в гипсометрическом положении одноименных угольных пластов еще до инверсии геотектонического режима. Это и обусловило различные термодинамические условия метаморфизации углей на смещенных крыльях формировавшихся разрывов.

3. Величина изменения степени метаморфизма углей на крыльях конседиментационных дизъюнктивов обусловлена их доинверсионными амплитудами смещения. Характер этого изменения определяется особенностями тектонического развития дислокаций во время инверсии геотектонического режима. При обращенном наследовании относительного знака вертикальных перемещений более метаморфизованы угольные пласты в поднятых крыльях разрывов.



Фиг. 2. План-схема изоголей пласта I₅ в зоне Артемовского надвига
 1 — горные выработки; 2 — выход угольного пласта; 3 — пересечение пласта I₅ с Артемовским надвигом (сплошной линией — висячем крыле, штриховой — в лежачем); 4 — разведочные скважины; 5 — изогипсы, м, 6 — изоголи, %; шахты: 7 — им. Дзержинского, 8 — им. Артема; дробь в кружках — см. условные обозначения фиг. 1

4. Заметное влияние на метаморфизм углей постинверсионных его процессов не установлено, что позволяет использовать закономерности изменения метаморфизма углей для изучения истории тектонического развития Донбасса.

ЛИТЕРАТУРА

- Аммосов И. И. Геологические факторы и свойства ископаемых углей. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. М., Углетехиздат, 1948.
- Левенштейн М. Л., Лившиц М. М. Закономерности изменения свойств углей в нижнем карбоне Донецкого бассейна (площадь Петропавловска — Кальмиус). — В кн.: Исследование и классификация углей. М., Углетехиздат, 1959.
- Левенштейн М. Л. О генетических закономерностях изменения качества углей в Донецком бассейне. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1, М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Левенштейн М. Л., Комогоров В. В., Гершаник П. Г. Сравнительная оценка физических и химических показателей метаморфизма, применяемых для геолого-углехимических построений. — Тез. докл. III Геол. совещ. по твердым горючим ископаемым. М., Изд-во МГ СССР и МУП СССР, 1967.
- Погребницкий Е. О. К вопросу о метаморфизме углей Донецкого бассейна. — Химия твердого топлива, 1933, т. IV, вып. 4.
- Скок В. И. Тектоника и глубинный метаморфизм угля в Кузнецком бассейне. — Сов. геология, 1963, № 5.
- Ткаченко В. Ф. К вопросу о метаморфизме углей Донецкого бассейна. — Геол. ж., 1969, № 6.
- Широков А. З. Причины метаморфизма углей Донбасса. — В кн.: Изв. Днепроп. горн. ин-та, 1948, т. 19.

Политехнический институт, МУП УССР
Донецк

Дата поступления
12.XI.1970

УДК 551.31/551.251 (575)

ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛУБОКОГО ЭПИГЕНЕЗА И МЕТАМОРФИЗМА В ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩЕ ПАЛЕОЗОЯ ФЕРГАНСКОГО ХРЕБТА

В. Н. ШВАНОВ, Э. А. ГОЙЛО, Л. П. СЕМЕНОВА

В северной части Ферганского хребта устанавливается разрез терригенных отложений среднего палеозоя, характеризующийся постепенной сменой зон вторичного преобразования пород от зоны глубокого катагенеза до метаморфизма фации зеленых сланцев. Переход между зонами сопровождается образованием вторичного альбита, кварца, магнезиальных хлоритов, гидрослюд поли типа $2M_1$ и перестройкой структур и текстур пород. В разрезе выделяются две наиболее резкие границы: одна отвечает минералогической, вторая — структурно-текстурной перестройке пород; последнюю авторы принимают за верхнюю границу метаморфизма.

В северной части Ферганского хребта, в верховьях р. Куровес, левом притоке р. Кара-Ункур, распространена толща метаморфических сланцев, выделенная под названием тогузбулакской свиты. В краевых ее частях, прилежащих к южному контакту, наблюдается падение степени метаморфизма и постепенный переход к нормально-осадочным песчано-аргиллитовым породам. Возраст неметаморфизованных пород определяется Т. Л. Додоновой, закартировавшей эти отложения, как верхнесилурийский, метаморфические сланцы тогузбулакской свиты тоже отнесены к силуру, но условно.

В меридиональном пересечении по правому борту р. Куровес удается наблюдать сплошной непрерывный разрез обеих толщ, не осложненный крупными перерывами или несогласиями, и проследить минералогические, структурные и текстурные изменения, сопровождающие переход осадочных пород в метаморфические. Наблюдения над расположением зон вторичного преобразования по отношению к стратиграфическим уровням разреза, с одной стороны, и по отношению к элементам тектонической структуры толщи — с другой, позволяют вместе с тем оценить природу изменений и отнести их к разряду специфического стрессового эпигенеза: метаморфизма, непосредственно связанного со складчатыми дислокациями в геосинклинальной области.

Тогузбулакская свита вместе с неметаморфизованными отложениями силура имеет мощность более 1500 м и образует крупную синклиналичную складку субширотного простирания. Ее северное крыло вблизи шарнира срезано разрывом, а южное представлено более полно, но с юга также ограничено разрывом (фиг. 1).

При полевом изучении в южном крыле синклинали от южного контакта к оси структуры, т. е. стратиграфически снизу вверх, в разрезе можно выделить пять пачек пород с довольно условными границами, сходных по первичному составу, но отличающихся степенью вторичных преобразований.

I. Нижняя пачка, контактирующая с разрывом, представлена темными филлитовидными глинистыми сланцами со слабым шелковистым блеском, усложняющимся к верхней части пачки. Эти сланцы переслаиваются с песчаниками и содержат единичные прослои кремней и темных известняков. Мощность 345 м.

II. Переслаивание филлитов и песчаников с редкими кремнистыми и известняковыми прослоями. Филлиты зеленовато-серые, параллельносланцеватые, в отдельных участках плейчатые с редкими выделениями хлорита и крупными желваковыми стяжениями молочно-белого кварца; песчаники сланцеватые, изредка плейчатые. Мощность 340 м.

III. Блестящие зелено-серые филлиты, переслаивающиеся с кварцитовидными песчаниками. Обе породы параллельносланцеватые или плейчатые, в отдельных участках узловатые, метаморфического облика, с крупными светлыми слюдястыми минералами, хлоритом и крупными выделениями белого кварца. Мощность 305 м.

IV. Метаморфические сланцы мелкокристаллические, блестящие, зеленые, плейчатые и узловатые, развивающиеся по песчаным и глинистым породам, с частой сегрегационной слоистостью. Имеется несколько пластов мраморизованных темных известняков. Мощность 330 м.

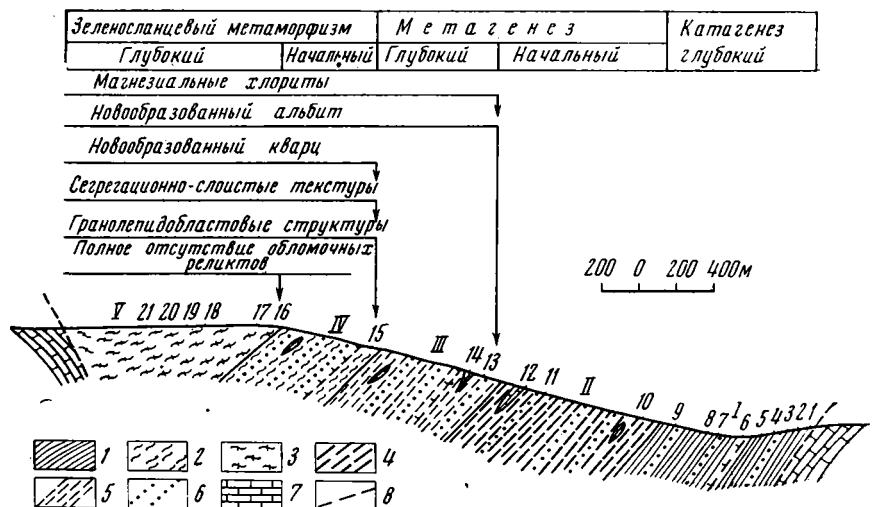
V. Метаморфические сланцы, сложенные крупнокристаллической светлой слюдой, ярко-зеленым хлоритом и молочно-белым кварцем с сегрегационной слоистостью, плейчатостью и узловатыми текстурами; слагают ядро синклинальной структуры. Мощность не менее 295 м.

Химические анализы песчаных и глинистых пород из разных частей разреза, относящихся к разным зонам вторичного преобразования, не обнаруживают сколько-нибудь значительных направленных изменений химического состава пород по разрезу (табл. 1). В песчаных и метапесчаных породах разница химического состава в образцах, отобранных из разных зон преобразования, соизмерима с теми различиями, которые наблюдаются внутри каждой из зон, состав первично-глинистых пород еще более однообразен, и отсутствие различий в составе отложений, принадлежащих разным стратиграфическим

Таблица 1

Химический состав глинистых и песчаных пород (в пересчете на бескарбонатную часть)

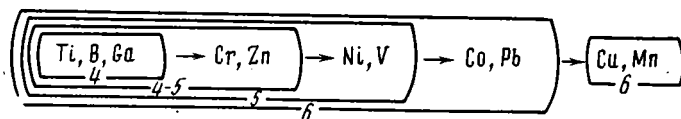
Типы пород	Зоны преобразования	№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	H ₂ O при t=105°C	Сумма
Глинистые	Катагенез	2	67,15	0,82	14,15	1,94	4,17	0,05	4,03	<0,10	1,39	3,76	0,23	2,16	0,10	100,05
		5	63,65	2,85	13,45	0,68	5,90	0,20	5,28	<0,10	1,44	3,73	0,12	2,37	0,05	99,82
	Зеленосланцевая	8	62,40	0,86	17,00	0,59	5,78	0,03	4,82	<0,10	2,36	3,56	0,22	2,41	0,03	100,15
		15	77,86	0,62	9,61	2,10	1,68	0,06	1,71	0,70	1,12	2,37	0,22	1,95	0,10	100,34
		16	67,24	0,65	16,54	0,40	5,72	0,02	3,21	1,54	2,46	3,03	0,50	3,74	0,12	100,17
Песчаные	Катагенез	18	67,60	0,45	15,30	0,97	5,26	0,07	2,72	<0,10	2,14	3,05	0,21	2,10	0,10	99,97
		20	72,10	0,23	13,40	0,23	3,80	0,02	3,29	<0,10	1,87	2,77	0,21	2,01	0,11	100,13
		1	54,00	0,58	11,80	1,07	5,62	0,08	9,58	15,30	3,43	1,46	0,26	2,44	0,14	99,71
		4	69,50	0,69	6,34	1,23	5,23	0,09	8,24	0,19	2,00	1,45	0,37	3,78	0,19	100,30
		7	69,80	0,84	8,30	1,04	4,63	0,12	8,82	0,17	2,03	1,61	0,29	2,20	0,07	100,55
	Метакатагенез	11	62,50	0,54	6,20	0,27	3,12	0,10	4,40	8,72	1,62	1,35	0,24	10,09	0,39	99,54
		14	63,70	0,63	15,75	0,25	6,48	0,08	2,92	1,33	3,87	2,14	0,25	2,56	0,04	99,99
	Зеленосланцевая	19	48,80	1,89	15,89	0,58	12,95	0,08	6,04	8,37	3,12	0,79	0,36	1,17	0,24	100,18



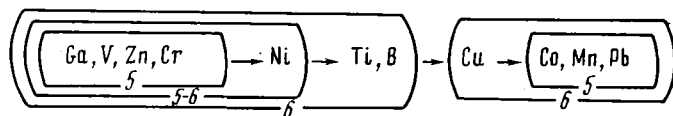
Фиг. 1. Геологический разрез терригенной толщи и зоны ее преобразования. Сланцы: 1 — филлитовидные глинистые, 2 — мелкокристаллические метаморфические, 3 — крупнокристаллические метаморфические, 4 — обычные, 5 — блестящие; 6 — песчаные породы разных зон преобразования; 7 — известняки; 8 — кремнистые породы; номера: римские цифры — пачек, арабские цифры — образцов глинистых пород, для которых произведены химические, рентгеноструктурные или термические анализы; стрелки — зоны максимального развития признаков, указанных на фигуре

уровням и разным зонам вторичного преобразования, проявляется еще отчетливее.

Для того чтобы проверить, действительно ли изученный разрез представляет собой единую по первичному составу толщу, из разных его частей были отобраны серии образцов для полук количественного спектрального анализа. По результатам определений с помощью ЭВМ устанавливались ассоциации элементов, отражающие их подвижность в процессе седиментации (Бурков, 1968). Анализ ассоциаций, произведенный Ю. К. Бурковым, показал существенное сходство всех частей изученного разреза независимо от степени их вторичного преобразования. Так, нижняя неметаморфизованная часть толщи (нижняя часть пачки I), относимая к силуру, характеризуется ассоциациями¹:



Верхняя часть толщи (пачка V), принадлежащая метаморфической тогузбулакской свите, характеризуется ассоциациями:



¹ Линиями объединены элементы, одинаково положительно связанные между собой; цифры обозначают порядок связи, стрелки указывают относительную подвижность элементов.

Наиболее существенное в обеих ассоциациях — сходное поведение подвижных в зоне гипергенеза элементов Cu, Co, Mn, Pb, смещенных вправо и отражающих тем самым значительное выветривание материнских пород при накоплении осадков, слагающих нижние и верхние части разреза.

Приведенные данные по составу породообразующих и малых элементов говорят о том, что весь изученный разрез — единая толща, сложенная породами одного и того же петрографо-минералогического типа, степень преобразования пород определялась только интенсивностью проявления внешних метаморфизирующих факторов, а не их исходным составом, и явления метакристаллизации и метаморфизма носили изохимический характер и не сопровождались привносом или выносом вещества.

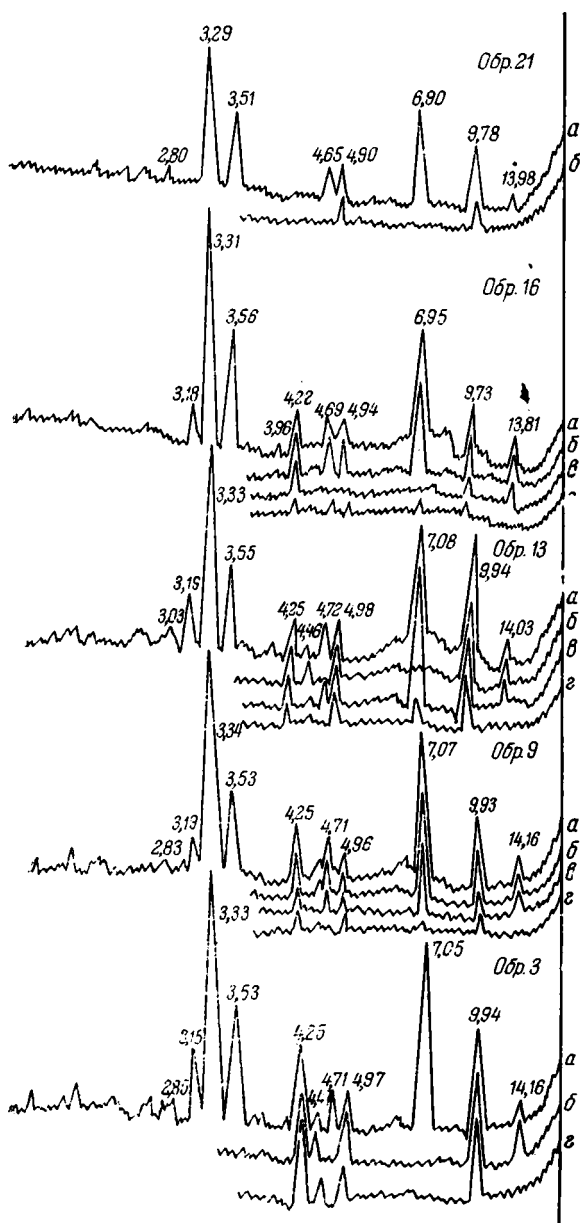
Судя по составу обломочных компонентов, наблюдаемых в нематоморфизованных разностях песчаников, и результатам химических анализов, изученные отложения близки к типу кварцевых аркозо-граувакк (Pettijohn, 1963). При этом нематоморфизованные разности глинистых сланцев сложены, если не считать карбонатной примеси, только из двух компонентов: гидрослюда и хлорита, а песчаные породы — из обломков кварца, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, а также зерен пелитоморфного вещества, полученного, видимо, в результате разрушения стекловатого вулканогенного материала. При метаморфизме в песчаных и глинистых породах происходит формирование крайне бедной минералогической ассоциации, представленной кварцем, альбитом, гидрослюдой и хлоритом с примесью карбонатов и органического вещества.

Единичные зерна новообразованного альбита встречаются уже в самой нижней I пачке филлитовидных глинистых сланцев в виде довольно крупных порфириобластов, в 5—8 раз превышающих по размеру самые крупные обломки кварца и пелитизированных и серицитизированных плагиоклазов также, видимо, обломочного происхождения. Развиваются такие кристаллы по глинистому цементу песчаников, обычно ориентированы по сланцеватости и содержат мелкие кристаллические включения карбонатов, слюды и хлорита, захваченные из цемента в процессе роста. Вверх по разрезу количество порфириобластов альбита, содержащих включения, растет. Одновременно появляются, все более увеличиваясь вверх по разрезу, чистые, незамутненные зерна альбита с лапчатыми контурами, приспособленными к промежуткам между обломочными зернами кварца. Полностью новообразованный альбит, чистый или с включениями слюды и хлорита, иногда мелкого кварца, получает массовое развитие в основании III пачки блестящих филлитов, вытесняя все другие разности плагиоклазов. Далее зерна альбита сохраняют тот же облик, увеличиваясь в размерах и обособляясь в сегрегационные выделения вместе с кварцем.

Зерна кварца в нижней I пачке имеют отчетливый обломочный облик, однако часто обладают неправильными контурами, связанными с растворением; в глинистых разностях песчаников наблюдаются выделения тонкокристаллического вторичного кварца. Вверх по разрезу происходит изменение зерен, вызванное прежде всего их растворением. Регенерация проявляется редко, а конфигурация контуров зависит в первую очередь от количества и состава цемента. В песчаниках с карбонатным цементом преобладает кварц с плавными контурами, при отсутствии цемента образуются микростилолитовые сочленения кварца с кварцем или альбитом, в породах с гидрослюдисто-хлоритовым цементом зерна кварца ориентированы по слоистости, и в направлении слоистости развиваются зубчатые контуры, переходящие в микрокристаллический агрегат кварца и слюдистых минералов. По мере усложнения контуров разграничение обломочного и вторичного кварца становится все более затруднительным. Преобразование кварца осуществляется постепенно и в це-

лом медленнее преобразования плагиоклазов, вследствие чего граница массового развития новообразованного кварца располагается ближе к оси структуры и выше по разрезу, чем граница для альбита — в основании пачки IV мелкочешуйчатых зеленых сланцев (фиг. 1). Однако даже здесь наблюдаются отдельные кварцевые обломки, исчезающие только в самом верху разреза при переходе к крупнокристаллическим метаморфическим сланцам пачки V.

Для определения состава гидрослюд и хлоритов производилось дифрактометрическое изучение



Фиг. 2. Дифрактограммы ориентированных образцов а — воздушно-сухих; б — прогретых при 600°С в течение 1 час; в — прогретых при 450°С в течение 0,5 час; г — обработанных теплым раствором слабokonцентрированной HCl (прибор ДРОН-1, CuK α -излучение)

фрактOMETрическое изучение фракции <0,001 мм образцов глинистых пород в естественном состоянии, обработанных HCl, а также нагретых до 450 и 650°С. Исследование показало, что все они представлены гидрослюдами и 14 Å-хлоритами с примесью кварца и карбонатов. Гидрослюды и хлориты характеризуются сериями рефлексов OOL с целочисленными значениями межплоскостных расстояний, что указывает на отсутствие в них какой-либо, смешанослойной фазы. Согласно величине $d_{000}=1,50$ Å и сильному рефлексу $d_{002}=5,0$, гидрослюды следует отнести к диоктаэдрическим представителям слоистых силикатов, а хлориты, имеющие $d_{000}=1,54$ Å, относятся к триоктаэдрическим образованиям (Рентгеновские..., 1965). Распределение интенсивностей по рефлексам HKL и OKL в гидрослюдах (табл. 2, фиг. 2) указывает на наличие в них двух политипных модификаций 1M и 2M $_1$; в хлоритах политипные модификации установить не удалось, возможно, из-за неупорядоченности их структур, приводящей к слабому проявлению диагностических рефлексов OKL и HKL.

Характеризуя изменения гидрослюд в разрезе, следует отметить некоторое сжатие межплоскост-

Таблица 2

Рентгеновая характеристика гидрослюд и хлоритов в воздушно-сухих неориентированных образцах

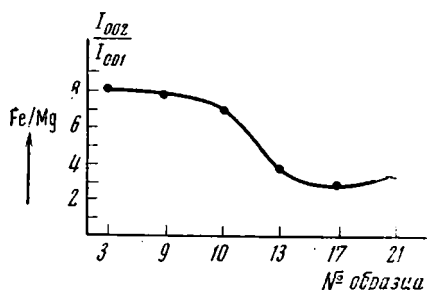
HKL				№ образца															
хлоритов	гидрослюд		кварца	3		6		9		10		12		19		17		21	
	1 M	2 M		I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
001				15	14,03	8	14,03	14	13,99	15	14,21	15	14,1	15	14,15	20	14,21	25	13,81
	001	002		45	10,01	35	9,83	38	10,03	48	10,02	40	9,94	60	9,84	49	9,88	100	9,78
002				75	7,03	40	7,03	72	7,03	56	7,13	68	6,95	52	6,97	63	7,00	100	7,00
	002	004		16	4,97	13	4,93	12	4,98	17	4,99	15	4,91	18	4,91	18	4,90	60	4,91
003				20	4,71	10	4,71	15	4,72	15	4,73	22	4,66	15	4,65	20	4,65	45	4,68
	020	110		2	4,45	4	4,46	3	4,49	5	4,48	3	4,43	2	4,41	1	4,42		—
	110	111																	
	111	111	100,	30	4,25	35	4,23	23	4,23	25	4,26	27	4,26	20	4,26	52	4,26	9	4,25
	112			5	4,02	3	4,00	5	4,04	5	4,04	3	3,99	5	3,99	5	3,99	2	4,02
	112			4	3,64	3	3,65	4	3,67	5	3,68	4	3,64	3	3,63	5	3,62	1	3,68
004				45	3,53	25	3,53	45	3,55	38	3,53	45	3,51	30	3,49	40	3,49	100	3,51
	003	003	101	100	3,34	100	3,34	100	3,35	100	3,36	100	3,31	100	3,30	100	3,30	100	3,31
		114		20	3,18	15	3,17	15	3,18	23	3,21	15	3,18	13	3,16	55	3,16	25	3,18
	113	025		1	2,96	13	3,01	1	2,93	5	3,00	5	3,02	15	2,93	3	2,95		—
131				8	2,53	5	2,56	3	2,56	5	2,58	2	2,58	2	2,58	2	2,58		—
202																			
	004	008		10	2,48	4	2,48	2	2,49	2	2,48		—		—		—		—
	202	202	110	10	2,45	12	2,45	8	2,45	10	2,46	12	2,45	3	2,47	15	2,44		—
	203	204	102	10	2,27	10	2,27	8	2,28	5	2,28	10	2,28	8	2,26	10	2,27		—
060			211	35	1,54	45	1,54	28	1,53	35	1,51	40	1,53	22	1,53	60	1,53	10	1,54
032	030	030			—	7	1,50	5	1,50	10	1,50	10	1,50	2	1,50	3	1,50	2	1,51
331																			

ного расстояния d_{001} гидрослюд с увеличением степени преобразования, свидетельствующее об уменьшении межслоевой воды. Кроме того, к верхам разреза намечается тенденция увеличения содержания политипа $2M_1$ вместо $1M$. Определенную границу в смене политипов и уменьшении гидратации провести трудно, так как переходы осуществляются постепенно.

Хлориты, также прослеживаемые по всему разрезу, характеризуются определенными изменениями интенсивностей рефлексов $00L$, что связано, судя по термическим и кислотным испытаниям образцов, с изменением железистости — магнезиальности. Соотношение интенсивностей их рефлексов $002/001$ (фиг. 3) указывает, что хлориты являются железистыми в нижних частях и магнезиальными в верхних, более измененных частях разреза. Наиболее резкая смена железистых хлоритов магнезиальными происходит у основания пачки III блестящих филлитов.

Перестройка структурных и текстурных признаков в первично-песчаных и первично-глинистых породах осуществляется параллельно, хотя в последних она несколько запаздывает. Значительная примесь органического вещества задерживает перекристаллизацию минеральной части пелитовых осадков, вследствие чего темные филлиты могут быть встречены довольно высоко в разрезе среди метаморфических пород зеленосланцевой фации.

Для пелитовых пород нижней пачки разреза характерны мелкочешуйчатые структуры и однородные текстуры, хотя и с частой ориентировкой чешуек по плоскости кливажа. Вверх по разрезу увеличивается кристаллизация частиц, появляются микролепидобластовые структуры и одно-



Фиг. 3. Изменение содержаний Fe и Mg хлоритов снизу вверх по разрезу, оцененное величиной I_{002}/I_{001} в ориентированных образцах

временно, начиная от кровли пачки I, — сегрегационная слоеватость, связанная с обособлением гидрослюдистых и хлоритовых растянутых по сланцеватости линзочек. Резкий переход к собственно лепидобластовым структурам и кристаллизационной слоистости происходит на границе пачки IV мелкокристаллических метаморфических сланцев; далее этот признак все более усиливается в связи с ростом кристаллов и увеличением толщины прослоев.

В первично-песчаных породах основания разреза, насыщенных цементом, обломочные зерна имеют ровные или корродированные края, при соприкосновении зерен — конформные, редко микростилолитовые контакты. Выше по разрезу, уже в пачке II филлитов, наблюдаются единичные «бородатые» зерна, гранобластовые структуры и зачаточная неясная сегрегационная слоеватость. Выше, в пачке III, одновременно с массовым развитием порфиробластов альбита, чешуйчатого хлорита и гидрослюда широко развиты тонкая сегрегационная слоеватость, кливаж течения, преобладают микростилолитовые сочленения зерен. В основании пачки IV мелкокристаллических зеленых сланцев полное развитие получают сегрегационно-слоистые текстуры с обособлением гранобластовых кварц-альбитовых прослоев и лепидобластовых гидрослюдисто-хлоритовых. В пачке V крупнокристаллических зеленых сланцев одновременно с исчезновением реликтов обломочных структур почти стираются различия между первично-глинистыми и песчаными породами.

Таким образом, в изученном разрезе можно выделить пять зон (фиг. 1), различающихся по степени вторичного преобразования, которые совпадают с произведенным предварительным расчленением разреза и, следовательно, могут быть выделены в поле.

Наиболее важные признаки при выделении зон следующие.

Зона глубокого катагенеза: породы — глинистые сланцы со слабым шелковистым блеском и кварцитовидные песчаники, структуры пелитовые и псаммитовые с конформными и микростилолитовыми элементами, текстуры массивные и сланцеватые, новообразования — редкий альбит и регенерационный кварц.

Зона начального метагенеза: породы — шелковистые филлиты и кварцитовые песчаники, структуры микролепидобластовые и бластопсаммитовые с признаками растворения зерен под давлением, текстуры сегрегационно-слоеватые, нечеткие, новообразования — кристаллы альбита и кварц в отдельных зернах и регенерационных каемках.

Зона глубокого метагенеза: породы — блестящие филлиты и кварцитовидные песчаники, структуры микролепидобластовые и бластопсаммитовые, текстуры сегрегационно-слоеватые, неупорядоченные; перекристаллизация охватывает все обломки, кроме кварца, альбит только новообразованный, магнезиальные хлориты сменяют железистые, в составе гидрослюд заметно преобладание негидратированных разностей и поли типа $2M_1$ относительно $1M$.

Зона начального зеленосланцевого метаморфизма: породы — мелкокристаллические зеленые сланцы и кварциты, структуры лепидобластовые и гранобластовые, текстуры сегрегационно-слоистые, все минералы новообразованные, присутствуют редкие реликты обломочного кварца.

Зона глубокого зеленосланцевого метаморфизма: породы — крупнокристаллические зеленые сланцы, полностью исчезают реликты обломочных зерен, возрастают размер кристаллов и масштабы сегрегационной слоистости, различия между первично-пелитовыми и зернистыми породами устанавливаются с трудом.

При общей постепенной смене новообразованных признаков в изученном разрезе можно видеть два наиболее важных рубежа, пространственно разделенных между собой. Первый из них представляет тот уровень, за которым следуют массовое развитие вторичного альбита, переход железистых хлоритов в магнезиальные и, возможно, более сильная дегидратация и смена полтипов гидрослюд. Именно этот рубеж, связанный с альбитизацией, часто принимают за верхнюю границу метаморфизма.

Однако, кроме этого, имеется второй рубеж, за которым происходит массовое развитие новообразованного кварца, гранобластовых структур и сегрегационно-слоистых текстур. Эта граница располагается в зонах преобразования ниже рубежа основной минералогической перестройки (в нашем разрезе — ближе к оси структуры в основании пачки IV мелкокристаллических метаморфических сланцев). При проведении границы между осадочными и метаморфическими породами этот рубеж оказывается наиболее важным, так как за ним породы приобретают отчетливый метаморфический облик и могут быть в поле отделены от менее измененных осадочных пород. В силу этого именно граница исчезновения обломочного кварца и перестройки текстурно-структурных признаков принимается нами в качестве верхней границы зоны метаморфизма.

Наиболее характерная особенность наблюдающейся зональности эпигенеза — метаморфизма в изученном разрезе — высокий градиент роста вторичных преобразований, в результате чего весь переход от осадочных пород к метаморфическим осуществляется в полосе 1500 м по ширине выхода и менее 1000 м по мощности толщи. Важно подчеркнуть, что фации более глубокого преобразования сменяют друг друга в направлении, обратном стратиграфической последовательности отложений. Более высокометаморфизованы не нижние, а верхние горизонты разреза, занимающие вместе с тем центральное положение в синклинальной структуре. При этом трактовка разреза как опрокинутого полностью исключается, так как полевые наблюдения сопровождались многочисленной проверкой положения подошвы и кровли песчаных пластов в неметаморфизованных разностях.

Очевидно, здесь имеет место особый тип стрессового метаморфизма, вызванного концентрацией напряжений в ядрах синклинорных структур в процессе складчатости. Наличие метаморфических толщ в ядрах синклиналий — характерная особенность раннегерцинских структур геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня (Поршняков, 1969). Однако до сих пор для горного обрамления Ферганы не отмечалось постепенных переходов между метаморфическими и осадочными толщами в единых непрерывных разрезах, что ставило под сомнение саму возможность метаморфизма, вызванного складчатыми напряжениями. Разрез по р. Куровес в этом отношении заслуживает определенного внимания. Поскольку вся рассматриваемая толща располагается, по Г. С. Поршнякову, в ядре Зинданской синклинорной структуры раннегерцинского возраста, проявляющиеся в ней преобразования можно, по-видимому, рассматривать как своеобразный тип динамотермального эпигенеза и метаморфизма, связанного со складчатыми дислокациями раннегерцинского цикла. Преобладанием стресса, возможно, и следует объяснять характерную особенность вторичных преобразований в изученном разрезе, заключающуюся в интенсивной переработке структурно-текстурных признаков и сравнительно слабых минералогических превращениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурков Ю. К. Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1968, т. 150.
Поршняков Г. С. Тектонические структуры зон раннего вулканизма в герцинидах Южного Тянь-Шаня. — В сб.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ, 1969.
Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
Pettijohn F. Chemical composition of sandstones. Data of Geochemistry, 6-th ed., Chapt. S. Geol. surv. prof. paper, 440-S. Washington, 1963.

Ленинградский государственный
университет им. А. А. Жданова

Дата поступления
13.IV.1971

УДК 553.64 : 548.32

ИЗОМОРФИЗМ В АПАТИТАХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФОСФОРИТОВ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОННОГО ПАРАМАГНИТНОГО РЕЗОНАНСА

Л. Г. ГИЛИНСКАЯ, Ю. Н. ЗАНИН, М. Я. ЩЕРБАКОВА

В апатитах континентальных фосфоритов методом ЭПР фиксируются структурные нарушения типа $\text{PO}_4^{3-} \rightarrow \text{PO}_3^-$, присутствие Fe^{3+} и в меньшей степени Mn^{2+} , замещающих кальций, групп CO_3^{2-} и SiO_4^{4-} в положении PO_4^{3-} , гидроксильной группы и кислорода в положении одновалентных анионов, а также свободных позиций F (вакансия F). В отличие от многих морских фосфоритов в них отсутствует F-центр. Рассмотрена связь между текстурно-структурными разновидностями фосфоритов и составом некоторых входящих в них изоморфных примесей.

Изучение изоморфизма при малом количестве изоморфной примеси в веществе — трудная задача. Один из способов ее решения — применение электронного парамагнитного резонанса, позволяющего улавливать малые количества элементов, содержащихся в качестве изоморфных примесей. Метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) успешно использовался для выяснения характера изоморфных замещений в апатитах из магматических и метаморфических пород (Гилинская, Щербакова, 1970_{1,2}; Щербакова и др., 1970₂; Gilinskaya, Shcherbakova, 1970, и др.). Мы излагаем результаты изучения методом ЭПР изоморфных примесей в апатитах, слагающих континентальные фосфориты. Большинство месторождений и проявлений этих фосфоритов относится к формации коры выветривания (Занин, 1969, 1971).

Для сравнения изучались различные типы морских фосфоритов, свежие и сильновыветрелые.

Для исследования была подобрана серия образцов, включающая континентальные фосфориты месторождений и проявлений Сибири, Урала, Казахстана, Бельгии, ФРГ, Испании, Теннесси, Флориды и некоторых других, кроме типа гуано. Из морских фосфоритов анализировались ракушняковые Прибалтики, желваковые Русской платформы, конкреционные Подолии, пластовые оолито-зернистые свежие и выветрелые бассейна Каратау и другие.

Изучение спектров ЭПР апатитового вещества фосфоритов проведено на частоте ~ 9300 мГц при температуре 290°K . В апатитах исследованных фосфоритов изоморфные замещения могут быть разделены на три группы: связанные с замещением катиона кальция, аниона PO_4^{3-} и одновалентных анионов.

ИЗОМОРФНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ КАЛЬЦИЯ

Исследования природных апатитов из магматических и метаморфических пород показали, что наиболее распространенными примесями в катионной части структуры, регистрируемыми методом ЭПР, являются

Изоморфные замещения в структуре апатитов континентальных фосфоритов по данным ЭПР

Номер образца	Месторождение, бассейн, район	Генезис и тип фосфорита	Парамагнитные центры									
			Mn ²⁺		Fe ³⁺	CO ₃ ³⁻	CO ₃ ⁻	F ⁻ -O ⁻ - -F ⁻	O ²⁻ -O ⁻ - -□	PO ₃ ³⁻	F-центр	SiO ₃ ³⁻
			тип I	тип II								
Континентальный												
1317, 1241	Сейбинское (Восточный Саян)	Брекчиевый	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—
1390, 1393	То же	Массивный	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—
1283, 1296	»	Корковый мелкозернистый	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—
1277, 1278	»	Кавернозный	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—
1310	»	Брекчиевый выветрелый	—	—	+	+	+	+	+	—	—	+
1311	»	Массивный выветрелый	—	—	+	+	+	+	+	—	—	+
2271 ^к	Телекское (Восточный Саян)	Корковый радиально-лучистый	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—
2233	То же	Массивный	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—
5055 ^б	»	Корковый микрозернистый	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—
2271	»	Брекчиевый	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—
2854	»	Массивный	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—
5055 ^а , 5016	»	То же	—	—	+	+	+	+	+	—	—	+
2941	»	»	—	+	+	+	+	+	+	—	—	—
2029	»	Глиноподобный	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—
2081, 2086	Обладжанское (Батеневский кряж)	Массивный	—	+	+	+	+	+	+	—	—	—
Б/н=1	То же	Корковый радиально-лучистый	—	+	+	+	+	+	+	—	—	—
2085	»	Глинистый	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—
2826, 2834	Сарминское (Прибайкалье)	Массивный	—	—	+	+	+	+	+	—	—	+
4743	Ирсымское (Восточный Саян)	Корковый радиально-лучистый	—	—	+	+	+	—	+	—	—	—
3539	Ашинское (Урал)	Конкреционный микрозернистый	—	—	+	Нет данных		—	Нет данных		—	—
3545	То же	Массивный	+	—	—	+	+	—	—	—	—	—
4709	Антоновско-Липовское (Урал)	То же	+	—	+	+	+	+	—	—	—	+
4632	Хоперское	»	+	—	+	+	+	+	—	—	—	—
4818	Мирное (Казахстан)	»	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—
4818 ^а	То же	Корковый радиально-лучистый	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—
4923, 4924	Каратау (Каззхстан)	Массивный	+	—	+	+	+	+	—	—	—	+
4925	То же	»	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—
4915	»	Корковый микрозернистый	+	—	+	+	+	—	—	—	—	—
4926, 4928	»	Корковый радиально-лучистый	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—

4929 ^б	Каратау (Казахстан)	То же	+	—	+	+	+	+	+	+	—	—	—
3522	Сарысай (Казахстан)	Полосчатый микрозернистый	—	—	+	+	+	+	+	+	—	—	—
7060	Зона выветривания карбонатитового массива (Сибирь)	Массивный и корковый радиально-лучистый	—	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—
4730	Флорида, «твердые» фосфориты	Массивный	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—
4763	То же	То же	—	—	+	+	+	Нет данных	—	—	—	—	—
4738	»	Корковый микрозернистый	+	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—
4738 ^к	»	«Бурый» метасоматический	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—
4761	Теннесси	«Белый» массивный	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—	+
4762 ^а	То же	«Белый» корковый радиально-лучистый	—	+	—	+	+	+	+	—	—	—	—
4762 ^б	»	Массивный	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—
4742	Льеж (Бельгия)	Массивный и корковый радиально-лучистый	—	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—
4731	Нассау (ФРГ)	Массивный	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—
4733	Эстрамадура (Испания)	Массивный	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—
4734	То же	Корковый радиально-лучистый	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—
Морской													
4890	Каратау (Казахстан)	Пластовый относительно свежий	+	—	—	+	+	+	+	+	+	+	—
4887	То же	То же	+	—	—	+	+	+	+	+	+	+	—
4868, 4869	»	Пластовый выветрелый	+	—	+	+	+	+	+	—	—	+	—
4607, 4624	Подолня	Желваковый радиально-лучистый	+	—	+	+	+	+	+	—	—	+	—
4514	Прибалтика	Ракушняковый	+	—	+	+	+	+	+	+	—	—	—
4533	То же	То же	+	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—
4567, 4591	Центральная часть Русской платформы, Егорьевское, Кимовское, Полпинское месторождения	Желваковый скрыто- и микрозернистый песчано-глауконитовый	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—
4595, 4649													

ионы Mn^{2+} и Fe^{3+} (Винокуров и др., 1964; Kassai, 1962; Ohkudo, 1963; Burley, 1964).

В единичной ячейке апатита имеются два координационно-различных положения катиона кальция: Ca I и Ca II. Параметры спектра ЭПР иона Mn^{2+} , замещающего Ca I (координационный комплекс CaO_9), равны в гауссах (Винокуров и др., 1964), CaO_9 : $g=2,001$; $b_2^0=434$; $b_4^0=1,5$; $A=94,2$; $B=92,5$. При замещении Mn^{2+} Ca II в зависимости от качества одновалентной анионной части наблюдаются два спектра Mn^{2+} в координационных комплексах CaO_6F и CaO_6OH с параметрами в гауссах (Гишинская, Щербакова, 1970_{1, 2}).

CaO_6F : $g_z=2,004$; $g_x=2,005$; $g_y=2,000$; $b_2^0=424$; $b_2^2=-332$; $b_4^0=-b_4^2=-9$; $b_4^4=-34$; $A=98$; $B=96$; $C=90$; $|A_s|=12,3$; $|A_p|=0,3$.

CaO_6OH : $g=2,00$; $b_2^0=350$; $b_2^2=-370$; $b_4^2=-100$; $|5b_4^0+b_4^4|<100$; $A=88,5$; $B=84,4$; $C=86,0$.

В спектрах ЭПР изученных поликристаллических апатитов фосфоритов эти комплексы марганца проявляются по электронному переходу $M=+1/2 \leftrightarrow -1/2 - 6$ линий в соответствии с $I=5/2$ с $g_{эфф} \simeq 2,064$ (CaO_9), $g_{эфф} \simeq 2,016$ (CaO_6F), $g_{эфф} \simeq 1,993$ (CaO_6OH).

Изоморфное замещение $Fe^{3+} \rightarrow Ca^{2+}$ определяется в исследованных апатитах фосфоритов по наблюдаемым одиночным линиям с $g_{эфф} \simeq 4,3$ (узкая) и $g_{эфф} \simeq 10$ (широкая).

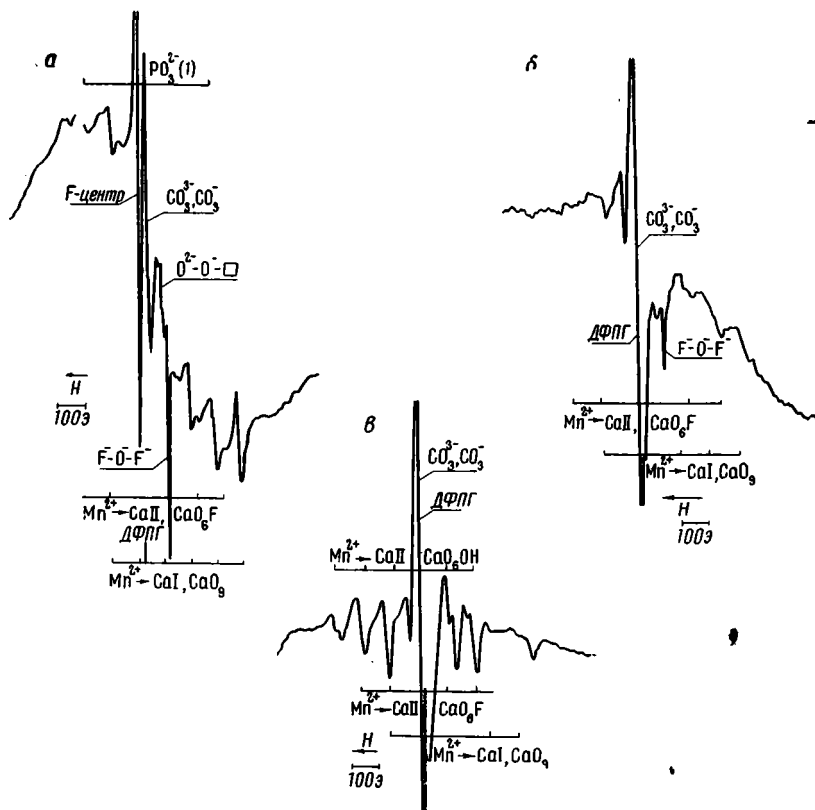
По характеру проявления и соотношения интенсивности спектров ЭПР Mn^{2+} в изученных апатитах можно выделить два типа спектров. Для первого из них характерно проявление замещения $Mn^{2+} \rightarrow Ca I$ (CaO_9) и $Mn^{2+} \rightarrow Ca II$ (CaO_6F) с соотношением интенсивностей спектров $I_{CaI} > I_{CaII}$ (фигура, а, б). Второй тип характеризуется замещением $Mn^{2+} \rightarrow Ca I$ (CaO_9) и $Mn^{2+} \rightarrow Ca II$ (CaO_6F и CaO_6OH) с примерно равным соотношением интенсивностей спектров для всех трех комплексов ($I_{CaI} \simeq I_{CaII}$) (фигура, в).

Присутствие ионов марганца в комплексах CaO_6OH свидетельствует о наличии гидроксильной группы в исследуемом апатитовом веществе фосфоритов.

Спектр первого типа фиксируется в апатитах большинства проанализированных морских фосфоритов: пластовых Каратау, ракушняковых Прибалтики, конкреционных радиально-лучистых Подолии, «галечных» Флориды. Он не отмечается, однако, ни в одном из проанализированных образцов желваковых песчано-глауконитовых фосфоритов Егорьевского, Кимовского и Полпинского месторождений со скрытокристаллической, или микрокристаллической, структурой основной массы фосфата.

В континентальных фосфоритах спектр марганца первого типа выявлен на месторождениях и проявлениях Ашинском, Антоновско-Липовском, Хоперском, в некоторых образцах месторождений Телекского, Каратау, «твердых» фосфоритов Флориды и др. В то же время спектр этого типа не обнаружен в фосфоритах таких месторождений, как Сейбинское, Белкинское, Обладжанское, Сарминское, в «бурых» и «белых» фосфоритах Теннесси, в большей части проанализированных образцов Телекского месторождения и т. д. В целом в континентальных фосфоритах спектр марганца первого типа встречается значительно реже, чем в морских (табл. 1). В тех же случаях, когда в континентальных фосфоритах отмечается спектр марганца первого типа ($I_{CaI} > I_{CaII}$), интенсивность его очень слабая, существенно ниже интенсивности, наблюдаемой в морских фосфоритах; линии спектра размытые (фигура, б).

Спектр марганца второго типа ($I_{CaI} \simeq I_{CaII}$) встречается значительно реже спектра марганца первого типа. В противоположность последнему он выявлен почти исключительно в континентальных фосфоритах в ограниченном количестве образцов, характеризующих месторождения Белкинское, Телекское, Каратау, «белые» фосфориты Теннесси, «твердые» фосфориты Флориды, некоторые разновидности континентальных



Спектры ЭПР поликристаллических апатитов фосфоритов Каратау
 а — морской пластовый фосфорит, обр. 4890 $I_{CaI} > I_{CaII}$ ДФПГ — эталон-
 ный радикал дифинилпикрилгидрализа; б — континентальный массивный
 фосфорит, обр. 4924 $I_{CaI} > I_{CaII}$; в — континентальный корковый радиа-
 льно-лучистый фосфорит, обр. 4928 $I_{CaI} \approx I_{CaII}$

фосфоритов Каратау, в одном из существенно преобразованных выветриванием образцов «галечных» фосфоритов Флориды. В апатитах континентальных фосфоритов спектр марганца второго типа более интенсивен, чем таковой первого. Встречается он в различных по морфологии (текстурным особенностям) континентальных фосфоритах, но наиболее обычен для радиально-лучистых разновидностей, образующих корки на фосфоритах иного облика (Каратау, Обладжан, Теннесси, карстовые фосфориты Казахстана и др.).

Mn^{2+} входит в состав апатита фосфоритов, формирующихся, очевидно, в восстановительных условиях; действительно, отложения, включающие подобные фосфориты, несут следы восстановительного режима. Так, для фосфоритов Каратау характерна пиритизация, отмечаемая в глубинных зонах месторождений этого бассейна; не затронутые выветриванием ракушняковые фосфориты Прибалтики (месторождение Маарду) черные, без следов окисления органического вещества. С другой стороны, континентальные фосфориты обычно формируются в связи с процессами выветривания, т. е. большей частью в условиях окислительной среды, и марганец в виде свободных окислов и в составе апатитовой молекулы должен иметь по преимуществу относительно высокую валентность и в связи с этим не улавливается методом ЭПР. Лишь довольно редко здесь создавалась восстановительная среда, фиксируемая по присутствию Mn^{2+} в составе апатитов фосфоритов, образованных в этих условиях. Как видно, такая среда наиболее часто определяла в континенталь-

ных условиях именно обстановку образования корковых радиально-лучистых фосфоритов.

Можно полагать, что марганец не всегда входит в состав апатитовой молекулы фосфоритов, и отсутствие Mn^{2+} в ней еще не определяет, исходя из этого, окислительно-восстановительную обстановку среды фосфатообразования. Тем не менее наблюдающееся постоянно присутствие марганца в апатите фосфоритов, образующихся в условиях восстановительной среды, позволяет признать малую вероятность высказанного предположения.

Спектры ЭПР иона Fe^{3+} отмечаются, за редкими исключениями, в апатитах большинства континентальных и островных, а также некоторых морских фосфоритов, например, желваковых Егорьевского, Полпинского и Кимовского месторождений, конкреционных Подолии. Они отсутствуют, однако, в неизмененных процессах выветривания фосфоритах Каратау, в ракушняковых фосфоритах Прибалтики. Ион Fe^{3+} определяет уже не восстановительную среду, а окислительную, и до некоторой степени является антагонистом Mn^{2+} . Действительно, в очень большом числе случаев эти ионы совместно не встречаются (табл. 1). Эта тенденция прослеживается, однако, далеко не всегда. Нередко в составе апатитов морского и континентального происхождения отмечается присутствие обоих этих ионов. Известно, что при окислении Mn^{2+} его окислительный потенциал более высок, чем при переходе Fe^{2+} в Fe^{3+} ; это, как отмечает В. В. Щербина (1939), допускает совместное присутствие Mn^{2+} и Fe^{3+} .

Спектр Fe^{3+} , отсутствовавший в апатитах свежих фосфоритов Каратау, отчетливо наблюдается в выветрелых их разновидностях.

ИЗОМОРФНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ И НАРУШЕНИЯ АНИОНА PO_4^{3-}

В природных апатитах широко представлены изоморфные замещения в анионной части структуры.

В изученных нами фосфатах по спектрам ЭПР наблюдаются изоморфные замещения типа CO_3^{2-} , $SiO_4^{4-} \rightarrow PO_4^{3-}$, а также структурные нарушения типа $PO_4^{3-} \rightarrow PO_3^-$, связанные с потерей атома кислорода анионом PO_4^{3-} . В результате изменения зарядового состояния ионные радикалы CO_3^{2-} , SiO_4^{4-} , PO_3^- могут переходить в парамагнитную форму и проявляются в спектре ЭПР как CO_3^- , CO_3^{3-} , SiO_3^{3-} , PO_3^{2-} с параметрами, представленными в табл. 2 (Гилинская и др., 1970; Щербакова и др., 1970; Piper, a. o., 1965).

Существует обширная литература, посвященная вопросу вхождения радикала CO_3^{2-} в состав апатита. Применительно к апатитам фосфоритов континентальных месторождений способность замещения PO_4^{3-} на CO_3^{2-} была показана нами методом ЭПР ранее (Гилинская и др., 1970). Остановимся на некоторых геологических аспектах распространения карбонатсодержащих континентальных фосфоритов. Апатиты таких фосфоритов обычно содержат карбонат. Изученный нами материал из месторождения этого типа показал, что во всех случаях апатит в фосфоритах карбонатсодержащий. Эти данные согласуются с результатами других исследователей (Смирнов, Тушина, 1960, и др.).

Существовало мнение, что карбонатапатит не может быть получен из водных растворов в качестве химического осадка (Klement, a. o. 1942). Подвергалась сомнению и возможность образования карбонатапатита в результате жизнедеятельности организмов (Дегенс, 1967). Эти способы его образования находили своих сторонников, но все же некоторые исследователи утверждали, что наиболее вероятно формирование его в результате метасоматоза по известняку. Возможность образования карбонатапатита таким путем была показана экспериментально (Ames, 1959). Действительно, метасоматическая природа карбонатапатита многих фос-

Параметры спектров ЭПР ионных радикалов в апатите (в гауссах)

Ионный радикал	g_z	g_{II}	g_x	$g_{\perp}$	g_y	A_z	A_{II}	A_x	$A_{\perp}$	A_y
$CO_3^{\cdot -}$	2,0084	—	2,0058	—	2,0146	—	—	—	—	—
$CO_3^{3\cdot -}$	1,9994	—	2,0028	—	2,0026	C^{13} :	190	—	—	—
$SiO_3^{\cdot -}$	1,974	—	1,975	—	1,977	—	—	—	—	—
$PO_3^{\cdot -}$	2,0010	—	2,0010	—	2,0010	P^{31} : 608	—	459	—	444
$F^{\cdot -}-O^{\cdot -}-F^{\cdot -}$	—	2,0016	—	2,0518	—	F^{19} :	7,5	—	0,5	—
$O^{\cdot -}-O^{\cdot -}-\square$	—	2,0016	—	2,0381	—	—	—	—	—	—
F-центр	—	1,9915	—	1,9915	—	—	—	—	—	—

форитов несомненна. Нами устанавливается присутствие группы CO_3 в апатитах метасоматических неморских фосфоритов Сибири, Теннесси, океанических островов. Но столь же несомненно, что карбонатапатиты образуются и другими путями: хемогенным и биогенным. Было показано ранее (Вейдерма, Вескимяз, 1970) и подтверждается нами, что карбонатапатитом сложены оболочковые ракушки Прибалтики.

Известно, что брахиоподы рода *Obolus* строят свой скелет из фосфата кальция, так что природа карбонатапатита у них биогенная. Постоянное присутствие карбонатсодержащих апатитов в континентальных фосфоритах опровергает утверждения, что «в пресноводных условиях щелочность недостаточна для отложения карбонатного апатита» (Дегенс, 1967, стр. 139) и что последний может образовываться лишь в морских условиях¹. В табл. 1 видно, что радикал CO_3 входит в апатит буквально всех морфогенетических типов континентальных фосфоритов, в том числе образованных, несомненно, в результате прямого осаждения из раствора.

Возможность вхождения в состав апатита кремния хорошо известна. Кремнийсодержащие апатиты встречены нами в редких образцах континентальных фосфоритов месторождений Сейбинского, Сарминского, Теннесси, Флориды, Амберга (ФРГ), гипергенных брекчиевых фосфоритов, сформированных в зоне выветривания месторождения Джаньтас (бассейн Каратау).

Компенсация валентности при замещении в апатите фосфора на кремний, по общепринятым представлениям, происходит путем одновременного вхождения в решетку апатита серы, как это имеет место, например, в элестатиде. Химический анализ образцов кремнийсодержащих апатитов из числа изученных нами показывает присутствие в них серы.

В апатитах морских фосфоритов Каратау и континентальных фосфоритах, залегающих на границе карагасской и оселочной свит Восточного Саяна (Ирсымское фосфатопоявление), наблюдаются спектры ЭПР ионного радикала $PO_3^{\cdot -}$, который образуется в результате разрыва в тетраэдре PO_4 связи $P-OI$ (1,82 Å) или одной из связей $P-OIII$ (1,60 Å). В соответствии с этим образуются две разновидности парамагнитного радикала $PO_3^{\cdot -}$ (Щербакова и др., 1970): $PO_3^{\cdot -}$ (1) и $PO_3^{\cdot -}$ (2). В фосфоритах Каратау присутствует разновидность $PO_3^{\cdot -}$ (1), в Ирсымских фосфоритах выражены интенсивно обе разновидности. Во всех других континентальных и островных фосфоритах радикалы типа $PO_3^{\cdot -}$ не были отмечены.

¹ Правильнее было бы сказать, что в пресноводных бассейнах концентрация кальция недостаточна для образования карбонатапатита, это отвечает природе. При образовании континентальных карстовых фосфоритов кальций был в избытке.— *Прим. ред.*

ЗАМЕЩЕНИЕ ОДНОВАЛЕНТНЫХ АНИОНОВ

В цепочке одновалентных анионов по оси b , структуры апатита устанавливаются присутствие гидроксильной группы (см. выше), кислорода в форме O^- и O^{2-} , а также наличие свободных позиций F (так называемых вакансий F), которые определяются по спектрам ЭПР ионных радикалов $F^-—O^-—F^-$ и $O^{2-}—O^-—\square$ ($\square$ — условное обозначение вакансии F), и F-центра (вакансия F, захватившая электрон). Параметры их представлены в табл. 2.

F-центр наблюдается в изученных фосфоритах крайне редко (морские фосфориты Каратау и Подолии). В континентальных фосфоритах это нарушение отсутствует, в окислительной по преимуществу среде, где формируются эти фосфориты, возможность образования F-центра была мала, и вакансии F оставались свободными либо заполнялись гидроксидом или кислородом. С последним связано широкое развитие в апатите по оси b , ионных радикалов $F^-—O^-—F^-$, отмеченных в большинстве изученных проб континентальных фосфоритов. В некоторых континентальных фосфоритах этот радикал не регистрируется: в метасоматических «бурых» фосфоритах Теннесси, карстовых фосфоритах Ашинского месторождения и др. (табл. 1). Примеры эти, однако, немногочисленны.

Радикал $O^{2-}—O^-—\square$ в континентальных фосфоритах присутствует часто. Он наблюдается во всех проанализированных пробах фосфоритов Телекского и Сейбинского месторождений, в большинстве проб месторождения Обладжан, в «белых» фосфоритах Теннесси и т. д. Присутствие радикалов $F^-—O^-—F^-$ и $O^{2-}—O^-—\square$ свидетельствует, что кислород входит в одновалентную анионную часть апатита в «рассеянной» ($F^-—O^-—F^-$) и «агрегированной» ($O^{2-}—O^-—\square$) формах. Концентрация этих радикалов в изученных фосфоритах по спектрам ЭПР не превышает 0,02—0,05% по отношению к фтору. Наличие радикала $O^{2-}—O^-—\square$ указывает, по-видимому, на несколько повышенное содержание кислорода. Во всех без исключения случаях, когда в апатитовом веществе фосфоритов не наблюдается радикал $F^-—O^-—F^-$, в них отсутствует и $O^{2-}—O^-—\square$. Последний отсутствует во многих образцах, где $F^-—O^-—F^-$ выражен отчетливо.

Представление о существовании апатитов, в составе которых в положении одновалентных анионов находится кислород (так называемых оксиапатитов), было выдвинуто И. Велькером (Voelcker, 1883) и в настоящее время находит сторонников (Young, Munson, 1966) и противников. А. С. Михайлов (1971) отрицает возможность формирования оксиапатита в природных условиях в присутствии воды. Полученные нами данные однозначно свидетельствуют, что кислород занимает позиции одновалентных анионов в апатитовом веществе многих континентальных и морских фосфоритов, но в связи с низким его содержанием эти фосфаты не могут рассматриваться в качестве оксиапатитов.

Как видно из табл. 1, наблюдается существенное различие характера изоморфных примесей в апатитах различных типов морских и континентальных фосфоритов. В связи с этим представляет интерес стадийный анализ фосфоритов различного генезиса, развитых на каком-либо одном месторождении или в одном районе, по особенностям фиксируемых в них методом ЭПР изоморфных примесей. Ниже мы проведем такой анализ на примере бассейна Каратау, где имеются неизменные пластовые фосфориты, те же фосфориты, но подвергшиеся в приповерхностной зоне интенсивному выветриванию, континентальные микрозернистые фосфориты, образованные в результате растворения и вторичного осаждения материала первичных фосфоритов по зонам трещин, разломов и т. п., континентальные корковые радиально-лучистые фосфориты, сформированные в последнюю очередь.

Относительно свежие оолитово-зернистые фосфориты были отобраны из шахты месторождения Чулактау бассейна Каратау с глубины 140 м.

Наиболее ярко выраженной изоморфной примесью в них является Mn^{2+} со спектром первого типа ($I_{CaI} > I_{CaII}$) (фигура, а). Столь же характерно и полное отсутствие спектра Fe^{3+} . По оси b_z одновалентных анионов постоянно присутствует кислород. Отмечается четко выраженный спектр F-центра и в одном образце — также ионного радикала PO_3^{2-} . В выветрелых фосфоритах месторождения Чулактау дополнительно появляется спектр Fe^{3+} , связанного, очевидно, с окислением в составе апатитовой молекулы Fe^{2+} , не фиксируемого методом ЭПР. В литературе имеются указания на окисление железа в процессе выветривания в составе железистых фосфатов. Этот же процесс характерен, как видно, и для апатита. Континентальные микрозернистые и радиально-лучистые фосфориты отличаются от морских в первую очередь отсутствием F-центра, а друг от друга — лишь спектрами марганца. В массивных и корковых микрозернистых фосфоритах отмечается спектр Mn^{2+} первого типа, т. е. тот же, что и в морских фосфоритах, но менее интенсивный (фигура, б), а в корковых радиально-лучистых — второго (фигура, в).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В апатитах континентальных фосфоритов, по данным ЭПР, наиболее распространенными изоморфными примесями являются ионы Fe^{3+} , замещающие Ca^{2+} , ионные радикалы CO_3^{2-} , замещающие PO_4^{3-} и кислород в положении одновалентных анионов в форме ионов O^- и O^{2-} .

2. По характеру изоморфных замещений намечаются некоторые различия между апатитами континентальных и морских фосфоритов. Важнейший признак, отличающий апатиты морских фосфоритов от континентальных, — отсутствие в последних F-центра, часто отмечаемого в апатитах морских фосфоритов.

3. В пределах некоторых проявлений континентальных фосфоритов наблюдается четкая зависимость между текстурно-структурными особенностями фосфоритов и характером наблюдаемых в них изоморфных замещений, как это было рассмотрено на примере Каратау. В других случаях такой четкой зависимости не наблюдается, и различающиеся по морфологическим признакам фосфориты характеризуются одинаковыми изоморфными примесями, а близкие по текстуре и структуре — различными. Это свидетельствует, что сходные типы фосфоритов могли образовываться в широком диапазоне физико-химических обстановок в различных участках карстов, где формировалась большая часть континентальных фосфоритов. Единственная разновидность континентальных фосфоритов, апатиты большинства образцов которой обладают некоторыми сходными изоморфными примесями, — радиально-лучистая. Для апатитового вещества этой разновидности фосфоритов характерно почти постоянное присутствие спектра Mn^{2+} второго типа, т. е. в сочетании с гидроксильной группой.

4. Установлено, что в процессе выветривания фосфоритов Каратау происходит окисление Fe^{2+} в структуре апатита в Fe^{3+} . Присутствие кислорода по оси одновалентных анионов в фосфоритах Каратау и Подольи (обладающих F-центром) и Fe^{3+} в последних также может быть связано с выветриванием.

5. Характер изоморфных примесей в апатитах, устанавливаемый методом ЭПР, позволяет выявить в общем виде окислительно-восстановительные условия среды их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Вейдерма М., Вескимяэ Х. Отделение карбонатов от фосфатного вещества фосфоритов методом избирательного растворения. — Изв. АН ЭстССР. Химия и геология, 1970, т. 20, № 1.
- Винокуров В. М., Зарипов М. М., Степанов В. Г. Электронный парамагнитный резонанс Mn^{2+} в апатитах. — Физика твердого тела, 1964, т. 6, вып. 4.

- Гилинская Л. Г., Щербакова М. Я. Электронный парамагнитный резонанс Mn^{2+} в гидроксилсодержащих апатитах.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 3.
- Гилинская Л. Г., Щербакова М. Я. Электронный парамагнитный резонанс Mn^{2+} в природном апатите $Ca_5(PO_4)_3F$.— Ж. структ. химии, 1970, т. 11, № 6.
- Гилинская Л. Г., Щербакова М. Я., Занин Ю. Н. Углерод в структуре апатита по данным электронного парамагнитного резонанса.— Кристаллография, 1970, т. 15, вып. 6.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.
- Занин Ю. Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М., «Наука», 1969.
- Занин Ю. Н. Фосфатоносные формации кор выветривания.— В сб.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Михайлов А. С. Существуют ли в природе карбонатапатит и оксиапатит? — В сб.: Геология и генезис месторождений горнохимического сырья. Тр. геологического ин-та, Казань, 1971, вып. 31.
- Смирнов А. И., Тушина А. М. О находке вторичных фосфоритов в Каратау.— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 6.
- Щербакова М. Я., Гилинская Л. Г.; Жидомиров С. М. Парамагнитные центры PO_3^{2-} в апатите.— В сб.: Квантовая химия и строение молекул. Киев, «Наукова Думка»,— 1970.
- Щербакова М. Я., Годовиков, А. А., Гилинская Л. Г., Васильева З. В. Исследование апатита различного генезиса методом электронного парамагнитного резонанса.— В сб.: Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Щербина В. В. Окислительно-восстановительные потенциалы в применении к изучению парагенезиса минералов. Докл. АН СССР, 1939, т. 22, № 8.
- Ames L. L. Jr. The genesis of carbonate apatites.— Econ. Geol., 1959, v. 54, No. 5, p. 829—841.
- Burley S. P. The allowed and forbidden transitions in the paramagnetic resonance of the manganese ion in trigonal sites in apatite and smithsonite.— Austral. J. Phys., 1964, v. 17, No. 4, p. 537—542.
- Gilinskaya L. G., Shcherbakova M. Ja. Peculiarities in Mn^{2+} entering in apatite structure as revealed by EPR studies.— Magnetic resonance and related phenomena. Proceeding of the XV-th congress A. M. P. E. R. E., Bucharest, 1—5 september 1970, p. 755—758.
- Kassai P. H. Electron paramagnetic resonance study of Mn^{2+} ion in polycrystalline calcium fluorophosphate.— J. Phys. Chem., 1962, v. 66, No. 4, p. 674—680.
- Klement R., Hüter F., Körer K. Bildet sich Karbonat—Apatit in wässrigen Systemen? Ztschr.— Electrochem. angew. Phys. Chem., 1942, v. 48, p. 334—336.
- Ohkudo Y. Electron spin resonance spectra of divalent manganese ions in naturale apatite single crystals.— J. Phys. Soc. Japan., 1963, v. 18, No. 6, p. 916—917.
- Piper W. W., Kravitz L. C., Swank R. K. Axially symmetric paramagnetic color centers in fluorapatite.— Phys. Rev., 1965, v. 138, No. 6a, p. A1802—1814.
- Voelcker J. A. Über die chemische Zusammensetzung des Apatites.— Ber. Chem. Ges., 1883, v. 16, 2460—2464.
- Young E. J., Munson E. L. Fluor-chlor-oxyapatite and sphene from Crystal Lode pegmatite near Eagle, Colorado.— Amer. Mineralogist, 1966, v. 51, No. 9—10, p. 1476—1493.

Институт геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР
Новосибирск

Дата поступления
12.VI.1972

УДК 549.1 : 53

ДРОБНЫЙ СИТОВОЙ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

**Г. Ф. РОЖКОВ, З. Н. ИПАТОВА, О. В. КОЛОБЗАРОВ,
Р. Н. СТАЙСОН**

Дробный 19-фракционный ситовой гранулометрический анализ обладает наибольшей общей информативностью по сравнению с малофракционными анализами, которые могут быть использованы только для оценки средних размеров зерен. Оптимальной навеской для дробного ситового анализа следует считать 50 г дезинтегрированной и отмытой породы. Время механического просева указанной навески не должно быть менее 15 мин. Для более точной оценки гранулометрических параметров необходима дополнительная дробность просева фракции 0,04—0,01 мм. При пересчете весовых содержаний на количество зерен в размерных фракциях реальные зерна можно аппроксимировать формой шара. В большинстве случаев средний удельный вес песчаных зерен можно полагать равным 2,7.

Ситовой анализ — косвенный метод разделения песчаных зерен по их размерам. При этом в анализе не происходит фактического измерения ни одной из осей зерен, за исключением тех очень редких случаев, когда зерна имеют форму шара. В этих случаях диаметры зерен соответствуют размеру квадратных ячеек сит (как вписанная в квадрат окружность).

Непосредственно под микроскопом изучались зерна каждой ситовой фракции дробного анализа. Из размерных фракций случайно отбиралось по 120 зерен. В каждом зерне отдельно производилось измерение максимальной (a), средней (b) и минимальной (c)¹ осей. Всего было изучено 10 000 зерен из кембрийских, девонских, меловых, плиоценовых и современных песков.

В результате проделанных измерений практически все зерна по всем фракциям оказались трехосными эллипсоидами с довольно постоянными отношениями осей (табл. 1). В среднем отношения $a:b:c = 1,3:1:0,74$. Подобная устойчивость отношений размеров осей была отмечена у частиц, полученных при механическом дроблении абразивных материалов в шаровых мельницах. Для частиц различного фракционного размера эти отношения соответственно $1,5 \pm 0,2:1:0,70 \pm 0,1$ (Лавров, 1967). Устойчивость сходных соотношений размеров осей может, кстати, указывать на то, что в природе при формировании гранулометрического состава песков всегда преобладали процессы механического дробления различных минералов.

При дальнейшем изучении зерен была проведена парная корреляция размеров осей. Все коэффициенты корреляции оказались близкими к 1 (табл. 1).

Большая устойчивость отношений размеров осей и жесткая корреляционная связь их величин — основа того, что косвенный метод ситового анализа весьма информативен и с успехом используется в геологии.

¹ Наименьшая ось измерялась при помощи специального приспособления к микроскопу, главной деталью которого является прямоугольная призма, переворачивающая изображение вертикальной оси в горизонтальную плоскость, параллельную столику микроскопа (Лавров, 1960).

Среднее отношение и коэффициенты корреляции осей

Возраст песков	Количество замеров осей	Среднее отношение осей $a:b:c$	Коэффициенты корреляции осей		
			a и b	b и c	a и c
Современные	6228	1,30 : 1 : 0,74	0,92	0,83	0,79
Плиоцен	10657	1,32 : 1 : 0,74	0,93	0,88	0,82
Мел	4212	1,26 : 1 : 0,73	0,90	0,81	0,78
Девон	5039	1,30 : 1 : 0,75	0,91	0,82	0,80
Кембрий	3864	1,29 : 1 : 0,76	0,86	0,87	0,78
Среднее		1,30 : 1 : 0,74	0,9	0,84	0,79

Ситовой анализ частиц 2,0—0,05 мм имеет различную дробность, которая определяется показателем геометрической прогрессии (ПГП), или модулем размеров ячеек сит. Ситовой анализ может быть 36- (ПГП = 1,12), 19- (ПГП = 1,25) и 12-фракционным (ПГП = 1,41) и 6-фракционным с постоянными и переменными величинами ПГП. В отечественной практике широко используются малофракционные ситовые анализы. Так, в геологических организациях до сих пор применяется ситовой анализ, состоящий из следующих размерных фракций: > 1,0; 1,0—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,1; 0,1—0,01 мм (ПГП соответственно 2; 2; 2,5; 10,0). В гидрологии применяются фракции: 2,0—1,0; 1,0—0,5; 0,5—0,2; 0,2—0,1; 0,1—0,05 мм (ПГП соответственно 2; 2; 2,5; 2; 2). Иногда производятся ситовые анализы, состоящие из 6 фракций, жестко связанных постоянным ПГП = 2,0; к ним относятся: 2,5—1,25; 1,25—0,63; 0,63—0,135; 0,135—0,16; 0,16—0,08; 0,08—0,04 мм.

Всесоюзный завод «Электрокабель» (г. Кольчугино Владимирской области) изготавливает наборы плетеных латунных сеток для 36-фракционного, 19-фракционного и всех модификаций малофракционного ситового анализа (ГОСТ-3584-53 и ГОСТ-6613-53).

Аналогичный ряд сеток из нержавеющей стали изготавливает западно-германская фирма Fritsch. Следует, однако, подчеркнуть, что она производит и сетки с размерами квадратных ячеек 0,036; 0,032; 0,028; 0,025 мм. Наличие таких сит позволяет еще больше увеличивать дробность ситовых анализов.

В США фирма Buckbee Mears Company изготавливает сетки электролитическим способом, причем минимальный размер квадратной ячейки таких сит 0,008 мм. Цельнометаллические сетки обладают исключительной выдержанностью размеров всех ячеек, легко очищаются и дают высокую точность рассева (Iraini, Callis, 1963).

Таким образом, мировая промышленность дает полную возможность литологам производить дробные ситовые анализы песчано-алевритовых пород.

Впервые в СССР В. П. Батурин (1947) предложил для ситового анализа метод 19-размерных фракций в диапазоне частиц от 2,0 до 0,04 мм. Приблизительно в те же годы Л. Б. Рухин разрабатывал методику дробного ситового анализа и доказывал его превосходство над малофракционным (Рухин, 1947).

Для того чтобы во ВНИГРИ перейти к дробному 19-фракционному ситовому анализу, были проведены специальные исследования по корреляции результатов ситовых анализов различной дробности. С целью выбора наиболее информативного варианта были составлены две группы проб песков совершенно различного гранулометрического состава. 40 проб были последовательно рассеяны на 36, 19 и 6 размерных фракций, т. е. были выполнены 1-й, 2-й и 3-й варианты ситового анализа (табл. 2). Другие 30 проб были рассеяны на 19, 6 и 5 фракций, т. е.

Таблица 2

Ситовые анализы

Размерные ситовые фракции, мм	Вариант, фракционный ситовой анализ							
	1-й, 36	2-й, 19	3-й, 6, ПГП-2; 2; 2; 2,5; 10	4-й, 5, ПГП-2; 2; 2,5; 2	5-й 6, ПГП-2; 2; 2; 2; 2			
2,5—2,24	—	—	0,2	0,2				
2,24—2,0	—							
2,0—1,8	—	—						
1,8—1,6	—							
1,6—1,4	—	—						
1,4—1,25	—							
1,25—1,12	0,01	0,02	2,65	2,65				
1,12—1,0	0,01							
1,0—0,9	0,01	0,05				2,65	2,65	
0,9—0,8	0,04							
0,8—0,7	0,12	0,28						
0,7—0,63	0,16							
0,63—0,56	0,39	2,32						37,34
0,56—0,5	1,93							
0,5—0,45	4,35	11,72	73,79					
0,45—0,4	7,37							
0,4—0,355	6,90	23,30						
0,355—0,315	16,40							
0,315—0,28	9,85	22,35		49,89				
0,28—0,25	12,5							
0,25—0,224	9,22	16,42			33,82			
0,224—0,2	7,20							
0,2—0,18	5,52	11,12	17,40					
0,18—0,16	5,60							
0,16—0,14	3,36	5,12						
0,14—0,125	1,76							
0,125—0,112	0,71	1,16		6,93				
0,112—0,1	0,45							
0,1—0,09	0,33	0,65			2,79			
0,09—0,08	0,32							
0,08—0,071	0,28	0,58	1,55					
0,071—0,063	0,30							
0,063—0,056	0,20	0,32				1,34		
0,056—0,05	0,12							
0,05—0,045	0,12	0,44						
0,045—0,04	0,32							
0,04—0,01	0,80	0,80		1,24	0,80			
<0,01	3,35	3,35		3,35	3,35		3,35	
Общая навеска, г	100	100	100	100	100			

Значение асимметрии и эксцесса для первой группы проб

n	Фракционный ситовой анализ, вариант					
	36, 1-й		19, 2-й		6, 3-й	
	счет	вес	счет	вес	счет	вес
	m					
	1	2	3	4	5	6
Средние значения, мм						
1	0,114	0,270	0,113	0,274	0,09	0,281
2	0,091	0,281	0,091	0,285	0,076	0,299
3	0,102	0,131	0,102	0,133	0,061	0,139
...	...	...	...	...	...	...
40	0,247	0,250	0,241	0,250	0,188	0,252
Асимметрия						
1	-0,278	+0,487	-0,260	+0,481	-1,721	+0,736
2	-0,111	-1,415	-0,178	-1,318	-2,811	+0,661
3	+1,427	+0,672	+1,387	+0,679	-0,275	+4,027
...	...	...	...	...	...	...
40	-1,006	-0,253	-1,127	-0,189	-7,951	-0,752
Эксцесс						
1	+1,00	+5,927	+1,138	+5,310	+5,965	+0,871
2	+3,123	+6,353	+2,297	+4,842	+0,870	-1,002
3	+2,058	+6,466	+1,565	+6,555	-1,551	+12,387
...	...	...	...	...	...	...
40	+3,056	-0,499	+2,330	-0,467	+18,692	-0,570

Примечание. m — номер ряда; n — номер члена ряда.

были выполнены 2-й, 4-й и 5-й варианты ситовых анализов (табл. 2). Обработка первой группы проб была предпринята для выяснения значимости 6-фракционных ситовых анализов и выбора оптимальной дробности отсева, обработка же второй группы, кроме того, преследовала цель определить влияние постоянства ПГП на информативность ситовых анализов.

Путем статистической обработки результатов отсева на ЭВМ методом моментов для каждого эмпирического полигона распределения гранулометрического состава (ЭПР) были вычислены четыре пары (т. е. по весу и в пересчете на количество зерен) статистических параметров: 1) средний размер, 2) стандартное отклонение (вариация), 3) асимметрия, 4) эксцесс. Основой для сравнения информативности вариантов ситового анализа служила последовательная парная корреляция полученных рядов статистических параметров ЭПР.

Примеры резкого изменения значений асимметрии и эксцесса за счет снижения только дробности ситовых анализов представлены для первой группы проб в табл. 3, для второй — в табл. 4. Из рассмотрения этих примеров и без машинной обработки видно, что ошибки в оценке средних размеров незначительны для всех вариантов дробности, в то время как для асимметрии и эксцесса они во много раз превышают значения самих параметров; кроме того, в ряде случаев происходит изменение знаков параметров. Ошибки в оценках асимметрии и эксцесса исключительно за счет малой дробности ситовых анализов практически произвольны и не поддаются какой-либо корректировке. В табл. 3 и 4 дана также нумерация рядов параметров ($m = 1, 2 \dots 12$), которые подвергались попарному сравнению (корреляции). В первой группе проб последова-

Значение асимметрии и эксцесса для второй группы проб

n	Фракционный ситовой анализ, вариант					
	19, 2-й		6, 5-й		5, 4-й	
	счет	вес	счет	вес	счет	вес
	m					
	7	8	9	10	11	12

Средние значения, мм

1	0,17	0,22	0,16	0,22	0,17	0,23
2	0,21	0,37	0,21	0,37	0,24	0,41
3	0,12	0,25	0,11	0,15	0,18	0,16
...	...	...	...	...	...	...
30	0,09	0,13	0,09	0,13	0,084	0,13

Асимметрия

1	+1,68	-0,17	+0,66	+0,24	-1,26	+0,42
2	+1,39	-0,56	+1,17	-0,42	+0,77	-0,80
3	+0,88	-2,30	-0,23	-1,44	+0,81	-2,25
...	...	...	...	...	...	...
30	+0,36	-1,75	+0,39	-2,04	-1,89	-1,17

Эксцесс

1	+4,15	+1,61	-0,43	+4,75	+3,93	-1,62
2	+1,67	+0,75	+2,29	+0,13	-0,16	+1,71
3	+2,23	+14,14	+4,68	+4,90	+0,04	+9,01
...	...	...	...	...	...	...
30	+5,68	+4,52	-0,69	+5,57	+2,32	+2,30

Примечание. m — номер ряда; n — номер члена ряда.

Таблица 5

Коэффициенты корреляции (первая группа проб)

Параметры n=40	Виды ЭПР	Фракционные ситовые анализы, варианты		
		36 и 19, 1-й и 2-й	19 и 6, 2-й и 3-й	36 и 6, 1-й и 3-й
Среднее значение ($\bar{X}$)	Вес	0,999	0,987	0,979
	Счет	0,998	0,800	0,798
Стандарт (σ)	Вес	0,998	0,923	0,920
	Счет	0,997	0,617	0,595
Асимметрия (α)	Вес	0,944	0,429	0,170
	Счет	0,888	0	0
Эксцесс (τ)	Вес	0,962	0	0
	Счет	0,819	0	0

тельность корреляции была следующей: 1—3; 2—4; 1—5; 2—6; 3—5; 4—6-й ряды. Во второй группе парная корреляция проводилась между 7—9; 8—10; 7—11; 8—12; 9—11 и 10—12-м рядами. При сравнении указанных рядов использовалась формула выборочной корреляции случайных переменных, что позволило наглядно представить полученные результаты в табл. 5 и 6.

Разберем для пояснения один пример: если при корреляции, скажем, 2-го и 4-го рядов получен коэффициент 0,999, то это означает, что средние размеры (по весу) 19-фракционного анализа для всех 40 проб практически ничем не отличаются от средних размеров (по весу) 36-

Коэффициенты корреляции (вторая группа проб)

Параметры	Виды ЭПР	Фракционные ситовые анализы, варианты		
		19 и 5, 2-й и 4-й	19 и 6, 2-й и 5-й	5 и 6, 4-й и 5-й
Среднее значение ($\bar{X}$)	Вес	0,990	0,990	0,990
	Счет	0,960	0,990	0,970
Вариация ($v = \frac{\sigma}{\bar{X}}$)	Вес	0,950	0,988	0,945
	Счет	0,663	0,842	0,795
Асимметрия (α)	Вес	0,695	0,819	0,496
	Счет	0,553	0,732	0,743
Экспресс (τ)	Вес	0,337	0,558	0
	Счет	0,148	0,530	0,692

Таблица 7

Результаты попарного сравнения ЭПР

Навески, г						
1000	500	250	125	62	30	15
	0,16	0,50	0,35	0,41	0,84	0,52
	0,80	1,35	3,52	1,20	1,68	3,78
		0,25	0,35	0,63	1,35	0,62
		0,57	2,50	1,15	3,03	4,51
			0,35	0,71	1,95	0,72
			1,39	1,11	3,47	4,82
				0,45	1,03	0,67
				1,45	4,03	5,61
					0,64	0,16
					0,92	2,18
						0,95
						1,52

фракционного анализа этих же 40 проб. Если коэффициент — величина, близкая к нулю, рассматриваемые варианты анализа дают совершенно различные оценки одним и тем же параметрам. Сходимость значений параметров ЭПР гранулометрического состава разных вариантов анализа считалась удовлетворительной при коэффициентах корреляции не ниже 0,8.

По данным табл. 5 можно заключить, что 19-фракционные ситовые анализы вполне достоверны для проведения гранулометрических исследований, а 36-фракционная дробность анализа не дает заметного повышения точности в оценке статистических параметров. 6-фракционные анализы с непостоянным ППП, которые производят многие геологические организации СССР, могут быть использованы только для оценки средних размеров и, с большой осторожностью, степени отсортированности зерен (только по весовым данным). Иначе говоря, при производстве малофракционных ситовых анализов происходит неоправданная потеря информации.

По двум остальным вариантам малофракционных ситовых анализов (табл. 6) также можно рассчитывать лишь средние размеры и стандартные отклонения (вариации) по весовым данным. Отчетливо видно, что 5-й вариант (с постоянным значением ППП = 2) обладает более высокими коэффициентами корреляции с дробным 19-фракционным анализом по всем параметрам ЭПР. Это показывает, что постоянство ППП размеров сит весьма важный момент в производстве анализов.

Следует особо подчеркнуть, что все эти малофракционные анализы непригодны ни для оценок величин асимметрии и эксцесса по весовым содержаниям, ни для проведения вообще каких-либо пересчетов весовых содержаний на количества зерен в размерных фракциях. Однако использование асимметрии (α), эксцесса (τ) и гетерогенности (τ^3/α^4) наиболее эффективный инструмент при литологических исследованиях (Friedman, 1961, 1967; Duane, 1964; Sahu, 1964; Martins, 1965; Folk, 1966; Sevon, 1966; Moiollo, 1968; Рожков и др., 1970). Следует указать, что данные количественного пересчета лучше отвечают физической модели формирования гранулометрического состава песчаных осадков (Рухин, 1947; Рожков, 1968; Рожков и др., 1970; Рожков и др., 1971, 2).

Все это, вместе взятое, обуславливает необходимость широкого внедрения дробного ситового анализа. В связи с этим целесообразно принять в качестве оптимального варианта 19-фракционный ситовой анализ.

Бедность и низкая точность информации, получаемой из малофракционных анализов, ни в коем случае не может быть оправдана тем, что на производство одного дробного анализа затрачивается в среднем в 1,5 раз больше времени. Внедрение новых прогрессивных методов, в частности ультразвуковых, и повышение технической оснащенности лабораторий (процесс мокрого просеивания) в ближайшем будущем ликвидируют этот разрыв.

После того как установили, что дробный ситовой анализ обладает наибольшей информативностью, для его производства необходимо было определить величину пробы (навески) и минимальное количество времени для ее механического рассева на ротапах. В связи с этим полезным оказалось сравнить эффективную производительность ротапов различных конструкций и оценить, как влияет дополнительная дробность рассева «хвостовых» тонкозернистых фракций на расчет статистик эмпирических полигонов распределения гранулометрического состава пород (ЭПР).

Для решения вопроса об оптимальной величине навески, или объеме репрезентативной частной выборки, был произведен следующий эксперимент. В районе устья р. Невы из речного пляжа было отобрано свыше 5 кг очень хорошо отмытого грубо-среднезернистого песка. Из этого объема песка были взяты пробы-навески в 1000, 500, 250, 125, 62, 32 и 15 г. Каждая из указанных проб была рассеяна на 19 размерных фракций. В табл. 7 представлены результаты попарного сравнения между собой всех ЭПР с помощью известного критерия различия «ХИ-квадрат». В числителе приводятся значения этого критерия при сравнении ЭПР по весу, а в знаменателе — по данным пересчета. При 19 фракциях имеется 18 степеней свободы. В специальных таблицах находим $\chi^2_{0,99}(18) = 7,01$. Так как все полученные нами $\chi^2_{\text{эпр}} \ll \chi^2_{0,99}$ (табл. 7), то это означает, что все наши частные выборки (навески) можно считать выборками, взятыми из одной генеральной совокупности. Из этого следует, что навески в 125, 62, 32 и 15 г заключают в себе все статистические особенности гранулометрического (ситового) состава речного песка на пляже Невы. Это чрезвычайно важный результат, так как открывается возможность производить вторичный рассев порошков после производства 6-фракционных ситовых анализов, для которых отбирались общие навески не более 30 г. Кроме того, это позволяет производить ситовой анализ для небольших кусочков керна из глубоких скважин (навески 30—15 г).

Однако для повышения гарантии в достоверности анализа рекомендуем брать все-таки навески в 50 г, меньше навески следует брать только в случаях острого недостатка изучаемого материала. При дробном рассеве навесок менее 50 г остатки на ситах становятся очень небольшими, и это несколько затрудняет проведение ситового анализа.

Известно, что, чем больше будет происходить процесс рассеивания на ротапе одной и той же навески, тем лучшие результаты рассева будут

Таблица 8

Результаты расчета опытного рассева навески 50 г

Навески, г	Время рас- сева, мин.	Среднее, мк		Стандарт		Асимметрия		Экссесс		Вариация		Энтропия	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
51,67	2,5	0,294	0,102	0,622	0,588	-0,370	-0,263	+0,751	-0,695	0,486	1,339	2,370	2,198
51,64	5,0	0,294	0,102	0,624	0,587	-0,370	-0,260	+0,709	-0,698	0,487	1,338	2,375	2,197
51,57	7,5	0,295	0,101	0,626	0,587	-0,368	-0,274	+0,701	-0,704	0,488	1,345	2,373	2,195
51,57	10,0	0,290	0,099	0,626	0,586	-0,390	-0,268	+0,755	-0,730	0,492	1,356	2,373	2,193
51,55	12,5	0,289	0,099	0,627	0,582	-0,385	-0,303	+0,752	-0,685	0,498	1,353	2,377	2,193
51,54	15,0	0,289	0,099	0,629	0,575	-0,377	-0,304	+0,728	-0,617	0,499	1,326	2,385	2,195
51,54	17,5	0,288	0,098	0,630	0,575	-0,370	-0,312	+0,723	-0,617	0,501	1,332	2,386	2,193
51,49	20,0	0,288	0,098	0,631	0,575	-0,368	-0,328	+0,719	-0,618	0,503	1,346	2,388	2,192
51,46	22,5	0,287	0,098	0,632	0,572	-0,371	-0,332	+0,731	-0,597	0,505	1,340	2,390	2,190
51,44	25,0	0,286	0,098	0,632	0,572	-0,390	-0,330	+0,771	-0,645	0,506	1,351	2,385	2,194
51,43	27,5	0,286	0,098	0,632	0,572	-0,385	-0,337	+0,746	-0,616	0,508	1,343	2,390	2,192
51,40	30,0	0,286	0,098	0,632	0,572	-0,385	-0,345	+0,746	-0,617	0,509	1,346	2,391	2,192

19-фракционные анализы на ротапе марки М-028

Примечание. 1 — вес; 2 — счет.

достигнуты. Однако чрезмерно увеличенное время рассева приводит к излишнему износу ситовых тканей. Производительность труда и наименьший износ сит, с одной стороны, и качество рассева — с другой, требуют установления оптимального времени рассева навески в 50 г. С целью определения этого времени производился опытный рассев такой навески в течение строго фиксированных интервалов времени. Это проводилось на примере очень плохо отсортированных песков для того, чтобы в работе участвовали все 19 сит (диаметры сит 20 см). После первого рассева навески в течение 2,5 мин. производилось взвешивание всех полученных фракций. Затем все фракции ссыпались вместе, и навеска при очень небольших потерях в весе рассеивалась второй раз в течение 5 мин. и т. д. Для всех 12 вариантов ЭПР рассчитывалось по две группы статистик: по весу и в пересчете на количество зерен в размерных фракциях. В табл. 8 приводятся результаты расчетов в проведенном эксперименте с навеской в 50 г.

Из табл. 8 видно, что для получения одинаковых значений для первых двух статистик (среднего размера и стандарта) необходимо меньшее время рассева, тогда как получение таких же результатов для параметров асимметрии и эксцесса требует увеличения рабочего времени просеивания примерно в 1,5 раза. Для оптимальных условий можно полагать, что для навески в 50 г достаточно 15 мин. на механический рассев. Следует отметить, что в отдельных случаях при очень детальных исследованиях в гранулометрии время рассева указанной навески следует увеличивать до 25 мин. По данным Дж. Гриффитса (1971), например, в лабораториях США навески 100—150 г рассеиваются на ротапах обычного типа за 15—25 мин.

Известно, что машины-ротапы, выпускаемые в СССР, осно-

Весовые содержания различных фракций, г

Ситовые фракции, мм	Сита					
	немецкие			отечественные		
	52*	73	12A	52	73	12A
>2,5	—	0,48	—	—	0,5	—
2,5—2,0	0,02	0,48	—	0,02	0,5	—
2,0—1,6	0,02	0,48	—	0,02	0,5	—
1,6—1,25	0,03	0,48	0,01	0,04	0,5	0,01
1,25—1,0	0,05	0,56	0,01	0,04	0,5	0,01
1,0—0,8	0,06	0,56	0,01	0,05	0,66	0,01
0,8—0,63	0,1	0,67	0,01	0,12	0,68	0,01
0,63—0,5	0,11	0,74	0,01	0,14	0,72	0,01
0,5—0,4	0,24	1,59	0,03	0,19	1,25	0,04
0,4—0,315	0,43	2,30	0,06	0,44	2,60	0,07
0,315—0,25	0,54	2,19	0,07	0,49	1,93	0,07
0,25—0,2	0,73	1,57	0,09	1,26	2,18	0,09
0,2—0,16	3,66	3,71	0,83	3,14	2,14	0,8
0,16—0,125	4,49	1,59	1,95	4,37	1,78	1,77
0,125—0,1	10,09	2,96	3,49	12,64	3,61	4,40
0,1—0,08	22,9	5,35	14,85	21,67	5,21	13,03
0,08—0,063	9,34	3,84	22,27	9,08	3,04	16,78
0,063—0,05	4,36	3,05	17,02	3,54	2,43	14,11
0,05—0,04	1,19	2,64	6,63	1,76	1,79	9,04
0,04—0,032	1,03	0,78	1,35	—	—	—
0,032—0,025	0,97	0,78	1,35	2,65	3,92	9,57
0,025—0,01	0,62	0,92	1,07	—	—	—
<0,01	31,92	40,6	19,25	31,92	40,6	19,25
Общая навеска, г	100	100	100	100	100	100
% растворимости	9,4	16,7	10,9	6,4	16,7	10,9

* Номера проб.

ваны на принципе вращательно-ударных движений. Машины для лабораторного просеивания фирмы Fritsch используют электромагнитную вибрацию. Сравнение работы этих машин и оценка влияния на расчет статистик ЭПР дополнительной дробности рассева фракции 0,04—0,01 мм были основаны на сопоставлении результатов рассева одних и тех же проб на отечественной и западногерманской аппаратуре. Отечественная аппаратура была представлена ротатом М-028 и контрольными ситами с сетками из латуни, изготовленными на заводе «Электрокабель». Зарубежная аппаратура состояла из лабораторной машины для просеивания «Анализетте-3» и полного комплекта сит с сетками из нержавеющей стали, которые были изготовлены вместе с «Анализетте-3» западногерманской фирмой Fritsch. Все сита в обоих комплектах были диаметром 20 см, и размеры их точно соответствовали друг другу. Отличие заключалось лишь в том, что в западногерманском наборе имелись дополнительные сита размером 0,032 и 0,025 мм, которые являются естественным продолжением ряда с ПГП=1,25.

Для проведения экспериментальных работ были выбраны три пробы из современных осадков Рижского залива и Балтийского моря: № 52 с глубины 123 м, № 73 с глубины 63 м и № 12А с глубины 8 м. Характерная особенность этих проб — достаточно высокие содержания фракций < 0,1 мм.

Из табл. 9 видно, что весовые содержания размерных фракций в обоих вариантах отсева — весьма сходные величины. В целом же можно считать, что оба типа машин (М-028 и «Анализетте-3») работают примерно одинаково, если не учитывать экономичность, бесшумность и эстетичность машины фирмы Fritsch. Кроме того, машина типа «Анализетте-3» может обеспечивать мокрое просеивание, которое заменяет собой чрезвычайно трудоемкий процесс отмучивания.

Что же касается дополнительной дробности рассева тонкозернистых фракций, то она приобретает важное значение при дальнейшей статистической обработке данных. Сопоставление результатов статистической обработки приводится в табл. 10, где видно, что меньшая дробность «хвостовых» фракций (на отечественных комплексах сит) создает увеличение средних размеров зерен по весу (максимально на 14%) и данным пересчета (максимально на 40%). Наблюдается также увеличение (в 1,5—2,0 раза) абсолютных величин асимметрии и эксцесса. В одном из двух случаев пересчета происходит изменение знака указанных параметров. Кроме того, отмечается некоторое уменьшение величин коэффициента вариации (в 1,5—2 раза, особенно по данным пересчета), дисперсии (в 1,5 по пересчету) и весьма незначительное снижение энтропии. В целом следует подчеркнуть, что по данным пересчета происходит наибольшее расхождение величин статистических параметров ЭПР.

Первая реализация идеи пересчета весовых содержаний на количество зерен была предпринята давно (Hatch, Choate, 1929). Позже Л. Б. Рухин (1947) показал важность пересчета для палеогеографической интерпретации результатов ситового анализа песков. А. В. Маршнер (Marschner, 1953) и Б. К. Саху (Sahu, 1964) пришли к выводу, что данные пересчета могут с успехом использоваться вместо весовых содержаний ситовых фракций.

При корреляции гранулометрических параметров, полученных в результате пересчета (табл. 5, 6), было показано, что только данные дробного ситового анализа пригодны для этой цели. Построения эмпирических полигонов распределения (ЭПР) размеров зерен по их числу в размерных фракциях производятся по следующим формулам пересчета:

$$N = \sum_{i=1}^m n_i; \quad n_i = \frac{g_i}{\Delta g_i} = \frac{g_i}{\Delta v_i \Delta \gamma}, \quad (1)$$

где N — общее число зерен в навеске для рассева; m — число ситовых фракций; n_i — число зерен в одной из фракций; g_i — вес одной из фракций; Δg_i — вес среднего зерна фракций; $\Delta \gamma$ — средний удельный вес зерен для всех фракций.

При этом величину Δv_i можно получить исходя из аппроксимации зерен шарами ($\Delta v_i^{\text{ш}}$) или трехосными эллипсоидами ($\Delta v_i^{\text{эл}}$). Во ВНИИАШе проведены исследования, которые показывают, что Δv_i может быть также аппроксимирован кубом, сторона которого равна ребру квадратной ячейки задерживающего сита (Мгеладзе и др., 1971).

Из формулы (1) видно, что n_i зависит только от точности определения величин g_i , Δv_i и $\Delta \gamma$. Величина g_i определяется сравнительно точно, так как она зависит от стандартизации процесса рассева и точности взвешивания. Быстродействующие весы марки ВТКА-20 Ленинградского завода «Госметр» вполне обеспечивают требуемую точность. Оценка объема среднего зерна (Δv_i) зависит от способа аппроксимации формы зерен и характера распределения объемов зерен в размерных фракциях. Средний удельный вес зерен навески ($\Delta \gamma$) зависит только от различной концентрации тяжелых минералов в пробе, подвергнутой ситовому анализу. В общем исследование сводится к решению двух задач: а) определить характер и статистические параметры распределений объемов реальных зерен-эллипсоидов по всем размерным фракциям и выяснить необходимость применения поправочных коэффициентов за счет отклонения формы реальных зерен от формы шара; б) определить предельную допустимую величину концентрации тяжелых минералов в осадках, которая позволяла бы считать величину $\Delta \gamma = 2,7 \text{ г/см}^3$, т. е. близкой

Сопоставление результатов статистической обработки

№ строки	Виды ситовых анализов	Номера проб	Среднее, мм		Дисперсия		Асимметрия		Экссесс		Вариация		Энтропия	
			1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	21-фракционный анализ на ситах ФРГ	52	0,094	0,051	0,447	0,482	-0,956	-0,120	+5,217	-1,205	1,089	2,156	1,918	1,888
2		73	0,152	0,044	1,032	0,411	-0,827	-0,875	+0,216	+0,924	1,562	2,149	2,761	1,782
3		12A	0,070	0,049	0,349	0,356	-0,564	+0,116	+3,864	-0,647	1,121	1,660	1,745	1,728
4	19-фракционный анализ на ситах отечественного производства	52	0,099	0,071	0,408	0,309	-1,634	-0,183	+6,752	-0,354	0,949	1,005	1,833	1,633
5		73	0,174	0,061	1,004	0,333	-0,896	-1,320	+0,178	+2,555	1,323	1,253	2,692	1,555
6		12A	0,071	0,056	0,342	0,237	-1,354	-0,947	+6,265	+0,559	1,099	0,967	1,706	1,310

Примечание. 1 — вес; 2 — пересчет.

Таблица 11

Вес средних зерен-шаров и зерен-эллипсоидов (g) и K_L для песков различных возрастов

Размерные фракции, мм	Вес среднего зерна-шара $\Delta g_L^ш, g$	Современный		Плюцен		Мел		Девон		Кембрий	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
0,063—0,05	$25 \cdot 10^{-8}$	$35 \cdot 10^{-8}$	0,71	$40 \cdot 10^{-8}$	0,62	$43 \cdot 10^{-8}$	0,60	$35 \cdot 10^{-8}$	0,71	$35 \cdot 10^{-8}$	0,71
0,08 —0,063	$51 \cdot 10^{-8}$	$84 \cdot 10^{-8}$	0,61	$73 \cdot 10^{-8}$	0,70	$77 \cdot 10^{-8}$	0,66	$78 \cdot 10^{-8}$	0,65	$78 \cdot 10^{-8}$	0,65
0,1 —0,08	$103 \cdot 10^{-8}$	$162 \cdot 10^{-8}$	0,63	$167 \cdot 10^{-8}$	0,62	$163 \cdot 10^{-8}$	0,63	$150 \cdot 10^{-8}$	0,69	$173 \cdot 10^{-8}$	0,59
0,125—0,1	$20 \cdot 10^{-7}$	$31 \cdot 10^{-7}$	0,64	$31 \cdot 10^{-7}$	0,64	$32 \cdot 10^{-7}$	0,63	$22 \cdot 10^{-7}$	0,93	$26 \cdot 10^{-7}$	0,77
0,16 —0,125	$40 \cdot 10^{-7}$	$59 \cdot 10^{-7}$	0,67	$70 \cdot 10^{-7}$	0,57	$56 \cdot 10^{-7}$	0,71	$67 \cdot 10^{-7}$	0,60	$40 \cdot 10^{-7}$	1,0
0,2 —0,16	$82 \cdot 10^{-7}$	$105 \cdot 10^{-7}$	0,78	$113 \cdot 10^{-7}$	0,73	$88 \cdot 10^{-7}$	0,93	$116 \cdot 10^{-7}$	0,71	$94 \cdot 10^{-7}$	0,87
0,25 —0,2	$16 \cdot 10^{-6}$	$21 \cdot 10^{-6}$	0,76	$25 \cdot 10^{-6}$	0,64	$16 \cdot 10^{-6}$	1,00	$19 \cdot 10^{-6}$	0,84	$20 \cdot 10^{-6}$	0,80
0,315—0,25	$32 \cdot 10^{-6}$	$37 \cdot 10^{-6}$	0,86	$51 \cdot 10^{-6}$	0,63	$38 \cdot 10^{-6}$	0,84	$32 \cdot 10^{-6}$	1,00	$32 \cdot 10^{-6}$	1,0
0,4 —0,315	$64 \cdot 10^{-6}$	$66 \cdot 10^{-6}$	0,97	$97 \cdot 10^{-6}$	0,66	$68 \cdot 10^{-6}$	0,94	$65 \cdot 10^{-6}$	0,98	$68 \cdot 10^{-6}$	0,94
0,5 —0,4	$13 \cdot 10^{-5}$	$14 \cdot 10^{-5}$	0,93	$20 \cdot 10^{-5}$	0,65	$16 \cdot 10^{-5}$	0,82	$14 \cdot 10^{-5}$	0,93	$14 \cdot 10^{-5}$	0,93
0,63 —0,5	$25 \cdot 10^{-5}$	$30 \cdot 10^{-5}$	0,88	$39 \cdot 10^{-5}$	0,64	$32 \cdot 10^{-5}$	0,78	$32 \cdot 10^{-5}$	0,78	$25 \cdot 10^{-5}$	1,0
0,8 —0,63	$51 \cdot 10^{-5}$	$60 \cdot 10^{-5}$	0,85	$82 \cdot 10^{-5}$	0,63	$59 \cdot 10^{-5}$	0,86	$59 \cdot 10^{-5}$	0,86	$57 \cdot 10^{-5}$	0,89
1,0 —0,8	$103 \cdot 10^{-5}$	$128 \cdot 10^{-5}$	0,80	$148 \cdot 10^{-5}$	0,69	$108 \cdot 10^{-5}$	0,95	$119 \cdot 10^{-5}$	0,86	—	—
1,25 —1,0	$2 \cdot 10^{-4}$	$26 \cdot 10^{-4}$	0,77	$28 \cdot 10^{-4}$	0,71	—	—	$30 \cdot 10^{-4}$	0,67	—	—
1,6 —1,25	$4 \cdot 10^{-4}$	$54 \cdot 10^{-4}$	0,74	$61 \cdot 10^{-4}$	0,67	—	—	$55 \cdot 10^{-4}$	0,80	—	—
2,0 —1,6	$8 \cdot 10^{-4}$	$11 \cdot 10^{-4}$	0,74	$14 \cdot 10^{-4}$	0,57	—	—	$12 \cdot 10^{-4}$	0,67	—	—
2,5 —2,0	$16 \cdot 10^{-4}$	$21 \cdot 10^{-4}$	0,76	$26 \cdot 10^{-4}$	0,62	—	—	—	—	—	—
2,5	$32 \cdot 10^{-4}$	$70 \cdot 10^{-4}$	0,46	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—вес среднего зерна-эллипсоида $\Delta g_L^{эл}$; $2-K_L = \frac{\Delta g_L^{ш}}{\Delta g_L^{эл}}$.

к удельному весу кварца и полевого шпата — наиболее распространенных компонентов природных песков.

Для решения первой задачи в каждой размерной фракции дробного ситового анализа изучалось распределение объемов зерен-эллипсоидов, вычисленных по формуле

$$\Delta v_i^{3n} = \frac{\pi}{\sigma} abc.$$

В результате статистической обработки эмпирических полигонов распределения (ЭПР) объемов зерен-эллипсоидов было установлено, что все они являются, во-первых, одновершинными, симметричными и средние значения их близки к средним размерам ситовых фракций, а во-вторых, все они довольно хорошо согласуются с теоретическими кривыми Пирсона (типы I, IV, VI) и кривой Шарлье тип «А» (Митропольский, 1961). При сравнении ЭПР с теоретическими кривыми использовался критерий согласия Колмогорова — Смирнова. В табл. 11 приводятся по фракциям вес средних зерен-шаров и средних зерен-эллипсоидов, причем вес вторых значительно превышает вес первых. Отсюда вытекает, что при пересчете весовых содержаний на количество зерен при аппроксимации их шарами (формула 1) происходит некоторое завышение числа зерен в отдельных размерных фракциях, так как вес фракции (g_i) делится на вес более легкой частицы — шара. В табл. 11 даются отношения веса среднего зерна-шара к весу среднего зерна-эллипсоида. Значения этих величин по фракциям можно рассматривать как ряды некоторых поправочных коэффициентов (K_i), которые можно легко ввести в формулу (1) при аппроксимации реальных зерен шарами. В результате имеем

$$n_i = \frac{6g_i}{\pi d_i^3 \Delta \gamma} K_i, \quad (2)$$

где K_i — поправочные коэффициенты по размерным фракциям ситового анализа (табл. 12); d_i — диаметр среднего зерна-шара, равный среднему размеру ситовой фракции (Рухин, 1947); остальные обозначения см. в формуле (1).

Для того чтобы выяснить влияние поправочных коэффициентов на оценку основных статистик ЭПР по данным пересчета, были выбраны два анализа, содержащие все размерные фракции. Расчеты производились при $K_i=1$, тогда по формуле (2) происходит определение числа зерен (n_i) при аппроксимации их шарами. Затем в этих же анализах рассчитывались n_i при $K_i < 1$, значения которых представлены в табл. 11. При использовании K_i в формуле (2) происходит оценка числа зерен (n_i) с поправкой за счет их эллипсоидальности.

Из табл. 12 видно, что в обоих вариантах введение поправочных коэффициентов практически не изменяет значение статистик ЭПР пересчета. Отсюда можно полагать, что метод пересчета, основанный на аппроксимации реальных зерен шарами, не требует в целом дополнительных поправок за счет отклонения реальных зерен-эллипсоидов от формы идеальных сфер. Поправки нужны только для оценки общего числа зерен (N) в навеске, точное значение которого не является принципиально важным в данном виде анализа.

Для того чтобы установить максимально допустимую концентрацию тяжелых минералов в пробах песка, при которой можно считать, что средний удельный вес зерен этой пробы составляет примерно $2,7 \text{ г/см}^3$, каждая размерная фракция 36 и 19-фракционных анализов разделялась в бромформе на легкую и тяжелую составляющие. Специально были выбраны четыре типа песков с резко различным выходом тяжелой фракции. Оценка влияния различной концентрации тяжелых минералов на

Таблица 12

Результаты расчетов основных статистик ЭПР для обоих вариантов ситовых анализов без учета поправочных коэффициентов ($K_i=1$) и с учетом их ($K_i<1$)

№ варианта	Возраст песков	K_i	Общее количество зерен в пробе, 10^3	Средний размер	Стандарт	Вариация	Асимметрия	Экссесс
I	Современный Плиоцен Мел Девон Кембрий	$K_i=1$ (зерна-шары)	8559	0,079	0,711	2,057	-1,271	-0,352
		$K_i<1$	6152	0,085	0,770	2,088	-1,070	-0,316
		$K_i<1$	5433	0,080	0,711	2,044	-1,267	-0,349
		$K_i<1$	6001	0,085	0,763	2,050	-1,039	-0,352
		$K_i<1$	6375	0,086	0,764	2,048	-1,039	-0,350
		$K_i<1$	6460	0,088	0,781	2,033	-0,960	-0,545
II	Современный Плиоцен Мел Девон Кембрий	$K_i=1$ (зерна-шары)	30 462	0,066	0,507	1,774	-1,588	+1,781
		$K_i<1$	21 265	0,066	0,532	1,841	-1,566	+1,545
		$K_i<1$	19 269	0,066	0,505	1,759	-1,561	+1,711
		$K_i<1$	21 239	0,068	0,548	1,843	-1,418	+0,979
		$K_i<1$	21 945	0,067	0,538	1,831	-1,494	+1,322
		$K_i<1$	22 004	0,068	0,548	1,848	-1,434	+0,074

Таблица 13

Результаты сопоставления статистик

Номер пробы	Место взятия пробы	Средний % выхода тяжелой фракции	Фракционный анализ	Средние значения, мм		Стандарт		Асимметрия		Экссесс	
				1	2	1	2	1	2	1	2
1	Фергана, отложения альба	0,34	36	0,072	0,072	0,328	0,328	-0,171	-0,171	-0,645	-0,645
			19	0,072	0,072	0,332	0,332	-0,218	-0,215	-0,672	-0,671
2	То же	0,57	36	0,073	0,074	0,409	0,409	-0,639	-0,571	-0,414	-0,505
3	Рижский залив, подводный пляж	8,3	36	0,073	0,073	0,412	0,413	-0,660	-0,667	-0,420	-0,421
			19	0,102	0,104	0,263	0,250	-0,111	-0,360	+1,00	+0,915
4	Черное море (сел. Уреки), субаэральный пляж	78,0	36	0,114	0,09	0,650	0,685	-0,062	-0,640	-1,234	-1,00
			19	0,113	0,09	0,653	0,684	-0,084	-0,660	-1,215	-0,958

Фракции: 1—легкая и тяжелая; 2—легкая.

результаты пересчета производилась методом сравнения статистик ЭПР пересчета, полученных до и после вычитания веса тяжелых минералов во всех размерных фракциях. Результаты сопоставления рассчитанных статистик представлены в табл. 13, где видно, что максимально допустимая концентрация тяжелых минералов в пробе пород не должна превышать 2% по весу, тогда средний удельный вес зерен ($\Delta\gamma$) можно принимать равным $2,7 \text{ г/см}^3$ без ущерба для точности пересчета.

В лаборатории ВНИГРИ накоплен огромный фактический материал (несколько десятков тысяч анализов), который убедительно показывает, что в абсолютном большинстве случаев выход тяжелой фракции из по-

род 0,2—2,0%. Исходя из такого содержания тяжелых минералов (до 2%) можно пренебрегать разницей в удельных весах легких и тяжелых минералов. Отсюда вытекает, что при пересчете весовых содержаний на количество зерен не требуется вводить какие-либо поправочные коэффициенты за счет различных концентраций тяжелых минералов в осадочных породах.

ВЫВОДЫ

1. Дробный 19-фракционный ситовой гранулометрический анализ по сравнению с 6-фракционным обладает наибольшей общей информативностью. Только этот вид анализа как оптимальный может быть использован для пересчета весовых содержаний на количество зерен в различных фракциях.

2. Малофракционные ситовые анализы могут быть использованы только для оценки средних размеров и с очень большой осторожностью — для степени отсортированности осадков.

3. Для проведения дробного 19-фракционного ситового анализа навеской, идущей в рассев, следует считать 50 г породы.

4. Время рассева навески в 50 г на специальных машинах для лабораторного рассеивания (ротапах) должно быть не менее 15 мин.

5. Для более эффективного рассева следует пользоваться машинами, основанными на принципе электромагнитных вибраций (типа «Анализетте-3», фирмы Fritsch, ФРГ).

6. Увеличение дробности рассева тонкозернистых («хвостовых») фракций с помощью сит размером 0,032 и 0,025 мм при статистической обработке дает возможность более правильно оценивать значения гранулометрических параметров.

7. Метод пересчета весовых содержаний на количество зерен в различных фракциях, основанный на аппроксимации форм реальных зерен шарами, не требует введения поправочных коэффициентов ни за счет стилизации формы реальных зерен-эллипсоидов от формы сфер, ни за счет различных концентраций тяжелых минералов в осадочных породах. В большинстве случаев средний удельный вес песчаных зерен можно полагать равным 2,70 г/см³.

ЛИТЕРАТУРА

- Бату́рин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Гриффи́тс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. Серия «Науки о земле». М., «Мир», 1971.
- Лавров И. В. Новый метод измерения геометрических параметров зерен в шлиф-зерне.— В сб.: Абразивы. Тр. ВНИИАШ, 1960, вып. 25.
- Лавров И. В. Некоторые результаты исследования геометрии частиц измельченных материалов.— Тр. ВНИИАШ, 1967, № 5.
- Мгеладзе В. Ф., Лавров И. В., Мартыненко М. А. Зависимость между средним объемом единичного зерна основной фракции и размером ячеек задерживающего сита.— В сб.: Абразивы. Тр. ВНИИАШ, 1971, вып. 1.
- Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961.
- Рожков Г. Ф. К вопросу о гранулометрическом анализе счетом.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 6.
- Рожков Г. Ф., Базанова Т. Д., Сергеев Ю. Н. Гранулометрические параметры современных осадков Рижского залива и их возможная геологическая интерпретация.— В сб.: Литолого-петрографические исследования в нефтяной геологии. Тр. ВНИГРИ, Л., 1970, вып. 274.
- Рожков Г. Ф., Колобзаров О. В., Смирнов Л. С. Симметрия — асимметрия в гранулометрии песчано-алевритовых пород.— В кн.: Симметрия в природе (тез. докл. к Всес. совещ.). Л., 1971.
- Рожков Г. Ф., Сухинин В. Г., Типов Б. И. Динамические условия седиментации отложений неокена на территории хребта Восточный Каратау (Мангышлак). Литол. и полезн. ископ., 1971₂, № 2.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., Изд-во ЛГУ, 1947.

- Duane D. B. Significance of skewness in recent sediments western Pamlico Sound, North Carolina.— J. Sediment. Petrol., 1964, No. 4.
- Folk R. L. A review of grain-size parameters.— Sedimentology, 1966, v. 6, No. 6.
- Friedman G. M. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics.— J. Sediment. Petrol., 1961, v. 31, No. 4.
- Friedman G. M. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands.— J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, No. 2.
- Hatch T., Choate S. P. Statistical description of the size properties of non-uniform particulate substances.— J. Franklin Inst., 1929, v. 207, p. 369—387.
- Irani R. R., Callis C. G. Partical size Measurement, Interpretation and Application. John Wiley and Sons Inc, N. Y., 1963.
- Marschner A. A method for the size analysis of sand on a number frequency basis.— J. Sediment. Petrol., 1953, v. 23, No. 1.
- Martins L. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation.— J. Sediment. Petrol., 1965, v. 3, No. 3.
- Moiola R. Y., Weiser D. Textural parameters: an evaluation.— J. Sediment. Petrol., 1968, v. 38, No. 1.
- Sahu B. K. Transformation of weight frequency and number frequency data in size distribution studies of clastic sediments.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, No. 4.
- Sahu B. K. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments.— J. Sediment. Petrol., 1934, v. 34, No. 1.
- Sevon W. D. Distinction of New Zealand beach, dune and river sands by their grain size distribution curves.— New Zealand J. Geol. Geophys., 1966, v. 9.

ВНИГРИ
Ленинград

Дата поступления
13.VI.1972

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.491.4(477.62)

**О ЗНАЧЕНИЯХ pH И Eh ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ КАТАГЕНЕЗА
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ И ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИН**

Ю. С. КОРМИЛЕЦ

В последнее время внимание многих исследователей обращено на вопросы постседиментационного изменения осадочных пород в наиболее погруженных частях нефтегазоносных бассейнов. При этом анализ физико-химических условий вторичного минералообразования основывается на теоретических предпосылках о pH и Eh среды или экспериментальных и расчетных данных, не всегда соответствующих природным условиям.

Ниже приведены результаты исследований pH (колориметрическим методом) и Eh (потенциометрическим методом) подземных вод палеозойских водоносных комплексов Днепроовско-Донецкой и Припятской впадин. Замеры производились в полевых и лабораторных условиях (лаборатория гидрогеологии УкрНИИГАЗа).

Пластовые воды палеозойских отложений, находящихся на стадии глубинного катагенетического преобразования, характеризуются хлоридным кальциево-натриевым составом с минерализацией, в основном превышающей 150—200 г/л. Температура вод 60—145°С pH вод — 5—6, в отдельных случаях 3,5—4. Окислительно-восстановительный потенциал вод — 0,056—0,133в (табл. 1). Интервал колебания щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий в изученных пластовых водах находится преимущественно в пределах нижней границы поля природных сред, по Баас Бекингу и др. (1963).

Анализ изменений pH вод во времени с момента отбора пробы, а также pH и Eh вод по стволу скв. 21 (Речицкое месторождение), позволяет высказать некоторые соображения об их природе.

pH вод, замеренный на месте отбора пробы воды (вода при этом серовато-зеленоватая), колеблется в пределах слабокислой реакции. Через определенный промежуток времени в большинстве случаев наблюдается увеличение pH с приближением к нейтральной реакции (табл. 2).

Установление равновесия системы вода — атмосфера отмечается визуально: вода приобретает характерный рыжеватый оттенок, связанный с образованием гидроокиси железа. Иногда pH вод несколько снижается или не изменяется. Известно, что pH всегда возрастает при выделении CO_2 из раствора. Следовательно, повышение pH в пробах, сообщаемых с атмосферой, показывает, что концентрация H^+ в исследованных водах зависит главным образом от соотношения между количеством угольной кислоты и ионами HCO_3^- и CO_3^{2-} . Ранее мы установили

Т а б л и ц а 1

**Результаты замера Eh и pH подземных вод палеозойских отложений
Днепроовско-Донецкой и Припятской впадин**

Площадь, номер скважины	Интервал исследования, м	Геологический возраст	Условия отбора, глубина, м	Формула химического состава	Eh, в	pH
Шебелинская, 84	2448—2462	P ₁	Пробоотборник ПД-3м, 2400	$M_{283,2} \frac{Cl_{99}}{Na_{76}Ca_{16}Mg_6}$	—0,096	5,5
» 352	2880—2930	P ₁	» 2800	$M_{290,2} \frac{Cl_{99}}{Na_{76}Ca_{16}Mg_6}$	—0,118	5,5
» 351	2466—2677	P ₁	» 2500	$M_{279,2} \frac{Cl_{99}}{Na_{78}Ca_{14}Mg_8}$	—0,110	5,5
» 85	2535—2580	P ₁	» 2550	$M_{291,9} \frac{Cl_{99}}{Na_{76}Ca_{16}Mg_6}$	—0,105	5,3
Речицкая, 21	2377—2438	D ₃	» 2430	$M_{337,6} \frac{Cl_{99}}{Na_{65}Ca_{27}Mg_6}$	—0,133	5,8
» 18	2262—2266	D ₃	На устье при переливе	$M_{334,6} \frac{Cl_{99}}{Na_{65}Ca_{27}Mg_6}$	—0,056	5,8

Т а б л и ц а 2

Изменение pH пластовых вод во времени

Номер пробы	Замеры pH		Время выдержки, сутки	Номер пробы	Замеры pH		Время выдержки, сутки
	на месте отбора	в лаборатории			на месте отбора	в лаборатории	
453	5,0	5,6	3	2871	5,0	5,0	5
2301	5,3	6,0	7	1441	5,5	5,5	9
2868	5,5	6,0	20	3085	5,5	5,0	47
1895	5,5	6,1	21	2864	5,5	5,0	24
1946	5,6	6,85	30				

Т а б л и ц а 3

Результаты полевых гидрогеохимических исследований на скв. 21 (Речицкая площадь)

Глубина отбора пробы, м	Температура, °С	Давление, атм	Содержание, мг/л				Eh, в	pH
			Fe ²⁺	Fe ³⁺	CO ₂	H ₂ S		
300	14	—	10	8	410	Нет	—0,013	4,8
500	15	58	10	5	427	»	—0,025	6,5
750	23		10	5	431	»	—0,063	6,5
1000	29	122	10	15	471	»	—0,103	6,5
1250	36		20	5	546	»	—0,123	6,4
1500	45	186	60	15	880	»	—0,128	5,8
2000	54	246	—	—	—	—	—0,133	5,8
2430	60	298	120	9	1496	Нет	—0,133	5,8

закономерное увеличение CO₂ в водах с глубиной (Кормилец, 1971). Случаи понижения pH в длительно сохранявшихся пробах связаны с гидролизом большого количества железистых солей, аномальное содержание которых в ряде скважин обусловлено интенсивной коррозией обсадных труб.

С целью проверки выявленных связей были проведены детальные исследования на скв. 21 Речицкой площади. Водоносный горизонт в скважине вскрыт в интервале 2377—2438 м и представлен карбонатным комплексом пород межсолевой толщи верхнего девона. Пластовая вода

представлена хлоридным кальциево-натриевым рассолом с минерализацией 337,6 г/л. Приток высокоминерализованной воды в скважину составлял 2,2—2,5 м³/сутки. После откачки и восстановления уровня были произведены поинтервальные исследования удельного веса, температуры и давления по столбу воды. Удельный вес с глубины 100—2400 м — 1,222. Пробы воды отбирались поинтервально через каждые 250 м глубинным пробоотборником ПД-3м. На месте отбора производилось определение неустойчивых компонентов CO₂, H₂S, Fe²⁺, Fe³⁺, а также pH и Eh.

Как видно из приведенных данных (табл. 3), снизу вверх по скважине от вскрытого водоносного пласта наблюдается постепенное взаимосвязанное количественное изменение определенных показателей. Это обусловлено соответствующими изменениями термодинамических условий (давление, температура) и приближением к равновесному состоянию с атмосферой. Минимальные величины pH (5,8) характерны для условий, приближающихся к пластовым, и соответствуют максимальному содержанию CO₂ (880—1496 мг/л). Выше по стволу снижается концентрация CO₂ и повышается pH. Резкое снижение pH наблюдается в приповерхностной части столба жидкости, что, вероятно, связано с наличием здесь технической жидкости и более интенсивным гидролизом железистых солей. Eh также закономерно изменяется параллельно с изменением концентраций Fe²⁺ и Fe³⁺. H₂S в исследуемых водах не обнаружен. Таким образом, катагенетические изменения палеозойских осадочных пород-коллекторов Днепровско-Донецкой и Припятской впадин происходят в слабо восстановительной среде при слабокислой реакции пластовых вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Баас Бекинг Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.— В сб.: Геохимия литогенеза. Пер. с англ. М., ИЛ., 1963.
- Кормилец Ю. С. Гидрогеохимические показатели вторичных изменений пород-коллекторов палеозоя Днепровско-Донецкой и Припятской впадин.— В кн.: Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Минск, «Наука и техника», 1971.

Харьковский инженерно-строительный институт

Дата поступления
16.III.1973

УДК 553.57(470.4)

АДСОРБЦИОННО-СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД ПОВОЛЖЬЯ

В. А. КОПЕЙКИН, Н. И. ТАРАСОВА

Высокая гидравлическая активность, хорошие каталитические, адсорбционные, фильтрационные, теплоизоляционные и другие свойства кремнистых пород (диатомитов, опок, трепелов) наряду с низкой себестоимостью добычи и большими запасами свидетельствуют о широких перспективах использования их в народном хозяйстве. СССР обладает многочисленными месторождениями кремнистых пород, 165 из которых разведано и имеют запасы по промышленным категориям 1,5 млрд. т.

Удельные поверхности

Месторождения	Удельная поверхность, м ² /г			Эффективный диаметр пор, Å
	по БЭТ	по ГЮ	по А. В. Киселеву	
Инзенское (диатомит)				
Валовая проба	33	38	17	37
обр. 1	30	30	16	35
» 2	35	38	16	36
» 3	35	40	16	36
» 4	30	35	15	35
» 5	32	36	16	34
Валовая проба	31,3	—	—	5000 *
» »	40	—	5	244 **
Оськино (опока)				
обр. 1	95	100	55	44
» 3	110	130	60	44
» 5	110	120	65	40
» 7	130	135	55	36

* Поверхность замерялась по азоту, пористость — ртутной порометрией (Риттер и др., 1964).

** Поверхность замерялась по толуолу (Грязев и др., 1962).

Один из важнейших показателей адсорбционной, каталитической и фильтрационной способности кремнистых пород — величина их удельной поверхности — определяет количество вещества, которое может быть сорбировано, и характер распределения пор. Удельная поверхность опок ряда месторождений Поволжья мало чем отличается от таковой лучших промышленных сорбентов (Грязев, 1960; Слисаренко, Тимофеева, 1960; Риттер и др., 1964). Основные методы измерения поверхности связаны с использованием процессов адсорбции (Брунауэр, 1948; Дубинин, 1948; Киселев, 1949; Иоффе, Письмен, 1965).

Однако до сих пор изучение изменений удельной поверхности и пористости по разрезу какого-либо конкретного месторождения кремнистых пород не производилось. Изучались валовые пробы либо отдельные, случайные образцы. Да и сами структурные свойства определялись по адсорбции газов редко. Поэтому мы для исследования отобрали ряд проб по разрезу Инзенского месторождения диатомитов и Оськинского месторождения опок (Ульяновская область). Пробы диатомита отбирались через 5 м от первого уступа действующего карьера (обр. 1—5), опок — через 2 м (обр. 1, 3, 5, 7) от контакта с меловыми породами, возраст месторождений — нижнесызранский.

Удельная поверхность и пористость диатомитов и опок определялись на высоковакуумной адсорбционной установке объемным методом низкотемпературной адсорбции азота (площадь, занимаемая одной молекулой азота в адсорбированном состоянии, принята равной 16,2 Å²). Схема установки и методика эксперимента приведена в работе У. Г. Дистанова и др. (1969).

Удельные поверхности (таблица) рассчитывались по методам С. Брунауэра, Эммета, Теллера — метод БЭТ, В. Д. Гаркинса и Г. Юра (Harkins, Jura, 1944_{1,2}) — метод ГЮ и А. В. Киселева (1947). Полученные величины удельных поверхностей, вычисленные по методам БЭТ и ГЮ, различаются не более чем на 5%. Вследствие принципиально разных теоретических предпосылок обоих методов такое совпадение можно считать свидетельством достаточной надежности полученных данных и близости найденных величин к истинным.

Результаты определения удельной поверхности и пористости образцов, отобранных по разрезу месторождения, свидетельствуют о практи-

чески одинаковых их значениях в месторождении диатомита. В месторождении опок данные величины несколько различны, что можно объяснить наличием примеси карбонатного материала (обр. 7 залегает над мелом маастрихта) и процессами выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

- Брунауэр С. Адсорбция газов и паров. I, М., Изд-во иностр. лит., 1948.
- Грязев Н. Н. Природные сорбенты Поволжья.— В сб.: Природные минеральные сорбенты. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Грязев Н. Н., Илларионова А. В., Мякушина С. М., Орлов С. И., Солянова Л. Н., Спешиллов В. П. Перспективы использования физико-химических методов исследования структуры пористых тел, применяемых в дорожном строительстве.— В сб.: Совершенствование конструктивных типов и индустриализация строительства автомобильных дорог. Изд-во Саратовского ун-та, 1962.
- Дистанов У. Г., Копейкин В. А., Кузнецова Т. А., Незимов В. Н. Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья.— Тр. Геол. ин-та, Казань, 1969, вып. 23.
- Дубинин М. М. Новые адсорбционные методы определения удельных поверхностей адсорбентов и катализаторов.— В сб.: Проблемы кинетики и катализа, т. V. Изд-во АН СССР, 1948.
- Иоффе И. И., Письмен Л. И. Инженерная химия гетерогенного катализа. М., «Химия», 1965.
- Киселев А. В. Термодинамический метод определения поверхности адсорбентов из изотерм теплот сорбции паров.— В кн.: Сборник работ по физической химии. Изд-во АН СССР, 1947.
- Киселев А. В. Адсорбционные методы исследования удельной поверхности и структуры адсорбентов и катализаторов.— Проблемы кинетики и катализа, т. 6, 1949.
- Риттер Л. Г., Удинцева В. С., Булычева А. И., Шаповалов А. А., Калинина Л. Н. Диатомитовые породы в качестве носителей катализаторов. В сб.: Научные основы подбора и производства катализаторов. Новосибирск, СО АН СССР, 1964.
- Слисаренко Ф. А., Тимофеева Е. М. Структура некоторых опок Поволжья и применение их для очистки растительных масел.— В кн.: Природные минеральные сорбенты. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Harkins W. D., Jura G. Surfaces of solids. XII. An absolute method for the determination on the area of finely divides crystalline solid.— Amer. Chem. Soc., 1944, v. 66, 1362.
- Harkins W. D., Jura G. Surfaces of solids. XIII. A vapor adsorption method for the determination of the area of a solid without the assumption of a molekular area, and the areas occupied by nitrogen and other molekules on the surface of a solid.— Amer. Chem. Soc., 1944, v. 66, 1366.

Геологический институт
Казань

Дата поступления
9.VII.1971

УДК 550.42 : 546.791 : 551.311.231

ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ УРАНА И ЕГО БЕЗРУДНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В ДРЕВНЕЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В. М. ВАСИЛЬЕВА

Одна из сложнейших задач поисков урана на площадях с широким развитием кор выветривания (Васильева, 1970) — отличие геохимических безрудных аномалий его от вторичных ореолов рассеяния, существующих над рудными телами и первичными ореолами рассеяния.

Вторичные ореолы рассеяния урана в коре выветривания, подразделяемые автором на остаточные и солевые, возникают при наложении

процессов древнего корообразования на первичные ореолы рассеяния или рудные тела, развитые в породах палеозойского фундамента. Они характеризуются рядом специфических черт.

Остаточные ореолы рассеяния урана приурочены чаще всего к щебнистому и щебнисто-глинистому горизонтам коры выветривания. Конфигурация их зависит от формы рудных тел, а размер примерно такой же, как и первичных ореолов рассеяния, и для большинства гидротермальных месторождений урана не превышает первых сотен метров. Концентрация общего урана в остаточных ореолах рассеяния $n \cdot 10^{-4}\%$ — $n \cdot 10^{-3}\%$. Подвижный уран присутствует в небольших количествах — $n \cdot 10^{-4}\%$, доля его от содержания общего урана не превышает 20—30%.

Концентрация тория повышена до $n \cdot 10^{-2}\%$. Взаимоотношение между ураном и радием крайне непостоянное. Из элементов-спутников в повышенных до 50 раз количествах наблюдаются: Pb, Ag, Be, Zr, V, Sn, а также химические элементы, как Mo, Cu, As, обнаруживаются в фоновых или несколько превышающих фон концентрациях. Минералогически остаточные ореолы рассеяния урана представлены минералами зоны окисления.

Вторичные солевые ореолы рассеяния урана в коре выветривания формируются в тесном родстве с остаточными ореолами за счет многократного переотложения урана из рудных зон или первичных ореолов рассеяния в тонких капиллярах связанными водами, находящимися под преимущественным воздействием электромолекулярных сил среды. Линейные размеры солевых ореолов рассеяния урана в среднем в 1,5—2 раза по длине и 3—4 раза по ширине превышают размеры первичных ореолов рассеяния. Максимального распространения вторичные солевые ореолы рассеяния урана достигают в щебнисто-глинистом горизонте коры выветривания. Содержание общего урана во вторичных солевых ореолах рассеяния $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-2}\%$, причем большая часть его представлена подвижным ураном (до 60—80% от содержания общего урана).

Торий присутствует в фоновых или несколько превышающих фон количествах (до $n \cdot 10^{-3}\%$). Взаимоотношение между ураном и радием несколько сдвинуто в сторону недостатка урана. Из элементов-спутников в повышенных количествах присутствуют: Mo, Pb, Cu, As, Ag, Be, Zr, Sn. Уран во вторичных солевых ореолах в коре выветривания не обнаруживает видимых под микроскопом минералов и находится, вероятно, в тонкодисперсном состоянии.

Геохимические безрудные аномалии урана в корях выветривания не имеют пространственной и генетической связи с рудными телами и первичными ореолами рассеяния и обязаны своим происхождением в той или иной мере процессам корообразования и деятельности подземных и поверхностных вод. К такого рода радиогеохимическим аномалиям относятся следующие.

а) Собственно коровые урановые аномалии (Васильева, 1970₂). Они возникли одновременно с формированием полного профиля коры выветривания за счет урана, выносимого в процессе древнего корообразования из верхнего горизонта коры выветривания и отлагавшегося на сорбционном барьере в среднем горизонте коры выветривания, обогащенном гидрослюдистым и гидрохлоритовым материалом; обладающим хорошими сорбционными свойствами. Характеризуется небольшим площадным распространением (десятки квадратных метров), невысокими средними содержаниями общего ($n \cdot 10^{-3}\%$) и подвижного ($n \cdot 10^{-3}\%$) урана, низкими концентрациями тория ($n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$), взаимоотношением урана и радия, близким к равновесному, и вполне определенным комплексом элементов-спутников, присутствующих в по-

вышенных до 20—50 раз концентрациях (Mo, Cu, Pb, Zn, Sc, V, Ti). В аномальных интервалах уран находится в адсорбированном состоянии.

б) Собственно коровые ториевые аномалии. Они локализируются в нижнем горизонте коры выветривания пород гранитоидного ряда, обладающих повышенным содержанием тория. Формирование их произошло за счет частичного привноса тория из верхнего и среднего горизонтов коры выветривания в процессе корообразования и перетолжения его в нижнем горизонте (Дроздовская, Мельник, 1968). В аномальных интервалах концентрация тория и элементов-спутников (Y, Yb, Ce, Zr, Nb, Ti, V) увеличивается до 20—30 раз по сравнению с фоновым, доля подвижного урана невелика (20—30% от содержания общего урана). Уран и радий находятся в равновесном состоянии. Мощность интервалов с повышенным содержанием радиоактивных элементов не превышает 0,6—3,0 м, площадное распространение — до 1 км².

в) Посткоровые или наложенные инфильтрационные урановые аномалии. Формируются в нижнем или верхнем горизонтах коры выветривания после завершения процессов древнего корообразования за счет осаждения урана из инфильтрующихся подземных вод на геохимических барьерах, имевших место на отдельных участках коры выветривания. Чаще всего это восстановительный барьер (обогащенный органикой гидрослюдисто-каолинитовый горизонт коры выветривания углисто-серицит-хлоритовых сланцев) (Васильева, 1970). Концентрация общего урана в аномальных интервалах до $n \cdot 10^{-2}\%$ при относительно высоких значениях содержания подвижного урана ($n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-2}\%$). Взаимоотношение между ураном и радием близко к равновесному. Из элементов-спутников в повышенных до 30 раз количествах присутствуют: Ba, Mo, Cu, Pb, Zn, V, Sc, Ti, Ni, Co. Мощность аномальных интервалов достигает нескольких метров при площадном распространении до 3 км².

г) Транзитные урановые аномалии. Создавались на протяжении длительного отрезка времени: с момента корообразования до наших дней. Возникновение их происходило путем осаждения урана гидроокислами железа (Старик и др., 1958). Радиогеохимические аномалии данного типа могут локализоваться в любом горизонте коры выветривания, размеры их невелики (первые метры). Концентрация урана в аномальных интервалах увеличивается до 20—30 раз по сравнению с содержанием во вмещающих породах. Количество подвижного урана составляет 60—70% от содержания общего урана. Торий присутствует в фоновых количествах. Коэффициент радиоактивного равновесия весьма нестабилен. Из элементов-спутников в повышенных до 50 раз количествах отмечаются: Ba, Sr, Mo, Cu, Pb, Zn, Ga, V.

Таким образом, основные отличия вторичных ореолов рассеяния урана от его гипергенных безрудных аномалий, развитых в коре выветривания, сводятся к следующему.

1) Вторичные ореолы рассеяния урана прослеживаются во всех трех горизонтах коры выветривания, в то время как гипергенные безрудные аномалии его чаще всего приурочены только к одному из трех этих горизонтов, а в других не обнаруживаются.

2) Интенсивность вторичных ореолов рассеяния нарастает от верхнего горизонта коры выветривания к нижнему, тогда как для безрудных геохимических аномалий это положение несправедливо.

3) Вторичные ореолы рассеяния урана чаще всего с глубиной переходят в первичные ореолы и рудные тела. Безрудным гипергенным аномалиям на глубине соответствуют породы палеозойского фундамента с кларковым содержанием радиоактивных элементов.

4) Конфигурация вторичных ореолов рассеяния урана напоминает первичные ореолы рассеяния или рудные тела, а форма безрудных гео-

химических аномалий урана в коре выветривания весьма непостоянна, причудлива и разнообразна.

5) Вторичные ореолы рассеяния урана имеют геохимический спектр, весьма близкий спектру первичных ореолов и рудных тел и характеризуются присутствием в повышенных количествах наряду с элементами, типичными для гипергенных безрудных аномалий, — Ba, Cu, Pb, Zn, Mo, V, Ni, Co, таких элементов, как Ag, As, Zr, Y, Tn, Sn, Be, свойственных преимущественно первичным ореолам рассеяния.

В качестве представительного горизонта при поисках урановых месторождений в районах развития кор выветривания рекомендуется брать нижний горизонт коры выветривания (щебнистый), так как в нем вторичные остаточные ореолы рассеяния урана, наиболее важные для поисков, обладают максимальной сохранностью, и он менее благоприятен для формирования безрудных геохимических аномалий урана.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильева В. И. Радиогеохимическое изучение выветрелых пород и кор выветривания.— В кн.: Материалы к первой научной конференции аспирантов-геологов г. Ленинграда. Л., 1970.
- Васильева В. И. О собственно коровом типе радиоактивных аномалий.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.
- Васильева В. И. Об эпигенетической зональности аномальных концентраций урана в древней коре выветривания.— В кн.: Материалы к первой научной конференции аспирантов-геологов г. Ленинграда. Л., 1970.
- Дроздовская А. А., Мельник Ю. П. Новые экспериментальные и расчетные данные о миграции тория в гипергенных условиях.— Геохимия, 1968, № 4.
- Старик И. Е., Старик Ф. Е., Анисимова А. М. Адсорбция микроколичеств урана гидроокисью железа и десорбция его карбонатным методом.— Ж. неорганической химии, т. III, вып. I, 1958.

Дата поступления
8.VI.1971

УДК 551.311.234 : 551.762 (571.5)

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н. П. ГРИГОРЬЕВ

Ископаемые почвы, являющиеся индикаторами континентального осадконакопления, имеют большое значение при палеогеографических исследованиях. Под воздействием почвообразовательного процесса перестраивался вещественный состав, химизм, структура и текстура первичных отложений. Изучение следов этих изменений позволяет восстановить ход древнего почвообразования и благодаря этому выявлять ранее недоступные изучению особенности палеоландшафтов, палеоклиматов и др.

Проблеме ископаемых почв в отечественной науке уделяется значительное внимание. При этом географы и почвоведы обращаются в основном к ископаемым почвам четвертичных толщ (Герасимов, 1961; Глазовская, 1961), сохранившим в значительной мере диагностические признаки современных почв. Геологи, исследующие дочетвертичные ископаемые почвы, обращаются в основном к макротекстурным (Тимофеев, 1969) или минералого-геохимическим признакам (Феофилова, 1971).

Между тем в связи с большими успехами петрографических методов исследования почв (Brewer, 1964; Парфенова, Ярилова, 1962; Морозова, 1963) назрела необходимость выявить возможность их применения и при изучении дочетвертичных толщ. Петрографические признаки микроморфологии почв дают литологам дополнительные критерии для выявления ископаемых аналогов почвенных горизонтов. Для их надежной диагностики необходим комплекс признаков. Наиболее доступны макроскопические признаки, однако их трудно обнаружить, если не сохраняются растительные остатки (в красноцветах и др.). Тем более трудно применить сложные минералого-геохимические критерии. Для многих толщ поэтому петрографические методы приобретают решающее значение.

Изучение ископаемых почв было предпринято в ходе комплексных стратиграфо-литологических исследований юрских угленосных отложений юго-западной части Сибирской платформы. Последние явились благоприятным объектом вследствие широкого распространения ископаемых почв и слабой затронутости отложений процессами вторичного преобразования. Породы юры очень слабо литифицированы, залегают на небольшой глубине и почти не подверглись тектоническим деформациям. Ископаемые почвы приурочены к аллювиальным, главным образом пойменным отложениям, реже встречаются среди озерно-болотных и дельтовых (Григорьев, 1968, 2). В разрезе они приурочены к пачкам существенно глинистого состава, образуя прослой мощностью от нескольких сантиметров до 1—1,5 м.

По внешнему виду ископаемые почвы представляют собой чаще всего глинистые породы, серые, бурые и черные, пронизанные многочисленными остатками корешков растений. Наблюдается гамма пород от практически неизмененных с немногочисленными остатками корней до полностью переработанных с комковатой текстурой типа «кучерявчика». Остатки корешков встречаются и среди песчаных пород, особенно в подошве прослоев углей. Однако признаки глубокой переработки почвенным процессом среди них редки.

Корешки представляют собой тонкие (1—2 мм) конусообразные трубочки, выполненные черным углистым веществом. Они располагаются вертикально, реже крутонаклонно. Наблюдаются горизонтальные разветвления корешков. Когда остатки корней располагаются густо, вокруг них можно наблюдать деформацию породы: изгиб вниз, как бы при прокалывании. Широкое развитие таких деформаций иногда напоминает текстуру «конус в конус».

Ископаемые почвы сформировались за счет аллювиальных и других отложений, первичные черты которых были полностью переработаны почвенным процессом. В ходе этого преобразования возникли новые черты породы, совпадающие с некоторыми структурно-текстурными особенностями современных почв. В ходе исследования удалось выявить следующие микроморфологические признаки ископаемых почв: остатки корневой системы; своеобразная алевро- или псаммопелитовая структура породы, совпадающая с порфироскелетной структурой почв (*porfiroscelic*), выделенной Р. Брюэром (Brewer, 1964), и комковатое сложение; ориентировка частиц основной глинистой массы породы, соответствующая структурам подвижной глинистой составляющей современных почв («плазмы», по Р. Брюэру).

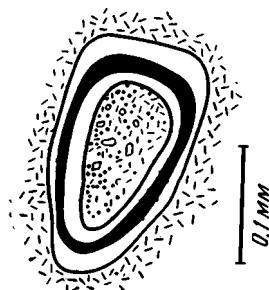
Следы корней в шлифах наблюдались в виде заполненных глинистым веществом пустоток, образовавшихся на месте корешка, и в виде углефицированных остатков сохранившихся корешков. Последние представляют собой округлые или овальные образования (в поперечном срезе) в 0,1—0,2 мм (фиг. 1). Наблюдается внутренняя полость, заполненная слабо двупреломляющим глинистым веществом, и наружные стенки, имеющие концентрическое строение. Стенки сложены изотропным гелифицированным углистым веществом, которое в проходящем свете про-

Фиг. 1. Поперечный срез корня

Фиг. 2. Порфироскелетная структура и продольный срез следа корня

Фиг. 3. Комковатое сложение и порфироскелетная структура

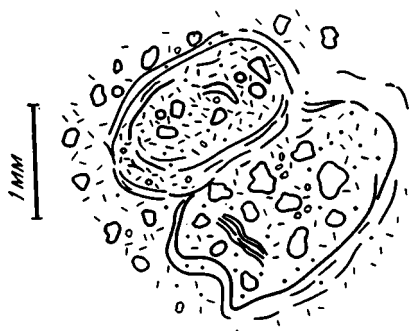
Комки окружены каемками оптически ориентированной глины — кутанами, отличающимися от глинистой массы самих комков



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

свечивает буро-красным цветом. Концентрическое строение стенок распознается вследствие различной плотности слагающего стенки вещества. Толщина стенки 0,05 мм. Продольный срез пустоты, выполнявшейся корнем (фиг. 2), имеет вид полосы шириной около 0,3 мм. Она заполнена глинистым веществом, отличающимся от окружающей породы почти полным отсутствием обломочной примеси. Некоторые обломочные зерна в окружающей породе смещены и слегка повернуты вниз, сдвинутые, видимо, внедрившимся корнем.

Одна из наиболее типичных для ископаемых почв структурно-текстурная особенность — порфироскелетная структура (фиг. 2). Это особый вид псаммо- или алевропелитовой структуры, отличающийся тем, что обломочные зерна разной размерности как бы «висят» в глинистой основной массе, не соприкасаясь друг с другом. Они этим несколько напоминают фенокристаллы магматических пород с порфировой структурой (отсюда название структуры). Какой-либо ориентировки обломочных зерен нет. В некоторых шлифах, однако, можно наблюдать реликты микрослоистой текстуры. В современных почвах порфироскелетная структура образуется под воздействием корней растений и движений глинистого вещества «плазмы», по Р. Брюэру, разобшающими зерна «скелета» и перемешивающими первичный осадок.

Более редкий тип строения ископаемых почв в изученных нами отложениях — комковатое сложение (фиг. 3). Комки (2—3 мм) представляют собой округлые агрегаты глинистого вещества, отличающиеся от окружающей глинистой массы меньшей прозрачностью в проходящем свете. Комки видны и невооруженным глазом в образце. Глинистое вещество имеет в агрегатах и основной массе алевропелитовую структуру, близкую к порфироскелетной. Комковатое сложение, как известно, широко распространено среди современных почв. Его сравнительная редкость среди изучавшихся нами ископаемых почв, объясняется, вероятно, воздействием постседиментационных процессов.

Основная глинистая масса в ископаемых юрских почвах составляет 60—80%. Для нее характерны специфические микроморфологические особенности: ориентированно-чешуйчатое строение и оптически ориентированные корочки («кутаны»).

Ориентированно-чешуйчатое строение выражается в появлении среди низкодвупреломляющей каолинит-гидрослюдистой массы систем высокодвупреломляющих (желтые-красные первого порядка) чешуек гидрослюда. Эти чешуйки очень слабо индивидуализированы и не имеют отчетливых очертаний, не давая резких границ ни с основной массой, ни друг с другом. При $\times 100$ можно наблюдать всю систему чешуек целиком. При $\times 300$ наблюдаются отдельные чешуйки размером в несколько тысячных миллиметра, с расплывчатыми очертаниями. Иногда видно, что такие чешуйки не представляют собой однородное образование, а являются агрегатом более мелких частиц, так как отдельные их части, располагаясь под углом к удлинению чешуйки или параллельно ему, создают картину волнистого или волокнистого угасания. Образующие систему чешуйки сливаются в хлопья или агрегаты в 0,1—0,5 мм, а хлопья, соприкасаясь, образуют всю систему. Таких систем в шлифах часто наблюдается две; при повороте столика микроскопа видно, что они располагаются под углом около 45° друг к другу. При этом чешуйки, ориентированные в одной системе, могут появляться на пространстве, где при другом положении столика видны были чешуйки другой, в данном положении погасающие.

«Кутаны» (от латинского «cutis» — корочка) представляют собой каемки, оторочки и ленты оптически ориентированного глинистого вещества, приуроченные к естественным границам раздела внутри породы (поверхностям обломочных зерен и комков, пустотам, трещинам и т. п.). Наиболее часто они обрастают обломочные зерна. При этом вокруг зерна появляется каемка высокодвупреломляющего (гидрослюдистого) глинистого вещества. Такая каемка окружает зерно полностью, но чаще с перерывами. Граница каемки с обломочным зерном резкая, с окружающей глинистой массой расплывчатая. Внутри каемки можно различить отдельные микрочешуйки. В ряде случаев наблюдается нерезкая, фестончатая или изрезанная граница каемки-«кутана» с обломочным зерном, свидетельствующая о разъедании его глинистым веществом.

«Кутаны» наблюдаются и по границам комков (фиг. 3). Внутри комка, сложенного низкодвупреломляющим глинистым веществом, появляются чешуйки, повторяющие внешний контур комка. Эти чешуйки короче наружных. Иногда видно, что мелкие обломочные зерна как бы отжаты каемками гидрослюда в поры между зернами или внутрь зерна; это, по-видимому, указывает на перемещение пластичной глинистой массы при образовании ориентированных каемок. Подобный процесс, видимо, привел к образованию разорванных каемок вокруг некоторых обломочных зерен. Концы каемки погружаются в окружающую глинистую массу, указывая место первичного нахождения зерна.

Возникновение микроморфологических признаков ископаемых почв связано с условиями переработки первичного («материнского») осадка в процессе почвообразования. Механическое перемешивание корнями растений и другие факторы приводили к образованию порфироскелетной структуры; периодическое набухание, высыхание и пластичное течение глинистой плазмы — к появлению оптически ориентированных элементов строения основной глинистой массы. Подобные микроморфологические черты могут возникать и под влиянием постседиментационных преобразований или тектонического стресса. Однако слабое влияние этих двух факторов на юрские отложения позволяет пренебречь ими.

Таким образом, исследования показали, что некоторые морфологические особенности современных почв характерны и для ископаемых почв и могут служить для диагностики последних. Из макроскопических при-

знаков к ним относятся комковатое сложение и следы корешков, из микроскопических — порфироскелетная структура и микроморфологические особенности строения основной глинистой массы.

Исследование ископаемых почв — составная часть генетического анализа и должно осуществляться на широком палеогеографическом фоне. Необходимо разработать критерии отличия микроморфологических признаков древних почв от структур, сформировавшихся при катагенезе и под тектоническим воздействием. Слабая изученность этого вопроса открывает широкие перспективы исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов И. П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Глазовская М. А. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение. — В сб.: Доклады к VIII Международному географическому конгрессу. Изд-во АН СССР, 1956.
- Григорьев Н. П. Палеогеография юрского времени и генетические типы юрских отложений юго-западной части Сибирской платформы. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Геол., 1968¹, № 4.
- Григорьев Н. П. Условия образования юрских отложений и палеогеография юры юго-западной части Сибирской платформы. — В кн.: Московский университет им. М. В. Ломоносова. Геол. фак. III научная отчетная конференция Геологического факультета (тез. докл.). Изд-во МГУ, 1968².
- Морозова Т. Д. Микроморфологическое изучение погребенных почв. — Почвоведение, 1963, № 9.
- Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Минералогические исследования в почвоведении. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации южной Сибири. Тр. ГИН АН СССР, М., 1969, вып. 197.
- Феофилова А. П. Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермокарбоновых отложений Донбасса. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
- Brewer R. Fabric and mineral analysis of soils. N. Y., 1964.

МГУ
Москва

Дата поступления
3.III.1971

МЕТОДИКА

УДК 549.1 : 53

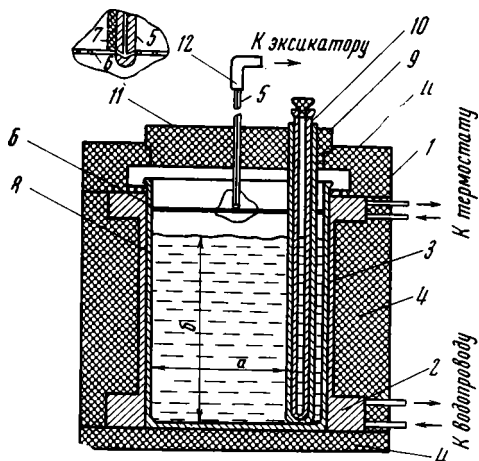
ШИРОКАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ ГРАДИЕНТНАЯ ТРУБКА ДЛЯ СЕПАРАЦИИ МИНЕРАЛОВ

М. Я. КАЦ, А. А. РАССКАЗОВ

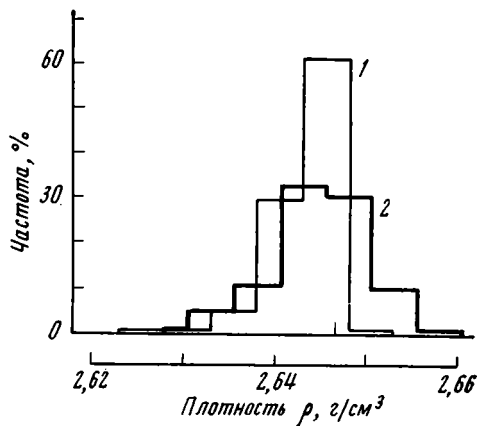
Хорошо известно, что при исследовании плотностных свойств минералов и пород перспективно использовать гравитационные градиентные трубки (Кац, Шутов, 1963; Кац, Хворова, 1970; Smale, 1970; Кац и др., 1971). Естественно, что конструкция используемого прибора должна соответствовать решаемой задаче. Не останавливаясь на обзоре конструкций, укажем лишь, что практически все гравитационные градиентные трубки, используемые в геолого-минералогических исследованиях, имеют общий недостаток: на них можно делить по плотности сравнительно небольшие навески образца (до нескольких граммов в зависимости от необходимой точности деления), что часто затрудняет их использование при массовой сепарационной работе. Цель настоящей работы — показать на примере одной из конструкций широкого прибора возможность достаточно эффективного деления на гравитационной градиентной трубке с градиентом температуры навесок до нескольких десятков граммов, что может обеспечить выделение необходимых компонентов из смеси в количествах, достаточных для последующих специализированных анализов.

Из схематического разреза (фиг. 1) испытанного макета следует, что в основе этой конструкции лежит тот же принцип, что и в ранее описанных приборах. Из результатов контрольных опытов (фиг. 2) видно, что гистограмма, полученная при делении на этом макете 20 г, близка к более точной гистограмме, полученной при делении 500 мг того же кварцевого песка в приборе с узкой трубкой (Кац, Баранов, 1969). В таблице приведен минералогический анализ зерен кварца в разных плотностных фракциях, выделенных в этом опыте. Общий характер изменения минеральных включений с изменением плотности зерен соответствует микроскопическому анализу разных плотностных фракций, выделенных более точным методом при делении 500 мг.

Из многих экспериментов хорошо известно, что, чем больше концентрация зерен в рабочей жидкости прибора, тем больше погрешности при делении. Учитывая, что описываемый прибор предназначен не для точного определения плотностных свойств минералов, а для массового детального разделения по плотности минералов и пород, и что даже мономинеральный образец кварца достаточно хорошо разделился на ряд фракций с разными типами зерен, следует считать, что такого типа приборы можно успешно использовать в массовой сепарационной работе. В первом макете широкого прибора температура наверху поддержива-



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Схематический разрез широкой гравитационной градиентной трубки 1 — верхний теплообменник, температура в котором поддерживается при помощи ультратермостата; 2 — нижний теплообменник, температура в котором поддерживается водопроводной водой; 3 — медная трубка, припаянная к теплообменникам; 4 — теплоизоляция (пенопласт); 5 — капилляр для слива жидкости с зернами (соединен вакуумным резиновым шлангом с эксикатором, в котором находятся стаканчики для слива фракций при пониженном давлении; эксикатор на схеме не показан; Кац, Баранов, 1969); 6 — сетка (диаметр проволоки 0,2 мм, размер отверстий 5×5 мм); 7 — стержень, к которому крепят капилляр и сетку; 8 — стеклянный стакан с рабочей жидкостью (диаметр рабочего объема: а — 10 см, высота б — 14 см); 9 — стеклянная пробирка, твердо укрепленная в крышке; 10 — измерительная стеклянная пробирка, вставляющаяся в укрепленную пробирку; 11 — крышка; 12 — вакуумный резиновый шланг

Фиг. 2. Гистограммы распределения по плотности зерен одного и того же кварцевого песка (фракция 0,2—0,25 мм)

1 — измерена при делении 500 мг на трубке диаметром 30 мм в смеси бромформа и диметилформамида при градиенте температуры ≈ 1 град/см; 2 — измерена при делении 20 г на описываемом макете в смеси бромформа и диметилформамида при градиенте температуры ≈ 2 град/см

лась ультратермостатом, а внизу — водопроводной водой. Совершенно очевидно, что температуры в такого типа широких приборах можно поддерживать и любыми другими известными методами (контактными термометрами, полупроводниковыми элементами и т. п.).

Укажем некоторые характерные отличия приводимой конструкции прибора (фиг. 1) от ранее описанных в литературе. Увеличен объем рабочей жидкости до 1 л. Увеличен градиент температуры до ~ 2 град/см. Введена сетка для более точного слива зерен вместе с жидкостью с заданного уровня. Прибор выполнен без смотровых щелей, в отличие от ранее описанных приборов с меньшим диаметром столба жидкости и меньшей концентрацией зерен: через узкие щели в широком приборе было бы затруднительно наблюдать реперы, располагающиеся во всем объеме рабочей жидкости с большей концентрацией зерен. Контроль за градиентом плотности и распределением зерен осуществляется с помощью легко вынимаемой измерительной пробирки. В нее вводят ту же рабочую жидкость с исследуемыми зернами, что и в прибор, и реперы плотности. Равновесное положение реперов, определяемое по измерительной кювете, связывается со шкалой, неподвижной относительно корпуса. Положение отверстий капилляра для слива из прибора жидкости с зернами в соответствующие плотностные фракции также связывается с этой же шкалой.

№ п.п.	Интервалы плотности $\Delta\rho$, г/см ³	Результаты микроскопического анализа *
1	< 2,624	Кварц 100%. Большинство зерен непрозрачно за счет включений углистого вещества (УВ) и минералообразующей среды (МС). Часто эти включения по отдельным плоскостям
2	2,624—2,630	Кварц 100%. Зерна с включением УВ и МС по разным плоскостям (количество включений уменьшается)
3	2,630—2,635	Кварц 100%. Зерна с включениями УВ и МС по единичным плоскостям
4	2,635—2,641	Кварц 100%. Зерна почти лишены включений УВ и МС
5	2,641—2,646	Кварц 100%. Наиболее «чистые» зерна
6	2,646—2,652	Кварц 100%. Зерна «чистые», с мелкими отдельными включениями тяжелых минералов
7	2,652—2,657	Кварц 100%. Зерна «чистые» с мелкими включениями тяжелых минералов
8	> 2,657	Кварц 100%. Зерна с более крупными включениями тяжелых минералов (хлоритида, циркона, апатита, сфена, турмалина)

* Микроскопический анализ выделенных фракций выполнен В. Д. Шутовым.

В заключение отметим, что результаты измерений показали возможность установления устойчивого градиента плотности жидкости (за счет градиента температуры) в приборах с большим внутренним диаметром измерительной кюветы. Исходя из общего анализа работы гравитационных градиентных трубок, на описываемом макете, по-видимому, можно делить навески и несколько более 20 г, если удовлетвориться еще несколько меньшей точностью деления. Такого типа приборы возможно использовать при разделении сравнительно больших навесок образцов с небольшим разбросом зерен по плотности ($\leq 0,06$ г/см³), в частности при разделении мономинеральных образцов кварцевого песка на разные типы зерен.

ЛИТЕРАТУРА

- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1966, вып. 158.
- Кац М. Я., Баранов В. В. К методике точного разделения минералов по плотности.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Кац М. Я., Кац М. М., Рассказов А. А. Динамика изменения плотностных свойств кварца в процессе минералогического «вызревания» пород. Математическое и экспериментальное моделирование процесса.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы.— Тр. ГИН, М., «Наука», 1971.
- Кац М. Я., Хворова И. В. Плотность кремнистых (кварцевых) пород и вопросы их типизации.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.
- Кац М. Я., Шутов В. Д. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Smale D. Density-gradient columns with Special reference to their application to modal analysis. Miner. Sci. and Eng., 1970, 2, No. 2, p. 18—23.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
13.IV.1971

ХРОНИКА

УДК 552.14

ЛИТОЛОГИЯ НА XXIV СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ

В августе 1972 г. геологи собрались в Монреале (Канада) на очередную XXIV сессию Международного геологического конгресса, оказавшегося очень многочисленным и представительным: в нем приняло участие около 5000 человек из 85 стран Земного шара. От СССР на конгрессе присутствовало 117 человек, прочитавших на научных заседаниях около 100 докладов; 80 из них уже опубликованы в трудах конгресса.

Работа конгресса в Монреале продолжалась 10 дней (21—30 августа) и была очень разнообразной. Главное место заняли заседания секций, которых было 17, а кроме того, параллельно заседали симпозиумы (по общим вопросам наук о Земле) и серия комиссий, ассоциаций и рабочие группы: комиссия по геологической карте Европы, ассоциация по инженерной геологии, рабочая группа по выработке шкалы геологического времени на основании изменений земного магнетизма и т. д. В отмеченный период была открыта большая геологическая выставка, на которой многие государства — участники конгресса и отдельные организации — представили разнообразные материалы: геологические карты, литературу, геологоразведочное оборудование, лабораторные приборы и материалы космических исследований. В специальном помещении шла демонстрация геологических учебных, научных и видовых фильмов. Кроме того, проходили однодневные и двухдневные экскурсии в окрестностях Монреаля: на Ниагарский водопад и др.

К началу конгресса была опубликована и роздана всем участникам программа заседаний, тезисы докладов, тексты большинства докладов и схемы-путеводители. Программа выдерживалась, как правило, очень четко. В результате участники конгресса могли получить хорошую информацию о современном состоянии любой области геологии (а на заседаниях были затронуты практически все существующие в настоящее время ее направления) и показать свои достижения в соответствующих областях.

До конгресса и после его окончания проходили многодневные геологические экскурсии по Канаде: несколько десятков маршрутов. Большинство советских участников конгресса проделали послеконгрессные экскурсии, продолжавшиеся до двух недель.

Тематика литологического направления также была представлена на конгрессе весьма широко. Работа одной из секций (№ 6, «Стратиграфия и седиментология») была главным образом посвящена обсуждению вопросов литологии, а докладов по стратиграфии оказалось меньше. Так, из общего количества докладов (52), представленных на эту секцию, 39 касались литологической тематики и всего 13 были посвящены вопросам стратиграфии и региональной геологии. Кроме того, на заседаниях 7 других секций обсуждение вопросов литологии заняло видное место; вот некоторые из докладов.

На секции «Геология докембрия» (№ 1) обсуждалось использование методов литологии главным образом для восстановления условий образования докембрийских осадочных пород: например, доклад К. М. Блондо и Д. Р. Лове «Позднедокембрийские ледниковые отложения в Центральных Аппалачах».

На секции «Рудные месторождения» (№ 4) из общего числа 69 докладов не менее 16 были посвящены стратиформным и заведомо осадочным месторождениям, а также роли вулканогенно-осадочного процесса в их формировании: например, доклад Г. С. Дзюенидзе «О вулканогенно-осадочном происхождении некоторых железорудных месторождений», а также серия докладов о происхождении стратиформных месторождений руд цветных металлов, причем большая часть авторов рассматривала их как осадочные, измененные эпигенетическими процессами: например, доклад В. И. Смирно-

ва «Связь сингенетических и эпигенетических процессов в формировании стратиформных рудных месторождений в СССР».

На секции «Горючие ископаемые» (№ 5), работа которой была посвящена только вопросам, связанным с нефтью и природным горючим газом (без углей), кроме докладов по тектонике, перспективам нефтегазоносности отдельных регионов и т. п., было 10 докладов, касавшихся литологии и палеогеографии нефтепроизводящих толщ: например, доклад Е. Б. Кониберра «Накопление нефти в древних речных песках, палеогеографический обзор», доклад Г. П. Ованесова и др. «Рифы Камско-Кинельской системы трогов и их роль в процессах накопления нефти» и т. д.

На секции «Палеонтология» (№ 7) специальным разделом ее работы было обсуждение докладов палеоэкологического содержания, а эта наука связывает, как известно, палеонтологию с литологией: например, доклад П. Валлас «Население и обстановки осадконакопления в девоне Кантабрийских Кордильер в Северной Испании». Докладов такого направления было 14.

На секции «Морская геология» (№ 8) из общего числа 42 докладов 17 были посвящены современным и новейшим осадкам и вопросам палеогеографии: например, доклад П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа «Осадконакопление в океане (по материалам новой карты осадков Тихого океана)».

На секции «Геохимия» (№ 10) вопросам литологии было посвящено 25 докладов. Это примерно треть их общего числа по этой секции. Многие доклады были посвящены геохимии ледниковых отложений и мерзлых пород, широко распространенных в северной половине Канады. Оказывается, в полярных областях, в условиях нивального климата, геохимические процессы протекают достаточно интенсивно для того, чтобы оказывать существенное влияние на осадочные породы, а следовательно, заслуживают самого пристального внимания. В Канаде эти вопросы возникли главным образом в связи с проблемой промышленного освоения далекого Севера. Нетрудно увидеть прямую аналогию с современным положением в СССР.

На секциях «Инженерная геология» (№ 13) и «Четвертичная геология» (№ 12) было несколько докладов с литологической метатикой, не попавших ни в одну из выше-рассмотренных секций: например, доклад Р. Оливьера «Пример влияния литологии на устойчивость склона» и др.

Что касается основной для литологической тематики секции № 6, то заслушанные и обсужденные на ней многочисленные доклады можно разделить на несколько групп прежде всего по их содержанию. 6 докладов были посвящены литологическим и палеогеографическим аспектам проблемы движения материков. Эта проблема была, вообще, в числе наиболее широко обсуждавшихся на конгрессе и притом под самыми разными углами зрения. В подавляющем большинстве случаев приводились основания в подтверждение этой концепции, и только единичные голоса раздавались с призывами к осторожности в выводах.

Не избежала такой участи и литологическая сторона проблемы. Так, в докладе известного американского литолога Л. Л. Слосса «Синхронность фанерозойского осадкообразования и тектонических событий на Североамериканском кратоне и на Русской платформе» была продемонстрирована серия графиков с широким использованием фактического материала и методики изображения, почерпнутых из известных изданий литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее обрамления и других наших работ, связанных с этой серией. На графиках было показано сходство эволюции осадочного процесса на Русской платформе с тем же процессом в западной (преимущественно канадской) части Североамериканской платформы в ее послерифейском осадочном чехле. Отсюда, правда, в осторожной форме был сделан вывод, что при таком сходстве естественно допустить, что и территориальная близость этих столь удаленных друг от друга в настоящее время тектонических единиц была в прошлом более непосредственной.

Автору настоящей статьи пришлось в этой связи выступить на заседании секции № 6 с замечанием, что сходство в самых крупных чертах палеогеографического развития одноименных структурных единиц еще не свидетельствует об их территориальной близости. В ряде других докладов освещались черты сходства (но редко различия!) в основных моментах литологического состава, строения разрезов и палеогеографической обстановки для различных отрезков времени восточных частей Северной и Южной Америки с противолежащими им в настоящее время территориями в западных частях Европы и Африки.

Вообще в итоге обработки материалов глубоководного бурения американской экспедиции на корабле «Гломар Челленджер» очень подкрепились данные в пользу взаимного перемещения материков, а сама эта идея получила новую жизнь.

Следующая проблема, обсуждавшаяся на секции № 6, касалась сравнительной стратиграфии и литологии флишевых бассейнов. Этой проблеме было посвящено 9 докладов. На них были показаны интересные данные, касающиеся конкретного состава и строения флишевых и флишеподобных («флишеидных») толщ различных регионов и возрастов, причем главным образом в Европе и Северной Америке. При этом господствующей точкой зрения по поводу происхождения флишевой ритмичности и ряда других характерных черт флиша была концепция мутьевых (суспензионных) потоков.

Ряд докладов был посвящен проблеме практического значения генезиса и диаге-

неза карбонатных пород — главным образом известняков. Здесь, прежде всего, следует отметить, что подавляющее большинство докладчиков понимали диагенез весьма широко и включали в него тот круг процессов и связанных с ними изменений осадочных пород, которые у нас принято называть процессами эпигенеза (или катагенеза). По указанной проблеме было обсуждено 13 докладов, т. е. она привлекла значительное количество участников. Широкое понимание термина «диагенез», как это было продемонстрировано на всех или почти всех докладах, заслуживает внимания, так как граница между диагенетическими и эпигенетическими (катагенетическими) процессами в понимании литологов СССР весьма неопределенная и поэтому практически трудно устанавливаемая. В докладах по рассматриваемой проблеме был показан очень интересный и разнообразный материал, причем широко использована техника цветного микрофотографирования и электронного сканирующего микрофотографирования. Практический выход этих исследований направлен главным образом к выявлению и объяснению закономерностей в изменениях коллекторских свойств карбонатных пород, как резервуаров для нефти и природного горючего газа.

В специальный раздел секции «Стратиграфия и седиментология» были выделены доклады, не попавшие по своей тематике ни в один из рассмотренных выше разделов. Он был назван «Общие вопросы седиментологии». Таких докладов оказалось 22. 5 из них были посвящены не литологическим вопросам, а 17 затрагивали разные аспекты литологического профиля, но большей частью довольно частные: черты палеогеографии тех или иных регионов (7 докладов), генетическое истолкование различных признаков осадочных пород на конкретном материале (8 докладов) и др.

Обращаясь к общей характеристике современного состояния литологии, по итогам конгресса, следует отметить, что он, поскольку не был специально посвящен проблемам литологии, дает, конечно, лишь частичное представление о ее современном состоянии и путях развития. Вместе с тем, так как конгресс был общегеологическим, его итоги дают возможность оценить место литологии в общем кругу геологических наук и ее значение в развитии соседних направлений геологии. Здесь обращает на себя внимание широкое проникновение литологии в смежные области. Приведенное выше краткое перечисление этих областей дает об этом достаточно ясное представление. Кроме того, ясно, что литология перестала быть описательной ветвью геологии, а все большее внимание уделяет генетическому истолкованию любых признаков осадочных пород; это следствие осознанной в настоящее время необходимости выяснять закономерности в изменениях состава и свойств осадочных пород (и связанных с ними полезных ископаемых) для наиболее целесообразного их использования. Наконец, необходимо отметить все более широкое применение современных технических средств для выявления тех или иных особенностей состава, строения и изменений на площади и по вертикальному направлению (в стратиграфической последовательности) всех типов осадочных пород.

XXV сессия Конгресса состоится в 1976 г. в Австралии.

МГУ
Москва

Дата поступления
16.1.1973

УДК 552.14

ПЕРВЫЙ СЕМИНАР КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ «ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ»

В. А. ГРОССГЕЙМ, Н. С. ОКНОВА

Семинар «Гранулометрический анализ в геологии», организованный Комиссией по осадочным породам при Отделении геологии, геохимии и геофизики АН СССР, Всесоюзным нефтяным научно-исследовательским геологоразведочным институтом (ВНИГРИ) и Научно-техническим обществом нефтяной и газовой промышленности при ВНИГРИ, состоялся 14—16 ноября 1972 г. в Ленинграде. Он собрал более 130 участников из 49 научных и производственных организаций 22 городов СССР.

При подготовке к семинару оргкомитет в составе В. А. Гроссгейма (председатель), Г. А. Каледы, Г. Ф. Рожкова и С. Г. Саркисяна решил поставить на обсуждение ограниченный круг вопросов для их более полного и всестороннего освещения. Наиболее подготовленным оказался вопрос о методике производства анализов песчано-алевритовых и, отчасти, глинистых пород, обработки результатов анализов и геологической интерпретации полученных данных. Доклады на эти темы составили первый цикл. Во второй цикл вошли обзорные доклады о применении гранулометрического анализа в разных отраслях геологии. В заключительный день состоялся доклад С. Г. Саркисяна о поездке на конгресс в Испанию.

Семинар открыл заместитель директора ВНИГРИ К. К. Макаров, с приветствием от имени НТО выступил член-кор. АН СССР, лауреат Ленинской премии В. Д. Наливкин.

Во вступительном докладе В. А. Гроссгейма и Г. Ф. Рожкова (ВНИГРИ) были рассмотрены основные проблемы гранулометрического анализа в геологии и общее состояние вопроса. Констатируется, что в настоящее время назрела необходимость и возможность ввести широко в практику дробный ситовой анализ, усовершенствовав отдельные его звенья. Гранулометрия плотных пород недостаточно разработана. Пути преодоления этого следует искать в применении ультразвука и других способов деэнтации, а также в введении специальных систем для изучения пород в шлифах. Создание общепринятой классификации обломочных пород, основанной на объективных критериях,— все еще дело будущего.

Доклад Г. Ф. Рожкова (ВНИГРИ) «Дробный ситовой гранулометрический анализ и геологическая интерпретация его результатов» показал значительные преимущества дробных ситовых анализов перед малофракционными. Докладчик большое внимание уделил геологической интерпретации различных гранулометрических параметров, которая базируется на принципе актуализма. Вместе с тем Г. Ф. Рожков обратил внимание на недостаточно изученные вопросы, главные из которых — проблемы счета и веса и оценка наследственности при генетических построениях.

О. В. Колобзаров (ВНИГРИ) в своем докладе осветил вопросы модернизации ситового анализа, оценив возможности усовершенствования производства отдельных операций.

О новых методах гранулометрического анализа сообщил А. П. Лисицын (Институт океанологии АН СССР). Он обратил внимание на необходимость развития наряду с ситовым методом водного гранулометрического анализа с применением автоматизированных экспрессных систем. В этом и следующем докладе М. Е. Каплана (ВНИГРИ) были оценены многочисленные методы изучения гранулометрического состава глинистых пород.

В. А. Новиков (ЦИНГРИ) в своем докладе сделал обзор состояния гранулометрического анализа в лабораториях системы Министерства геологии СССР и пришел к выводу, что этот анализ поставлен в них недостаточно хорошо и используется в геологической практике далеко не в меру тех возможностей, которые он может представить.

Во втором цикле докладов было продемонстрировано применение гранулометрического анализа в нефтяной геологии (В. А. Гроссгейм, ВНИГРИ; Г. А. Каледа, ВНИГРИ; С. Г. Саркисян, ИГиРГИ), инженерной геологии (А. К. Ларионов, ЛГУ), океанологии (А. П. Лисицын, Институт океанологии АН СССР) и при поисках россыпей (В. В. Жуков, НИИГА). Оно очень разнообразно: характеристика грунтов и полезных ископаемых (пески и т. д.), коллекторов нефти, газа, воды, россыпей, поиски конседиментационных структур, установление генезиса осадков, фиксация трещин при гидродразыве, классификация обломочных пород и т. д.

Доклады вызвали оживленное обсуждение, в котором приняли участие 20 специалистов. Выступавшие отметили своевременность и большое значение семинара по гранулометрическому анализу в геологии и необходимость регулярного проведения таких семинаров в дальнейшем.

Многие выступавшие делились опытом постановки работ по гранулометрическому анализу в различных лабораториях системы Министерства геологии (А. А. Гусейнов, В. П. Потапов, Н. Н. Лапина и др.) и других организаций (К. В. Разумихина, Государственный гидрологический институт). Подчеркнуто, что недостаточное внимание в докладах было уделено изучению гранулометрии в шлифах (Л. П. Колгина, А. В. Ильяхина, Н. Н. Верзилин), хотя этот вопрос имеет иногда первостепенное значение. В сообщении К. К. Гостинцева (ВНИГРИ) говорилось о возможности применения гидродинамического метода изучения рыхлых пород и демонстрировались чертежи нового прибора.

На семинаре было выявлено два мнения о возможности использования данных гранулометрии для палеогеографических реконструкций. А. П. Лисицын говорил об ограниченном применении гранулометрического анализа современных морских и океанских осадков в этих целях. Г. А. Каледа, Е. В. Рухина и др. выступили как сторонники большого значения изучения гранулометрического состава обломочных пород для восстановления палеогеографической обстановки накопления осадков.

Разногласие вызвало предположение о смещении зоны дефицита между песчаным и алевритовым распределениями с геологическим временем в связи с изменением гравитационного поля или вязкости среды (Л. С. Смирнов). Все выступавшие по этому вопросу (В. А. Новиков, Н. Н. Верзилин, В. Г. Чистяков, В. А. Гроссгейм) указали на недостаточную обоснованность таких построений.

Некоторые выступления коснулись специальных вопросов: гранулометрии галогенных пород (Я. Я. Яржемский); новых опытов по исследованию связи разрушаемости зерен с их плотностью (М. Я. Кац), принципов построения гранулометрических шкал (Ю. А. Паан).

В своем решении участники семинара констатировали, что подавляющее число методик гранулометрического анализа по своей технике и технологии не соответствует современным задачам, стоящим перед геологоразведочными организациями, и недостаточно обосновано физической теорией. Отсутствие стандартизации делает невозможным сопоставление результатов анализов, проводимых в разных лабораториях. К нерешенным вопросам относятся методика целевого опробования природных тел, гранулометрия плотных пород в шлифах и сыпучих препаратов при непосредственном измере-

нии частиц. Недостаточно изучены сравнительная оценка гранулометрии по весу и счету частиц, генетическая интерпретация гранулометрического состава пород, определение связи гранулометрии с физическими свойствами пород, в том числе коллекторскими, и классификация обломочных пород.

Участники семинара постановили, что задача ближайшего будущего — переход лабораторий СССР, производящих гранулометрические анализы, на дробные гранулометрические анализы (при показателе геометрической прогрессии 1,25, что соответствует ГОСТ 3584-72) при оснащении этих лабораторий ультразвуковыми генераторами, весами ВТК-20 и организации производства сит с размерами отверстий 0,036; 0,032; 0,028; 0,025 мм и встряхивателей для сит на принципе электромагнитных вибраций.

Участники семинара сочли необходимым создать единый методический центр по гранулометрии, где можно проводить экспериментальные работы, разрабатывать новую технику и технологию, создавать коллекции стандартных образцов, контролировать результаты гранулометрических анализов, разрабатывать и снабжать все лаборатории алгоритмами статистической обработки получаемых результатов. Решено просить Министерство Геологии СССР обязать ВНИГРИ создать упомянутый выше гранулометрический центр.

Кроме того, участники семинара решили просить Комиссию по осадочным породам издать сборник «Гранулометрический анализ в геологии», создать секцию гранулометрического анализа и морфометрии и проводить семинары по гранулометрии регулярно один раз в три года.

ВНИГРИ
Ленинград

Дата поступления
14.XII.1972

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1973 ГОД

Л. А. Адмакин. Фацальный анализ германиеносных угольных пластов некоторых месторождений	№ 5
А. С. Алексеев, Д. П. Найдин. Нарушения слоистости осадков литоральными беспозвоночными	№ 4
А. А. Али-заде, Э. А. Даидбекова, П. А. Шойхет, Г.-М. А. Алиев. Особенности распределения органического вещества в известковых осадках Каспийского моря и карбонатных породах мезозоя юго-восточного Кавказа	№ 2
М. Н. Альтгаузен, Э. Г. Кузнецова. О природе процесса выветривания пиритовых глинистых сланцев	№ 2
Г. Н. Батурин. Уран в процессе осадкообразования в Черном и Азовском морях	№ 5
Г. В. Богомоллов, А. В. Кудельский, М. Ф. Козлов, Л. И. Матвеева. Поровые растворы и их роль в геологических процессах (на примере Припятьской впадины)	№ 5
Ю. Н. Брагин. Глинистые минералы каменноугольных отложений юго-западной части Донбасса	№ 6
М. С. Бурштар, Ю. Ф. Мышкова, Ю. Н. Швембергер. Осадочно-вулканогенный комплекс (верхний триас — нижняя юра) Восточного Предкавказья и перспективы его нефтегазоносности	№ 6
Н. Н. Верзилин, О. А. Мироненко, Р. А. Михайлович. Палыгорскит меловых отложений Ферганской впадины, его распространение, генезис и палеогеографическое значение	№ 2
С. Ф. Винокуров, Э. Г. Васильева. Об условиях эпигенетической концентрации рудных элементов в буроугольных отложениях	№ 3
В. Р. Влодарская, Г. И. Носов. О генезисе глинистых минералов нефтегазоносных палеоген-неогеновых отложений Азово-Кубанской и Рионской впадин	№ 1
И. И. Волков. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря	№ 2
И. А. Выльцан. Особенности строения и методика выделения ритмов второго порядка — ритмогамм в осадочных формациях	№ 1
В. А. Гавриленко. Текстурные особенности в условиях образования отложений чингасанской серии Енисейского кряжа	№ 3
Л. Г. Гилинская, Ю. Н. Занин, М. Я. Щербакова. Изоморфизм в апатитах континентальных фосфоритов по данным электронного парамагнитного резонанса и его геологическая интерпретация	№ 6
Г. А. Голева, Н. А. Читаева. К геохимии кадмия в зоне гипергенеза рудных месторождений	№ 3
З. Н. Горбунова. Об особенностях глинистых минералов гидротермально измененных осадков	№ 6
В. И. Гречин. Литология и условия накопления морских вулканогенно-осадочных отложений миоцена Западной Камчатки	№ 3
В. А. Гроссгейм, И. Л. Геращенко. Распространение дистена в осадках мезозоя и кайнозоя Средней Азии и Казахстана	№ 5
А. Б. Гуревич, С. А. Топорец. О контактовом метаморфизме пород угленосных толщ	№ 1
Е. С. Гуткин, С. М. Седенко. Об условиях накопления германия в бокситах	№ 3
И. С. Данилов. Происхождение рудной зональности Никопольского марганцевого месторождения	№ 3
В. И. Дубовик, М. Ю. Косыгин, М. А. Мессинева. Монтмориллонит после стрессового ударного сжатия	№ 6
Е. М. Емельянов. Основные типы современных донных осадков Средиземного моря, их минералогия и геохимия	№ 1

Е. М. Емельянов, А. Я. Крылов, Ю. И. Силин, К. М. Шимкус, Я. Н. Цовбун. Возрастные провинции терригенно-вулканогенного материала Средиземного моря	№ 4
В. С. Закруткин, В. В. Беляев, И. В. Швецова. Титан в бокситах Южного Тимана	№ 6
П. В. Зарицкий. Химико-минеральный состав конкреций и вмещающих пород	№ 2
Л. И. Киселев. Латеритные бокситы Мугуджар	№ 5
С. М. Кореневский. Марганец в галогенных формациях и вмещающих их толщах	№ 4
В. В. Лавров. Конкреции из палеогеновых и неогеновых формаций Казахстана и юга Западной Сибири	№ 1
Н. А. Лисицына, Б. П. Градусов, О. А. Дворецкая, Н. В. Чижикова. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана	№ 5
Н. А. Лисицына, О. А. Дворецкая, З. В. Пушкина, Е. В. Черкасова. Распределение элементов — гидролизатов (Al, Ti, Ga, Zn, Nb, Ta) в осадках северо-западной котловины Тихого океана	№ 6
Н. В. Логвиненко, Е. А. Романкевич. Современные осадки Тихого океана у берегов Перу и Чили	№ 1
Н. В. Логвиненко, И. В. Николаева, Е. А. Романкевич. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана	№ 4
И. Ю. Лубченко, И. В. Белова. Миграция элементов в речных водах	№ 2
Ю. И. Марьенко, В. Л. Тюменцев. Типы перекристаллизации карбонатных пород венда Иркутского амфитеатра в связи с их возможной нефтегазонасностью	№ 3
В. И. Муравьев. О генезисе опок	№ 4
В. Н. Нагорный, Ю. Н. Нагорный. О характере влияния разрывных дислокаций на метаморфизм угольных пластов Донбасса	№ 6
М. В. Пастухова, Е. С. Базилевская, В. М. Чешко. О фотолитическом методе удаления свободных окислов железа из бокситов и других пород	№ 2
Н. Г. Патык-Кара, И. Э. Логинова. Гравитационная сортировка минеральных зерен как показатель интенсивности денудационных процессов	№ 4
Н. В. Пашалы, Д. М. Сулейманов, Г. Д. Сандлер. Фациальные особенности плиоценоантропогенных вулканогенно-осадочных отложений юго-восточного погружения Малого Кавказа	№ 5
Г. Ф. Рожков, З. Н. Ипатова, О. В. Колобзаров, Р. Н. Стайсон. Дробный ситовый гранулометрический анализ	№ 6
Ю. А. Розанов, А. Ю. Розанов. О карбонатных породах пограничных отложений кембрия и докембрия среднего течения р. Алдан	№ 5
С. И. Романовский. О роли мутьевых потоков в процессах осадконакопления	№ 3
А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов, В. Е. Хаин. Возможности и ограничения объемного метода (на примере Русской платформы и окружающих ее глубоких прогибов)	№ 4
С. В. Руженцев, И. В. Хворова. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала	№ 6
Г. Т. Саксеев. Геологическое строение и генезис Тейсаровского серного месторождения	№ 5
В. И. Сиротин. История минералов свободного глинозема и эволюция литолого-минералогических типов бокситов КМА	№ 6
Н. С. Скорнякова, И. О. Мурдмаа, Н. Г. Прокопцев, В. И. Маракуев. Донные отложения и вулканические породы полигона в южной котловине Тихого океана	№ 1
Н. М. Страхов, И. И. Волков, Н. А. Лисицына. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль)	№ 3
Е. И. Тараканова. Об аутигенных минералах серы в современных торфяниках Урала	№ 4
Д. С. Туровский, И. Ю. Лубченко, Е. В. Черкасова. Распределение Zr, Ti, Ni, Co, Pb, Cu и других элементов в поверхностном слое современных осадков оз. Балхаш	№ 1
Д. С. Туровский, А. Б. Шеко. Новые данные о карбонатообразовании в оз. Балхаш	№ 5
В. А. Успенский, Е. М. Шмариович, Е. Г. Умнова, Л. С. Солнцева, В. Ф. Пеньков. Твердые нерастворимые битумы на пластообразных урановых месторождениях в карбонатных породах	№ 4
А. П. Феофилова, Л. Г. Рекшинская. Ископаемые почвы непродуктивных отложений намюрского и башкирского ярусов в западной части Донецкого угольного бассейна	№ 2
В. Н. Холодов. Окраска карбонатных пород и ее изменения в зоне гипергенеза	№ 4
Ю. Г. Цеховский, Б. П. Градусов, Н. П. Чижикова. Процессы минералообразования в кремнисто-известковистых профилях почвообразования и выветривания палеосаванны Восточного Казахстана (верхний мел — палеоцен)	№ 2

А. Г. Черняховский, П. Хосбаяр. Среднеолигоценовая кора выветривания в Западной Монголии	№ 5
Ф. В. Чухров, Л. П. Ермилова. Новые данные о генетическом значении изотопного состава серы конкреций	№ 3
М. Н. Шапиро, М. Ю. Хотин. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники восточной Камчатки	№ 5
И. И. Шарудо, В. И. Москвин. Минеральные примеси в углях Буреинского бассейна и их генезис	№ 1
В. Н. Шванов, Э. А. Гойло, Л. П. Семенова. Проявления глубокого эпигенеза и метаморфизма в палеозойской терригенной толще Ферганского хребта	№ 6
Е. М. Шмариович. Содержание урана в неизмененных осадочных породах различных типов и зонах окисления	№ 2
В. Ф. Шульга. Палеореки раннего карбона Донбасса	№ 3
А. А. Юргайтис, Э. А. Левков. Петрографический состав четвертичных песчаногравийных пород Прибалтики и Северной Белоруссии	№ 5

Краткие сообщения

О. И. Бент, П. И. Скорина. О возможной бокситоносности нижнего карбона северо-востока Центрального Казахстана	№ 2
Л. М. Бирина. Давсонит в коре выветривания пород карбона Белоруссии	№ 1
А. И. Блажчишин, Ю. Д. Шуйский. Питание Балтийского моря терригенным материалом	№ 3
В. И. Борисенков. Зоны вторичной минерализации на Стебникском алийном месторождении и возможность выделения среди них участков, опасных для рудника	№ 4
Г. Н. Бровков, А. Е. Могилев. Некоторые особенности образования конкреций в вулканогенно-осадочных толщах	№ 2
В. И. Васильева. Вторичные ореолы рассеяния урана и безрудные гипергенные аккумуляции его в древней коре выветривания	№ 6
А. Н. Волкова, Л. Г. Рекшинская. Давсонит в Балахонской серии Кузбасса	№ 1
А. К. Воронков. Признаки существования перерывов в накоплении осадков верхнего протерозоя Кызылкумов	№ 5
А. И. Германов, Л. А. Банникова, В. А. Успенский, Л. С. Солнцева. Прожилковые битумы и нерастворимое органическое вещество вмещающих пород ртутных месторождений северо-западного Кавказа	№ 2
Н. П. Григорьев. Петрографические признаки ископаемых почв в юрских отложениях юго-запада Сибирской платформы	№ 6
Н. А. Григорьев, П. В. Покровский, Г. М. Утяшев, И. Н. Бушляков. О форме нахождения бериллия в фосфоритах	№ 3
В. В. Гудошников, Ю. В. Ваньшин, Р. Я. Березницкая. Вторичные изменения срденетриасовой латеритной коры выветривания Орского Урала	№ 5
В. А. Дриц, В. И. Копорулин. К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюду	№ 5
М. Н. Ильинская, Р. А. Максумова. Телепирокластические отложения в составе курганской свиты (венд) Таласо-Каратауской зоны	№ 1
В. П. Казаринов. О понятии «Формация коры выветривания»	№ 1
Л. Я. Кизильштейн, И. Т. Серебрякова. Реконструкция условий древнего торфонакопления на основании изучения морфологии и вещества угольных пластов	№ 4
В. А. Копейкин, Н. И. Тарасова. Адсорбционно-структурные характеристики кремнистых пород Поволжья	№ 6
В. С. Кормилец. О рН и Eh подземных вод зоны катагенеза Днепровско-Донецкой и Припятской впадин	№ 6
Э. Ф. Кузнецова. Висмут в марганцевых минералах и рудах	№ 3
Р. А. Максумова. Вендские коры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан)	№ 4
Г. И. Носов, В. Р. Влодарская, Г. Н. Молодых. Глинистые минералы зоны катагенеза Прикумско-Тюленевского вала Предкавказья	№ 2
С. И. Овчинников. Открытый иллит из нефтегазоносных отложений севера Западно-Сибирской низменности	№ 5
М. А. Плотников, К. П. Янулов. О соде в верхнепермских отложениях Западного Притиманья	№ 3
А. С. Стругов. О находке кутикуловых липтобиолитов среди бурых углей Вилюйской синеклизы	№ 5
Е. И. Тараканова. Вещественный состав торфа и строение залежи в районе Волчанска на Урале	№ 2
В. С. Трофимов. Янтарь и принципы классификации ископаемых смол	№ 1
С. С. Ясюнас. О перспективности поисков бокситов в докембрии, палеозое и мезозое Центрального Казахстана	№ 2

Методика

М. Я. Кац. Разделение минералов с помощью реперов плотности	№ 4
М. Я. Кац, А. А. Рассказов. Широкая гравитационная градиентная трубка для сепарации минералов	№ 6
Л. Л. Хайцер, И. В. Рязанов. О способе вычисления первичной мощности осадочных толщ	№ 5
А. Цимбальникова, В. А. Дриц, А. Л. Дмитрик. Электронно-микроскопическое изучение формы кристаллов глауконита	№ 1
Л. Е. Штеренберг. К методике обесцвечивания железомарганцевых образований в прозрачных шлифах	№ 3

Критика и дискуссии

В. И. Бгатов, В. А. Бронева, Ю. И. Ким, Л. Е. Люфанов, Б. М. Михайлов, А. М. Цехомский. О «новом варианте» хемогенно-осадочной гипотезы образования бокситов А. И. Кривцова	№ 1
И. И. Бок, П. Т. Тажибаева, Д. Х. Хайрутдинов. О книге М. А. Кашкая	№ 3
В. К. Головенко. Об использовании химического состава сланцев для восстановления исходных глинистых отложений при изучении метаморфических толщ	№ 1
Б. М. Голубев. О статье А. И. Отрешко «Проблема внутрисоляных формаций Верхнекамского месторождения» (в порядке постановки вопроса)	№ 2
Ю. А. Давыденко, В. А. Тимесков, И. М. Туманов. О статье И. П. Дружинина «Циклический тип строения железорудных отложений Бакала (Южный Урал)»	№ 4
И. П. Дружинин. Критические замечания к статье Т. Н. Голубовской, Н. В. Литвинович, В. А. Голубовского «Фации, фациальные типы и условия накопления верхнепалеозойских отложений Джезказганской впадины»	№ 4
А. А. Карцев, А. В. Щербаков, Г. П. Якобсон. О книге «Гидрогеология, гидрохимия, геотермия геологических структур», авторы Г. В. Богомолов, А. И. Силин-Бекчурин, В. И. Духанина, В. В. Панов, Ю. Г. Богомолов. Изд. «Наука и техника», Минск, 1971 г.	№ 5
Я. Э. Юдович. Неудачная обработка ценных данных (по поводу статьи И. И. Волкова, Л. С. Фоминой «Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом». — Литология и полезные ископаемые, 1971 г. № 6)	№ 5

Хроника

Н. А. Азербайев. Второе Казахстанское литологическое совещание	№ 2
В. А. Гроссгейм, Н. С. Окнова. Первый семинар Комиссии по осадочным породам и гранулометрический анализ в геологии	№ 6
У. Г. Дистанов, И. В. Хворова. Сессия «Состояние и перспективы дальнейшего освоения сырьевой базы кремнистых пород СССР (диатомитов, опок, трепелов)»	№ 5
М. Н. Ильинская, В. А. Соколов. Третий семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу	№ 4
А. Г. Коссовская. Семинар «Минералогия и происхождение осадочных цеолитов Тихоокеанского кольца»	№ 3
Г. Ф. Крашенинников. Литология на XXIV сессии Международного геологического Конгресса	№ 6
Э. И. Кутырев, Б. М. Михайлов. Совещание по проблеме «Основы научно-го прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых»	№ 1
К присвоению Государственной премии П. П. Тимофееву	№ 5
О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1972 год	№ 4
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. VII Международный конгресс по геологии и стратиграфии карбона и заседания Международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и анализу углей (ФРГ, 1971 г.)	№ 1
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей (Югославия, 1972 г.)	№ 3

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
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),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. 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),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2/X-1973 г.	Т-18559.	Подписано к печати 11.XII-1973 г.	Тираж 1380 экз.
Зак. 5639.	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 5.	Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. листов 15,6.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**Готовится к печати книга:**

Лисицын А. П. ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ОКЕАНАХ. 38 л. 3 р. 04 к.

Монография обобщает данные по осадкообразованию в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Устанавливаются основные закономерности и зональность океанской седиментации. Впервые составлены карты скоростей осадконакопления для всех океанов. Проведено сопоставление количественного распределения осадочного материала в современных океанах, а также в океанах геологического прошлого. Установлены общие закономерности количественного распределения осадков. Рассмотрены закономерности формирования вещественного состава осадков океанов, их типы.

Книга рассчитана на геологов, литологов, океанологов, географов, геохимиков и палеонтологов, а также студентов геологических и географических вузов.

Для получения книги почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»