

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1974

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

1

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

1974

СОДЕРЖАНИЕ

К 10-летию журнала «Литология и полезные ископаемые» (1963—1973 гг.)	3
Н. М. Страхов. Геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, ее причины и возраст	11
Е. А. Романкевич. Биогеохимический состав осадков Тихого океана	27
Г. С. Харин. Фосфатистые породы подводного хребта Ян-Майен (Северная Атлантика) и связь их с вулканизмом	41
А. Г. Черняховский. Гиббсит в коре выветривания приморской Аджарии	45
И. Г. Михеев, Н. К. Фортунатова, В. М. Цейслер. Органогенные постройки в составе верхнеюрской карбонатной формации Юго-Западного Гиссара	54
Т. А. Вознесенская. Отложения субаквальных пирокластических потоков в ордовике — силуре Сакмарской зоны Урала	67
Ю. А. Третьяков. Зоны разубоживания Верхнекамского калийного месторождения	75
И. Ф. Вовк. Проблема радиогенной метаморфизации природных вод и горных пород	86
Б. М. Осовецкий. О связи минерального состава тяжелой фракции аллювиальных отложений с их гранулометрией	96
В. З. Негруца. Некоторые закономерности химизма ятулийских метапесчаных пород Карелии	110

Краткие сообщения

Л. И. Киселев. Обломочный материал в бокситах Мугуджарских месторождений	120
Г. Н. Батурич, А. В. Коченов. Содержание урана в океанских фосфоритах	124
Б. А. Богатырев, С. К. Гипп, В. Н. Григорьев. О предвизейской «латеритной коре» выветривания в Средней Азии	129
О. П. Ушаков, В. Я. Чернов. Хемогенно-осадочные и гидротермально-метасоматические кремнистые породы северной части Бетпак-далы (Центральный Казахстан)	136
Я. Ф. Канана. О связи медно-свинцово-цинковых рудопоявлений нижней перми Бахмутской котловины с сульфидным оруденением Нагольного кряжа в Донецком бассейне	139
Б. В. Рыжов. О генезисе валунсодержащих суглинков бассейна р. Северная Сосьва (Урал)	145
К. Ф. Родионова, Ф. Е. Окунькова, Б. И. Маевский, М. С. Телкова, С. И. Голованова. К минералогической и битуминологической характеристике газоносных отложений неогена внешней зоны Предкарпатского предгорного прогиба	152

Методика

Е. С. Базилевская. Фазовое определение манганита в марганцевых рудах	158
--	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

1

JANUARY — FEBRUARY

1974

CONTENTS

To the tenth anniversary of the magazine «Lithology and Mineral Resources» (1963—1973)	3
N. M. Strakhov. Geochemical asymmetry of the Pacific Ocean deposits, its causes and age	11
E. A. Romankevich. Biogeochemical composition of sediments in the Pacific Ocean	27
G. S. Kharin. Phosphatic rocks of the Jan Mayen submarine ridge (North Atlantic) and their relation to volcanism	41
A. G. Cherniakhovsky. Gibbsite in the crust of weathering of coastal Adzharia	45
I. G. Mikheev, N. K. Fortunatova, V. M. Tseisler. Organic struction in the Upper Jurassic carbonate suite of South-Western Gissar	54
T. A. Voznesenskaia. Deposits of subaqueous pyroclastic flows in the Ordovician-Silurian of the Sakmara zone in the Urals	67
Yu. A. Tretiakov. Improverishment zones of Verkhnekamsk deposit	75
Vovk I. F. The problem of a radiogenic metamorphism of natural water and rocks	86
B. M. Osovetsky. On the relations between the mineral composition of the heavy fraction in alluvial deposits and their grain sizing	96
V. Z. Negrutsa. Certain regularities in the chemism of Jatulian metaarenaceous rocks of Karelia	110

Short Notes

L. I. Kiselev. Clastic material in the bauxites of Mugodzhy deposits	120
G. N. Baturin, A. V. Kochenov. Uranium content in oceanic phosphorites	124
B. A. Bogatyrev, S. K. Gipp, V. N. Grigoriev. On the pre-Visean crust of weathering in Central Asia	129
O. P. Ushakov, V. Ya. Chernov. Chemogene-sedimentary and hydrothermal-lymetasomatic flinty rocks in the northern part of Betpakdaly (Central Kazakhstan)	136
Ya. F. Kanana. On the relations between Lower Permian copper-lead-zinc ore shows in Bakhmut depression and a sulphide mineralization of Nagolny ridge in the Donetsk Basin	139
B. V. Ryzhov. On the genesis of boulder-bearing sandy loams in the basin of the river Severnaia Sosva (Urals)	145
K. F. Rodionova, F. E. Okunkova, B. I. Maevsky, M. S. Telkova, S. I. Golovanova. To the mineralogical and bituminological characteristic of Neogene gas-bearing deposits in the outer zone of the Fore-Carpathian piedmont depression	152

Methods of Research

E. S. Bazilevskaia. Phase determination of manganite in manganese ores	158
--	-----

**К 10-ЛЕТИЮ ЖУРНАЛА
«ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»
(1963—1973 гг.)**

Журнал «Литология и полезные ископаемые» был организован в 1963 г. по инициативе Комиссии по осадочным породам, возглавлявшейся тогда акад. Н. М. Страховым и В. С. Яблоковым.

Широкий размах исследований осадочных пород и руд в СССР, крупные успехи теоретической литологии в 60-х годах, грандиозные задачи, поставленные Программой КПСС перед советским народом, среди которых большое внимание было уделено существенному увеличению запасов минерального сырья — все это способствовало рождению нового научного журнала. В передовой статье в № 1 за 1963 г. редколлегия отмечала, что новый журнал «Литология и полезные ископаемые» является органом Академии наук СССР и Министерства геологии СССР и ставит своей задачей освещение научных достижений в области изучения современных осадков, осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Журнал должен содействовать развитию научно-исследовательских работ по литологии и обмену опытом между геологами.

Тематика журнала вначале включала следующие разделы:

1. Основные вопросы литологической теории (типы литогенеза, стадии образования осадочных пород и осадочных полезных ископаемых, закономерности их распределения в земной коре, эволюция осадкообразования в истории Земли и др.).
2. Минералогия, петрография и геохимия осадочных пород.
3. Осадочные полезные ископаемые и вопросы теории осадочного рудообразования.
4. Современные осадки.
5. Методические вопросы.
6. Экспериментальные исследования.
7. Материалы по истории литологии.
8. Обзоры достижений по различным вопросам литологии в СССР и зарубежных странах, критика и дискуссии.
9. Информация о съездах, совещаниях и научной жизни различных геологических организаций.

Деятельность редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые» на протяжении 10 лет протекала в соответствии с намеченной программой. За истекший период в 57 номерах журнала было опубликовано 1024 научные статьи. Их тематическое распределение представлено в табл. 1. При анализе приведенных данных видно, что наибольшее внимание редколлегии всегда привлекали вопросы, связанные с условиями образования и закономерностями размещения осадочных полезных ископаемых. К этой группе проблем относится не только выяснение генезиса железных руд, бокситов, фосфоритов, марганцевых руд, углей и угленосных толщ, калий-

Содержание годовых выпусков журнала «Литология и полезные ископаемые» по темам, % :

Темы статей	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972
Полезные ископаемые осадочного генезиса	16,1	31,0	13,3	8,3	20,0	20,8	21,5	14,0	16,0	14,0
Современные осадки	11,1	2,0	5,3	8,3	8,0	8,6	2,8	6,0	8,0	11,0
Диагенез, катагенез, эпигенез	6,5	7,0	2,6	5,8	4,0	10,4	12,2	11,0	8,0	3,0
Геохимия осадочных пород	20,1	13,0	8,0	6,6	14,0	6,9	6,5	6,0	11,0	9,0
Кора выветривания	6,5	1,0	1,8	4,1	3,0	3,4	2,8	3,0	2,5	3,0
Вулканизм и его продукты	2,1	2,0	2,6	8,3	1,0	4,3	2,8	6,0	3,0	10,0
Региональная литология	6,5	9,0	4,4	10,8	7,0	6,0	5,6	2,0	3,0	3,0
Текстуры и структуры пород	4,3	3,0	3,5	6,6	7,0	2,6	2,8	2,0	—	3,0
Терригенные породы, глины, карбонатные породы, гипсы, соли	2,1	2,0	7,0	4,1	7,0	5,2	1,8	6,0	2,5	2,0
Фациальный анализ	4,2	—	3,5	4,1	3,0	—	7,4	4,0	0,5	9,0
Минералогия	10,0	11,0	13,3	6,6	3,0	8,6	10,2	3,0	11,0	5,0
Общая теория литогенеза	2,1	2,0	2,6	4,1	—	7,8	1,8	13,0	8,0	9,0
Методика	4,2	4,0	4,4	8,3	7,0	4,3	8,4	5,0	5,0	5,0
Критика и дискуссии	4,2	7,0	15,9	5,0	9,0	5,2	6,5	8,0	3,0	2,0
Хроника	—	4,0	4,4	5,8	5,0	4,3	5,6	6,0	11,0	9,0
Библиография	—	1,0	—	—	2,0	0,8	0,9	1,0	4,0	1,0
Памятные даты	—	1,0	—	—	—	—	—	3,0	2,5	2,0
Всего %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
статьи	46	100	113	123	101	115	107	103	115	101

В 1963 г. было выпущено три номера, а далее — по шесть номеров в год.

ных солей и эвапоритов, свинцово-цинковых и медных руд, урановых и редкометалльных скоплений, нефтей, твердых битумов, но и разработка научных основ их прогнозирования, что тесно связано с расширением минерально-сырьевой базы СССР.

На долю статей, посвященных осадочной рудной тематике, за 10 лет в среднем приходится пятая часть публикаций.

Вторым ведущим разделом журнала постоянно являлась геохимия осадочных пород. Это новое и бурно растущее направление следует рассматривать как составную часть литологии, вырастающую из ее недр и во многих отношениях непосредственно опирающуюся на литологические исследования. Важнейшие теоретические успехи осадочной геохимии по существу представляют собой дальнейшее углубление теории литогенеза.

С другой стороны, объектами наблюдения осадочной геохимии иногда являются рудные скопления малых, редких и радиоактивных элементов в зоне осадкообразования. Очевидно, что выяснение условий, в которых осуществляется концентрация и рассеяние этих элементов, имеет огромное практическое значение. В этом случае геохимические исследования также играют большую роль в оценке и увеличении сырьевых ресурсов страны. Число геохимических статей, опубликованных по этому разделу в нашем журнале в истекшем 10-лети, составляло 10% всех публикаций.

Третий раздел, которому уделялось большое внимание, — современные осадки; в 1964 и 1969 гг. на эту тему напечатано было немного, а в остальные годы она составляла 5—11%.

Интерес к процессам, определяющим современное осадконакопление, связан с тем, что большинство литологов вслед за А. Д. Архангельским, Я. В. Самойловым и Н. М. Страховым в качестве главного рабочего метода при разработке теоретических проблем литогенеза используют

принцип актуализма. С позиций передовой науки современные осадки и среда, в которой они образуются, являются великолепной моделью, позволяющей понять обстановку древнего осадочного породо- и рудообразования.

Почти такой же популярностью, как и предыдущая тема, пользуется на страницах журнала минералогия осадочных образований. Если исключить данные за 1967 и 1970 гг., ежегодное число минералогических статей — 5—13,3%.

Все перечисленные разделы на протяжении прошедшего 10-летия стабильно преобладали. Наряду с ними эпизодически внимание научной общественности привлекали другие проблемы. Так, в 1963 г. 6,5% тематики журнала было связано с проблемой кор выветривания, в 1966 и 1972 гг. соответственно 8,3 и 10% опубликованных статей было посвящено вулканизму и вулканогенно-осадочным образованиям, в 1966, 1967 гг. пробудился повышенный интерес к региональной литологии (соответственно 10,8 и 7%), в 1968—1970 гг. резко возросло количество публикаций по вторичным преобразованиям осадочных пород (до 12%), а в последние три года несколько повысилось количество статей общетеоретической направленности (8—13%) и увеличился объем информации о съездах, симпозиумах, семинарах и совещаниях (6—11%).

Огромное разнообразие тем, затронутых на страницах нашего журнала в течение прошлого 10-летия, чрезвычайно затрудняет рассмотрение содержания номеров по существу.

Ниже приводится краткий обзор тех проблем литологии и геохимии, обсуждение которых было специально организовано по инициативе редколлегии и Комиссии по осадочным породам.

В 1963—1965 гг. в нашем журнале рассматривались вопросы геохимии титана и алюминия в связи с условиями образования разнообразных месторождений бокситов. Поскольку одни исследователи утверждали возможность вулканогенно-осадочного генезиса промышленных скоплений бокситов в геосинклинальных областях, а другие противопоставляли им гипотезу механического переотложения глинозема во всех тектонических зонах как ведущего процесса бокситообразования, вопрос о поведении титана и алюминия в корях выветривания и бокситах представлял крупный теоретический интерес. Решение его позволило бы объективно подойти к анализу происхождения бокситов. Близость $TiO_2 : Al_2O_3$ в бокситах и корях выветривания склонила чашу весов в пользу гипотезы механического переотложения глинозема.

Проблема титанового модуля обсуждалась в статьях Н. М. Страхова, Г. И. Бушинского, К. Н. Трубиной, В. Н. Григорьева, Н. А. Лисицыной, М. В. Пастуховой, Е. С. Гуткина, К. К. Зеленова, В. А. Броневого.

Примерно в этот же период Комиссией по осадочным породам был организован семинар, посвященный разбору литолого-формационного метода, широко применявшегося в трудах коллектива сибирских литологов под руководством В. П. Казаринова. Одновременно в нашем журнале (№ 6 за 1964 г., № 5, 6 за 1965 г.) были опубликованы статьи Н. М. Страхова, Г. Ф. Крашенинникова, В. П. Казаринова, А. А. Арустамова, Т. И. Гурова, В. И. Будникова, Э. Н. Янова, Г. Х. Файнштейна, М. Н. Виниченко, как обосновывающие отдельные положения литолого-формационного метода, так и критикующие их.

В результате всестороннего обсуждения было показано, что этот метод в основном направлен на выяснение закономерностей развития осадочного процесса в истории Земли. Его принципиальным обоснованием в представлении группы сибирских литологов является идея о том, что в областях седиментации отлагается то, что выносится из коры выветривания водосборов и в той последовательности, в которой эти компоненты мигрируют из коры выветривания по мере ее развития.

Комиссия по осадочным породам отметила, что идея о синхронности эпох образования кремнистых пород в бассейнах и эпох образования каолиновых кор выветривания или утверждение о приуроченности ряда осадочных полезных ископаемых к зоне, переходной между осадочными сериями, не верны или не доказаны. Стало также очевидным, что литолого-формационный метод в целом нуждается в существенной доработке и в современном виде рекомендован быть не может (№ 6, 1964 г., стр. 176—178).

В течение ряда лет в нашем журнале публиковались многочисленные статьи, посвященные марганцеворудной тематике. Литология, геохимия и условия образования древних марганцевых месторождений Украины, Кавказа и Мангышлака, особенности залегания современных океанических железомарганцевых руд, специфика современного озерного марганцеворудного процесса были описаны в статьях Н. М. Страхова, Е. А. Соколовой, Л. Е. Штеренберга, Г. С. Дзоценидзе, Г. Ю. Бутузовой, В. И. Грязнова, Г. Н. Романенко, И. М. Варенцова, В. В. Калининко, Е. С. Тихомировой, Н. С. Скорняковой, П. Ф. Андрущенко, И. И. Волкова, В. Ф. Севостьянова, А. Б. Исаевой и др. (№ 3 за 1963 г., № 1, 5 за 1964 г., № 1, 4 за 1965 г., № 2 за 1967 г., № 3, 6 за 1968 г.).

Обсуждение генезиса Чиатурского месторождения марганца, который одни исследователи связывали с вулканогенно-осадочными поступлениями рудных компонентов в хадумский палеоводоем (Г. С. Дзоценидзе), а другие объясняли нормально-осадочными процессами (Н. М. Страхов, Л. Е. Штеренберг), показало некоторые слабые стороны эффузивной гипотезы и ввело в сферу интересов литологической общественности новые литолого-геохимические факты, заслуживающие внимания.

Длительную историю на страницах журнала имеет проблема происхождения стратифицированных медных и свинцово-цинковых руд. Ее рассмотрение началось с момента выхода в свет первых номеров. В № 3 за 1963 г., № 3 за 1965 г. и № 3 за 1968 г. в статьях В. Д. Шутова, И. П. Дружинина, П. Т. Тажибаевой, Н. М. Страхова, Б. И. Журбицкого и К. И. Маричева дискутировался вопрос о происхождении руд типа «медистых песчаников» в Джезказгане (осадочное или гидротермальное). Позднее, в № 2 за 1965 г. и № 3 за 1968 г., в работах И. П. Резникова и Э. Ф. Гринталь шел спор о происхождении медных руд Удокана. Доказательства в пользу осадочного или гидротермального происхождения стратифицированных свинцово-цинковых руд, приуроченных к карбонатным породам, были приведены в № 2, 5 за 1970 г., № 6 за 1971 г., № 3 за 1972 г. в работах В. М. Попова, Т. Д. Джумалиева, В. Г. Королева, Ф. И. Вольфсона, В. А. Архангельской, И. Н. Семашевой, Е. Л. Абрамович.

В последнее время в редакцию журнала стали поступать многочисленные статьи, в которых авторы априорно принимают ту или другую гипотезу генезиса стратиформных руд, слабо подкрепляя свои выводы соответствующим фактическим материалом, или основываются на фактах, не имеющих однозначного генетического истолкования. В связи с этим по поручению редколлегии В. Н. Холодов, Е. А. Головин и Г. А. Каледа написали статью, в которой критически рассматривались некоторые методические приемы «осадочного» и «гидротермального» направлений в изучении стратиформного рудогенеза и обсуждались пути дальнейших исследований в этой области (№ 4, 1971 г.).

Сравнительно недавно в нашем журнале началось обсуждение методов количественных подсчетов в геохимии и литологии. Оценивается правомерность некоторых способов составления балансов представительных средних проб, использования палеогеографических карт для точных количественных подсчетов объемов осадочных отложений на геоструктурах первого порядка. Материалы этой дискуссии читатель может найти в № 2, 6 за 1969 г., № 3 за 1970 г., № 1 за 1972 г., № 4 за 1973 г. в статьях

Н. М. Страхова, А. Б. Ронова, А. А. Мигдисова, В. Е. Хаина, Н. В. Барской.

В рассмотрение принципиально важных вопросов геохимии осадочных пород включился также журнал «Известия АН СССР. Серия геологическая» (см. № 5 за 1973 г.).

По решению бюро Комиссии по осадочным породам на пленумах комиссии будут регулярно заслушиваться доклады ведущих литологов страны. Сделанные на первом заседании пленума доклады председателя Комиссии по осадочным породам акад. А. В. Сидоренко «Некоторые научные и практические вопросы современной литологии» и его заместителя П. П. Тимофеева «Угленосные формации и их роль в познании осадочного процесса» были опубликованы в № 6 нашего журнала за 1972 г.

Состояние и перспективы развития советской литологии были отражены в передовой статье № 5 за 1967 г., подготовленной к 50-летию Советской власти. В ней подводятся итоги развития нашей науки за 50 лет, характеризуются важнейшие направления и методы исследования, отмечаются достижения отдельных ученых и целых школ, описываются научно-организационные формы исследований и ставятся очередные задачи как в области изучения осадочных полезных ископаемых, так и в теории.

Характеризуя содержание журнала в целом, можно сказать, что в нем выработался определенный почерк, сложилось определенное научно-общественное лицо. Его главная особенность — не только повышенный интерес к древнему осадочному породо- и рудообразованию, но и внимание к современному осадконакоплению, причем современный литогенез рассматривается в ряде случаев как ключ к пониманию прошлого. Сознательное приложение принципа актуализма к расшифровке механизма древнего литогенеза — рабочий прием литологов; этот подход, бесспорно, нашел свое отражение в структуре и тематике журнала.

С момента организации журнала редколлегия провела значительную работу, знакомясь с содержанием поступающих в редакцию статей, определяя степень годности рукописей к публикации, направляя их на доработку и обосновывая отклонение слабых статей. За это время в редакцию журнала поступило 2005 рукописей; примерно треть оказалась не пригодной к публикации и в результате обсуждения на заседаниях редколлегии авторам возвращена. Значительная часть присланных работ по рекомендации редколлегии дополнительно перерабатывалась авторами перед публикацией.

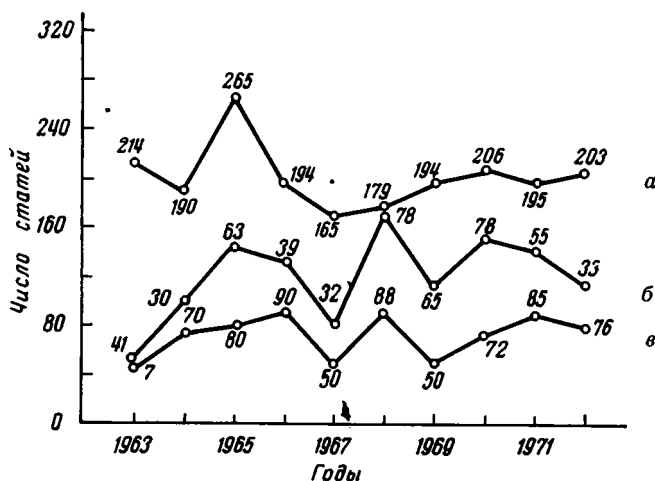
Динамика поступления материала в редакцию журнала по годам, количество дорабатываемых и отклоняемых рукописей приведены на фиг. 1. Количество отвергаемых рукописей довольно стабильно (в среднем 70—80 в год), тогда как число статей, отправляемых на доработку, в последнее время заметно сокращается (с 30 до 20%); возможно, что последнее связано с постоянной работой членов редколлегии с авторами.

В портфеле редакции «Литологии» обычно находится 80—100 утвержденных статей, обеспечивающих выход в свет 3—4 номеров журнала.

Вокруг редколлегии журнала сформировался устойчивый авторский коллектив. Участие разных организаций в работе журнала на протяжении прошедшего 10-летия показано в табл. 2. Очевидно, что основная масса статей поступает в редакцию журнала от сотрудников Академии наук и из системы Министерства геологии СССР; значение учебных институтов и институтов других ведомств в качестве поставщиков научной продукции, публикуемой в нашем журнале, невелико.

Журнал, несмотря на свою относительную молодость, получил хорошую международную репутацию. С 1967 г. он полностью и систематически переводится на английский язык в Нью-Йорке фирмой «Plenum Publishing Corporation (227 West, 17th Street, New York 10011, USA)».

Иногда в журнале печатаются статьи иностранных литологов, рудников и геохимиков. Так, в № 6 за 1968 г. была опубликована статья венгерского геохимика и литолога Д. Бардоши «Метод количественного минералогического анализа бокситов и латеритов с помощью дифрактометра», в № 3 за 1968 г.—статья польского специалиста по рудным месторождениям Р. Осика «Важнейшие месторождения осадочных руд в Польше», в № 6 за 1970 г.—статья американских седиментологов



Фиг. 1. График работы редколлегии журнала со статьями
а — поступление; б — доработка; в — отклонение

Д. Бактри, С. А. Қлинга, Ф. Т. Мангейма и М. К. Хорна «Геологическое значение кокколлитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря».

Главным недостатком в работе журнала редколлегия считает большие сроки публикации некоторых статей. В связи с тем, что в год выхо-

Таблица 2

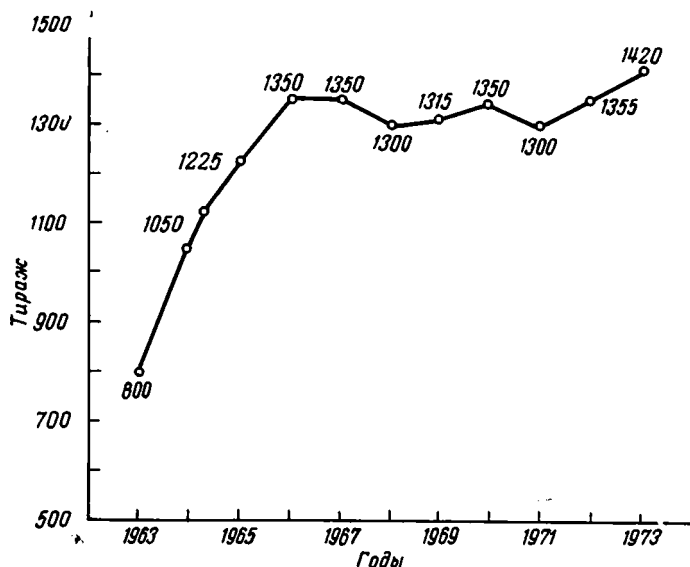
Участие сотрудников различных организаций в работе журнала «Литология и полезные ископаемые» по годам, %

Организации	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972
Институты Академии наук СССР и академий союзных республик	50	33	46	39	34	37	38	42	42	49
Институты Министерства геологии СССР, производственные геологоразведочные организации	20	41	34	52	27	35	50	31	40	33
Институты других министерств СССР	10	6	8	4	22	16	6	14	8	10
Университеты и учебные институты	20	20	12	5	17	12	6	13	10	8

дит шесть номеров, а объем номера 10 печатных листов (18—22 статьи среднего размера), портфель редакции нередко переполнен. Наплыв рукописей сильно усложняет положение дел: некоторые статьи задерживаются в редакции на год, а другие (особенно требующие доработки) выходят в свет даже через 1,5—2 года после поступления.

Чтобы ускорить темп публикации ценных научных сведений, необходимо перевести журнал с 6 на 12 номеров в год либо увеличить объем каждого номера.

Однако оба эти мероприятия тормозятся недостаточностью тиража, главная часть которого определяется подпиской. Характерно, что с 1966 г. тираж журнала устойчиво держится в пределах 1300—1400 экземпляров (фиг. 2) и лишь незначительно увеличился в 1973 г.



Фиг. 2. Тираж журнала по годам

Между тем, только подняв тираж до 1800—2000 экземпляров, редколлегия может рассчитывать на изменение объема номеров или увеличение количества номеров в год.

Несколько особое место занимает проблема хроники. В последнее время благодаря заметному увеличению числа семинаров, конференций и совещаний, организуемых Комиссией по осадочным породам и ее филиалами, в редакцию журнала стал поступать резко возросший поток мелких сообщений, содержащих информацию о работе этих форумов. Поскольку объем петита, которым набирается хроника, твердо ограничен издательством, ценная для читателя информация стала задерживаться в портфеле редакции: некоторые заметки ждут своей публикации около года.

Очевидно, что в этом случае совершенно необходимо пересмотреть существующие нормы петита административным путем и наладить оперативную публикацию информации, ценной для литологов, геохимиков и рудников всей страны.

Для привлечения большого числа подписчиков и улучшения качества работы редколлегия журнала в ближайшие годы предполагает:

1. В тесном контакте с Комиссией по осадочным породам начать систематическую публикацию проблемных статей, освещающих кардинальные вопросы литологической теории, методические и методологические аспекты науки об осадочных породах и рудах.

2. Совместно с Комиссией по осадочным породам организовать дискуссии, в ходе которых можно было бы на деловой основе обсудить некоторые спорные проблемы литогенеза, геохимии и осадочного рудообразования.

3. Организовать регулярную публикацию заказных статей, popularizing новейшие достижения в различных областях геологии (геотектоника, океанология, учение о рудных месторождениях, геохимия, стратиграфия, минералогия, кристаллография и др.) и других науках, имеющих непосредственное отношение к различным проблемам литогенеза. Для этой цели привлечь к выступлениям на страницах журнала ведущих ученых страны.

4. Наладить обмен публикациями и деловые контакты с седиментологическими журналами за рубежом и в первую очередь с литологическими журналами стран народной демократии (ГДР, ПНР, ЧССР, НРБ и др.).

5. Периодически помещать на страницах журнала обзоры достижений по различным вопросам литологии, геохимии осадочных пород и осадочного рудогенеза в зарубежных странах.

6. Организовать рецензирование крупных монографий по тематике журнала, выходящих в свет в СССР и за рубежом.

7. Ежегодно информировать читателей о планах научно-организационных мероприятий Комиссии по осадочным породам (всесоюзные совещания, семинары, конференции).

8. Полно и оперативно освещать работу всесоюзных совещаний, семинаров, конференций, проводимых Комиссией по осадочным породам.

УДК 551.46 : 550.35 : 550.4 (265/266)

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ АСИММЕТРИЯ ТИХООКЕАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, ЕЕ ПРИЧИНЫ И ВОЗРАСТ

Н. М. СТРАХОВ

Сопоставление карт Mn, Fe, Ba, Pb, Al и Ti обнаружило резкую обогащенность юго-востока Тихого океана первыми четырьмя элементами и обедненность их двумя последними. Большую роль в создании этой неоднородности осадков океана играют эксгальции, поступающие из глубоких горизонтов коры на юго-востоке океана. Предложена методика отделения расчетом эксгальтивной части рудных элементов от литогенной, вносимой красной глиной.

Чем дальше идет изучение тихоокеанских отложений, тем отчетливее выступает их геохимическая неоднородность как локального, так и крупномасштабного характера. Последняя проявляется в том, что осадки юго-восточной четверти океана резко отличаются содержанием ряда элементов от отложений северной его части и юго-западной четверти.

Эмпирически отличие стало намечаться на картах отдельных элементов (Mn, Fe, Ba) около 10 лет назад, но карт было мало, и потому само явление не было осознано в качестве геохимической асимметрии и не подверглось систематическому анализу. Сейчас число карт удвоилось, и асимметрия выступает настолько отчетливо, что не может более игнорироваться. Это одна из важнейших черт тихоокеанской седиментации, и в качестве таковой требует подробного описания и генетического анализа.

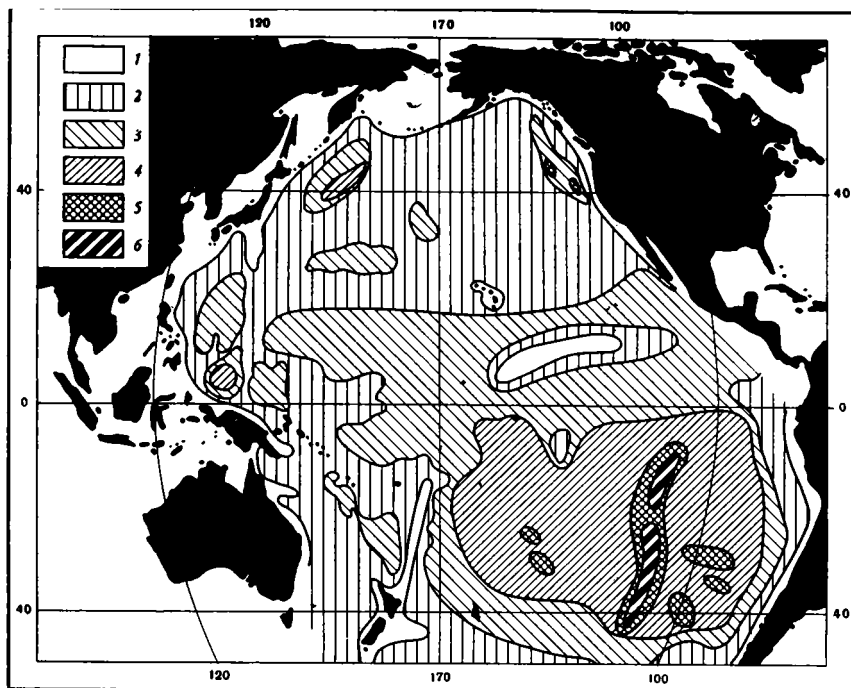
1. ДВА ТИПА ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ТИХООКЕАНСКИХ ОСАДКАХ

Мы располагаем в настоящее время семью картами распределения элементов в тихоокеанских отложениях: Mn, Fe (две карты), Ba, Pb, Al и Ti. Четыре были опубликованы в 1964—1972 г.; две (Al, Ti) составлены автором настоящих строк; одна (Pb) — И. Ю. Лубченко под руководством автора.

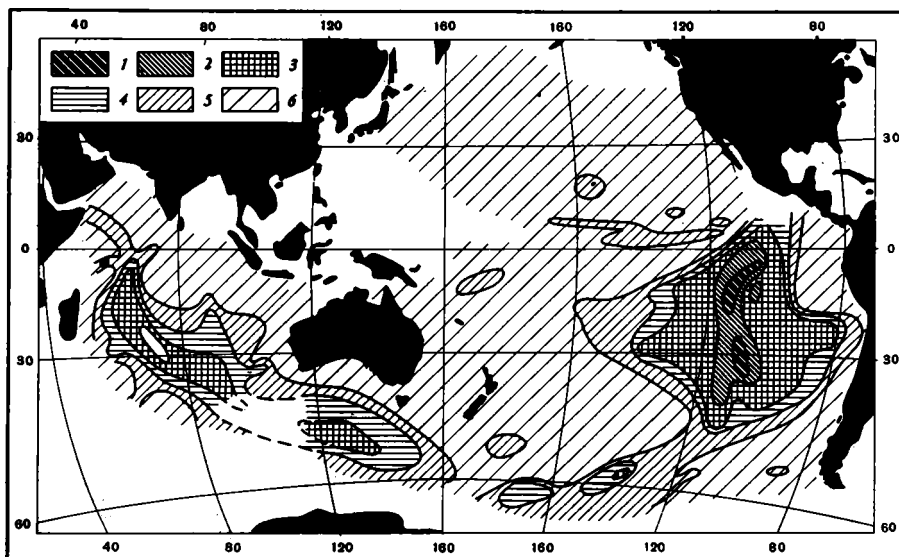
По характеру распределения элементов карты отчетливо распадаются на две группы. Одну образуют схемы Mn, Fe, Ba, Pb, вторую — Al и Ti.

Карта Mn относится к поверхностному слою тихоокеанских отложений и была опубликована впервые Н. С. Скорняковой (1964, 1970). Она базируется на 651 определении Mn, пересчитанном на бескарбонатное вещество, лишенное аутигенной SiO₂.

На этой карте (фиг. 1) на юго-востоке океана отчетливо вырисовывается обширная область, резко обогащенная Mn. Его содержания здесь измеряются градациями от 1—3 до 5% и более. Максимальные концентрации наблюдаются в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия (хребта), по оси которого встречены значения в 6—9%. Площадь повышенных и высоких содержаний составляет от 1/4 до 1/3 всей площади океана. В осадках северной половины его, а также на юго-западе концентрации Mn обычно меньше 0,5%, вплоть до низких, порядка менее 0,1%. Это резко отлично от того, что наблюдается на юго-востоке. Чтобы

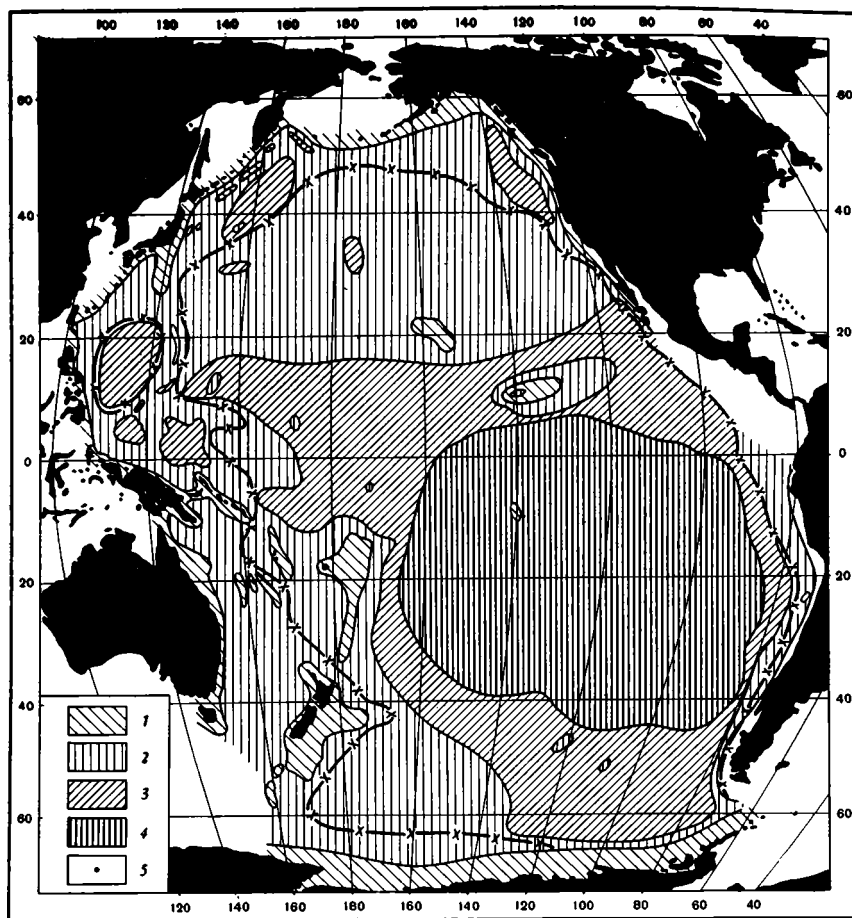


Фиг. 1. Распределение Mn (% на бескарбонатно-бескремнистое вещество) в осадках Тихого океана, по Н. С. Скорняковой (1964)
 1 — $<0,2$; 2 — $0,2-0,5$; 3 — $0,5-1,0$; 4 — $1,0-3,0$; 5 — $3,0-5,0$; 6 — $>5,0$



Фиг. 2. Распределение железа в осадках Тихого океана (% на бескарбонатное вещество, лишенное воды), по К. Бострому и др. (1972)
 1 — >25 ; 2 — $20-25$; 3 — $10-20$; 4 — $8-10$; 5 — $6-8$; 6 — <6

выразить различия числом, были рассчитаны средневзвешенные содержания Mn в осадках северной и южной половин океана. Оказалось, что в северной половине средневзвешенная концентрация составляет $0,3\%$, а в южной — $1,1\%$, т. е. почти вчетверо больше. Если отбросить юго-за-



Фиг. 3. Отношение $Mn : Fe$ в осадках Тихого океана, по Н. С. Скорняковой (1970)
 1 — $< 0,03$; 2 — $0,03-0,1$; 3 — $0,1-0,2$; 4 — $0,2-4$; 5 — станции

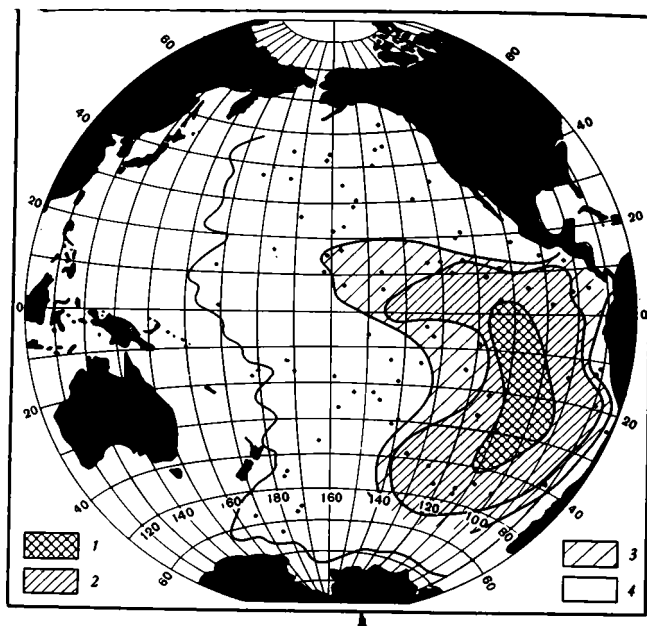
пад, то усиленное концентрирование Mn на юго-востоке проявится еще сильнее.

Для Fe известны две карты: Н. С. Скорняковой (1964) и К. Бострома с соавторами (Bostrom a. o., 1972). Первая построена для поверхностного слоя осадка с пересчетом на бескарбонатное и бескремневое вещество, число анализов — 651; вторая — для горизонта 30–40 см с пересчетом на бескарбонатное вещество, лишенное S_{org} , число анализов — около 600.

Несмотря на разницу подходов к составлению карт, смысл их одинаков, но на второй карте асимметрия выявляется отчетливее, поэтому мы воспроизводим здесь именно ее (фиг. 2).

В северной половине Тихого океана содержания Fe обычно меньше 3%, на юго-востоке же оно увеличивается до 15–25 и более 25%. Эти максимальные величины отчетливо приурочиваются к простиранию Восточно-Тихоокеанского поднятия, в стороны от которого концентрация Fe падает до 10–20, 8–10%, а затем и до уровня, свойственного северной половине океана. Сопоставление средневзвешенных величин здесь затруднено большой схематичностью карты северной половины.

Чрезвычайно интересно, что, хотя осадки поверхностного слоя юго-востока океана обогащены и Fe и Mn , обогащение последним выражено гораздо сильнее, чем первым. Это отражается в увеличенных значениях отношений $Mn : Fe$ в юго-восточной четверти океана (фиг. 3) (Скорня-



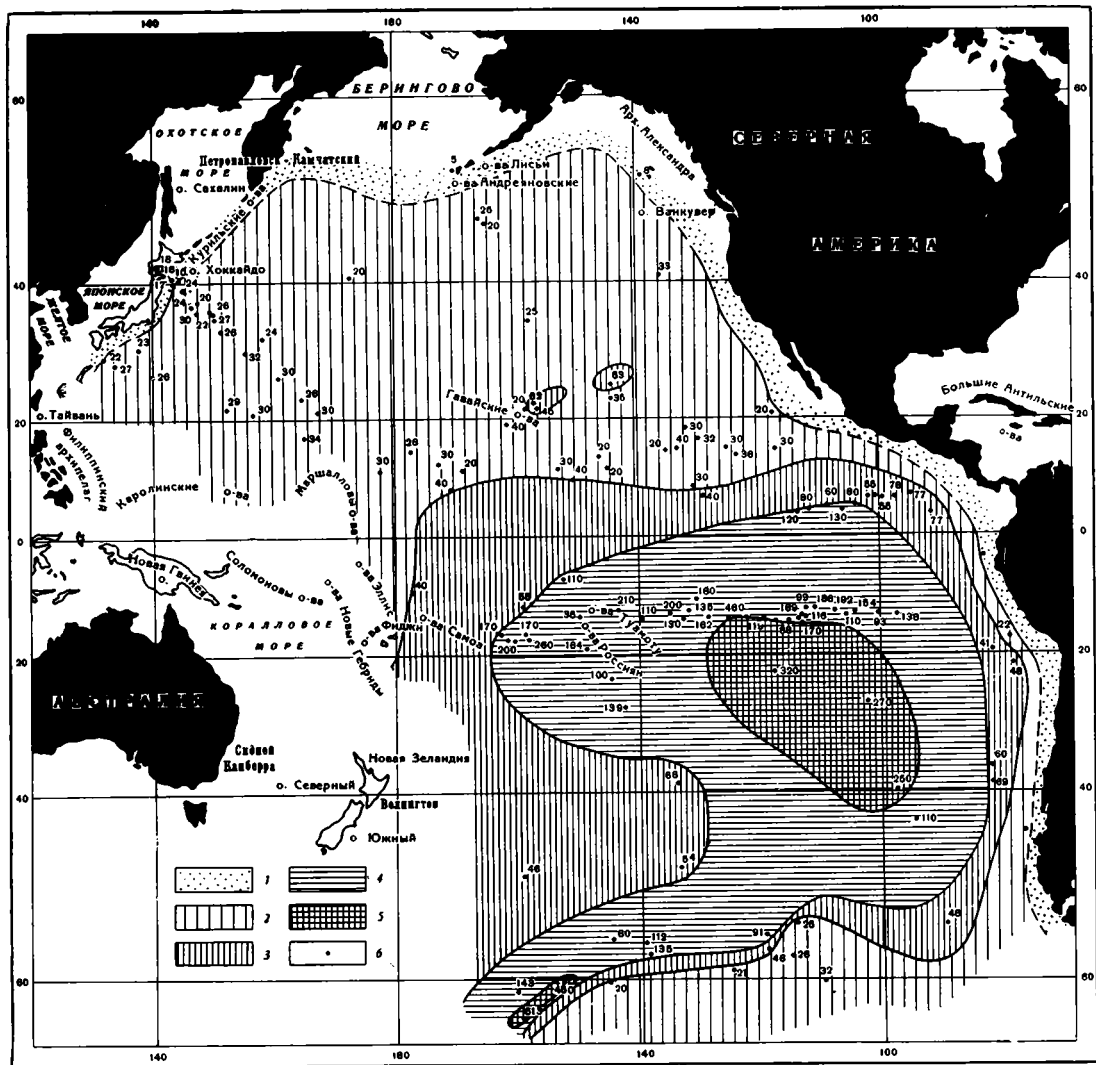
Фиг. 4. Распределение барита в осадках Тихого океана (% на бескарбонатное вещество), по Г. Аррениусу и Е. Бонатти (1965)

1 — 5—10; 2 — 2,5—5; 3 — 1—2,5; 4 — <1

кова, 1970). В момент написания статьи карты Мп для горизонта 30—70 см опубликовано не было. В настоящее время она появилась в печати (Бостром и др., 1973); оказалось, что обогащенность марганцем горизонта 30—70 см на юго-востоке не только сохраняется, но подобно Fe выражена даже ярче, чем в горизонте поверхностном.

Карта распределения Ва в виде $BaSO_4$ (фиг. 4) опубликована Г. Аррениусом и Е. Бонатти (1965). Она построена на образцах поверхностного слоя и относится, по-видимому, к бескарбонатному веществу осадка (хотя точных указаний на это в их статье нет). Тяготение $BaSO_4$ к юго-востоку океана видно весьма наглядно, точно так, как и приуроченность максимальных значений Ва к области Восточно-Тихоокеанского хребта. Впрочем, имеются и отклонения от него, особенно на севере, обусловленные гидрологическими и гидробиологическими причинами. Средневзвешенные содержания $BaSO_4$ в северной половине Тихого океана 1,5%, в южной — 4,2%.

Схема распределения Рb новая (фиг. 5). При построении ее возникли трудности. Дело в том, что, хотя данных по распределению Рb в тихоокеанских отложениях порядочно, все они получены спектральным методом в разные годы, и определения разных авторов не вполне согласуются друг с другом. Несогласие особенно отчетливо в тех случаях, когда образцы происходят из одной и той же весьма ограниченной площади океана. Хорошо совпадают определения Рb, выполненные И. Ю. Лубченко по профилю через северо-западную часть океана, с определениями Т. Кронана (Cronan, 1969) для тропической и субтропической областей и с определениями Г. Дж. Чжоу и К. К. Паттерсона (Chow, Patterson, 1962) на всей площади акватории. Числа С. К. Векила и Дж. П. Райли (El-Wakeel, Riley, 1961), полученные для точек, весьма близких к точкам Т. Кронана, Г. Чжоу и К. Паттерсона, резко от них отличны по причинам, вероятнее всего, чисто методическим, и потому не были использованы при составлении карты-схемы; по той же причине оставлено без упо-

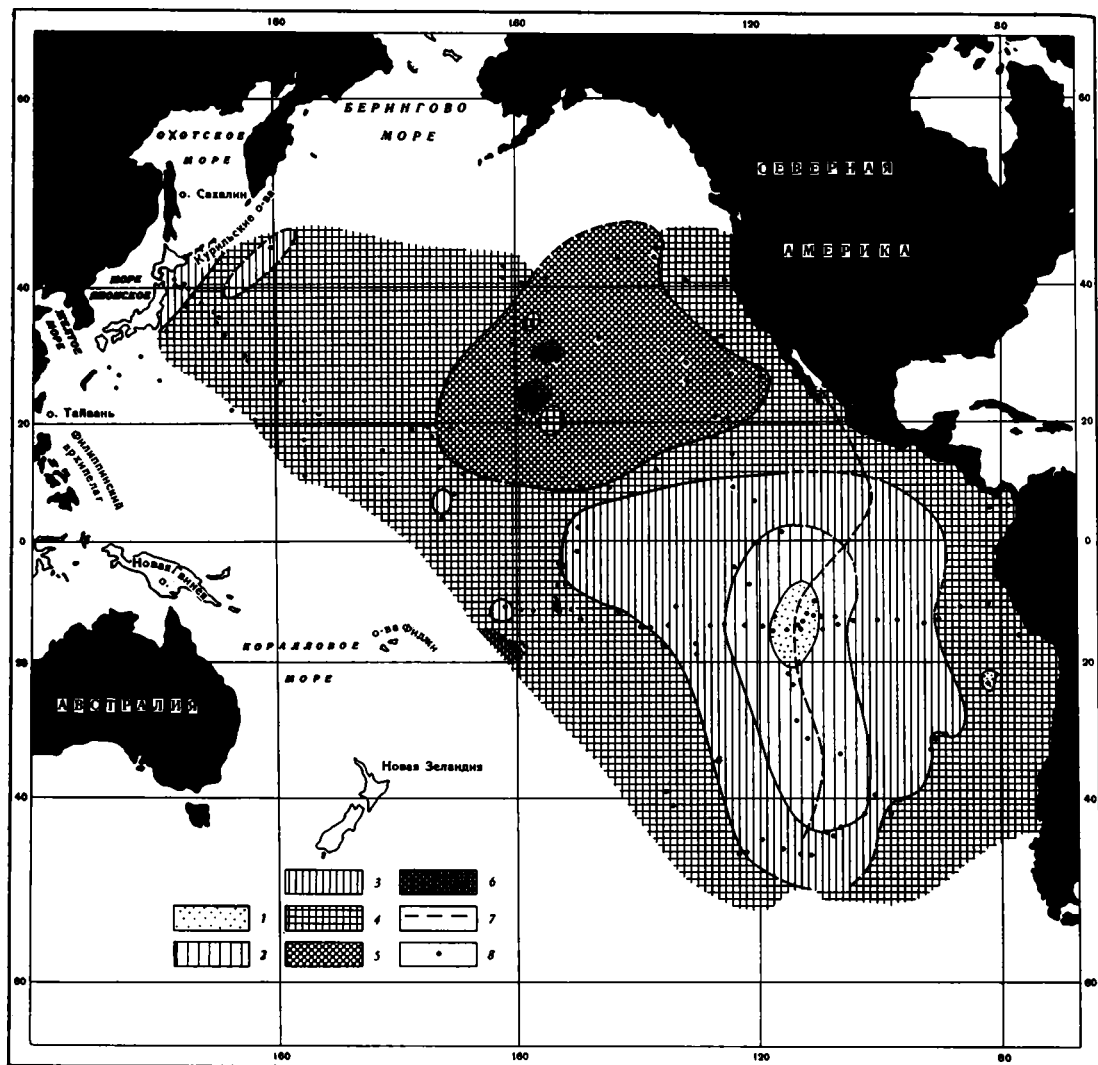


Фиг. 5. Распределение Pb в осадках Тихого океана ($10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество), по данным И. Ю. Лубченко
1 — <20 ; 2 — $20-40$; 3 — $40-100$; 4 — $100-200$; 5 — >200 ; 6 — положение станций

требления и большинство спектроскопических данных Е. Голдберга и Г. Аррениуса (Goldberg, Arrhenius, 1958). Данные А. Горовица (Hogowitz, 1969) по Pb в южной половине океана хорошо увязываются с числами Г. Чжоу и К. Паттерсона и потому вошли в карту.

Часть использованных образцов относится к поверхностному слою осадков, часть — к горизонту 30–70 см. Возможность оперирования образцами варьирующей глубины оправдывается тем обстоятельством, что внутри интервала 0–100 см (и даже глубже) содержания Pb изменяются весьма мало, обычно в пределах меньших, чем границы градаций, принятых на карте.

Уже при первом взгляде на карту-схему Pb видно, что на ней проступают все те же черты, что и на предыдущих: резко выраженное тяготение Pb к юго-востоку океана, а здесь — к области Восточно-Тихоокеанского хребта. Благодаря работе А. Горовица (Hogowitz, 1969) можно видеть, что высокие концентрации Pb переходят с Восточно-Тихоокеанского

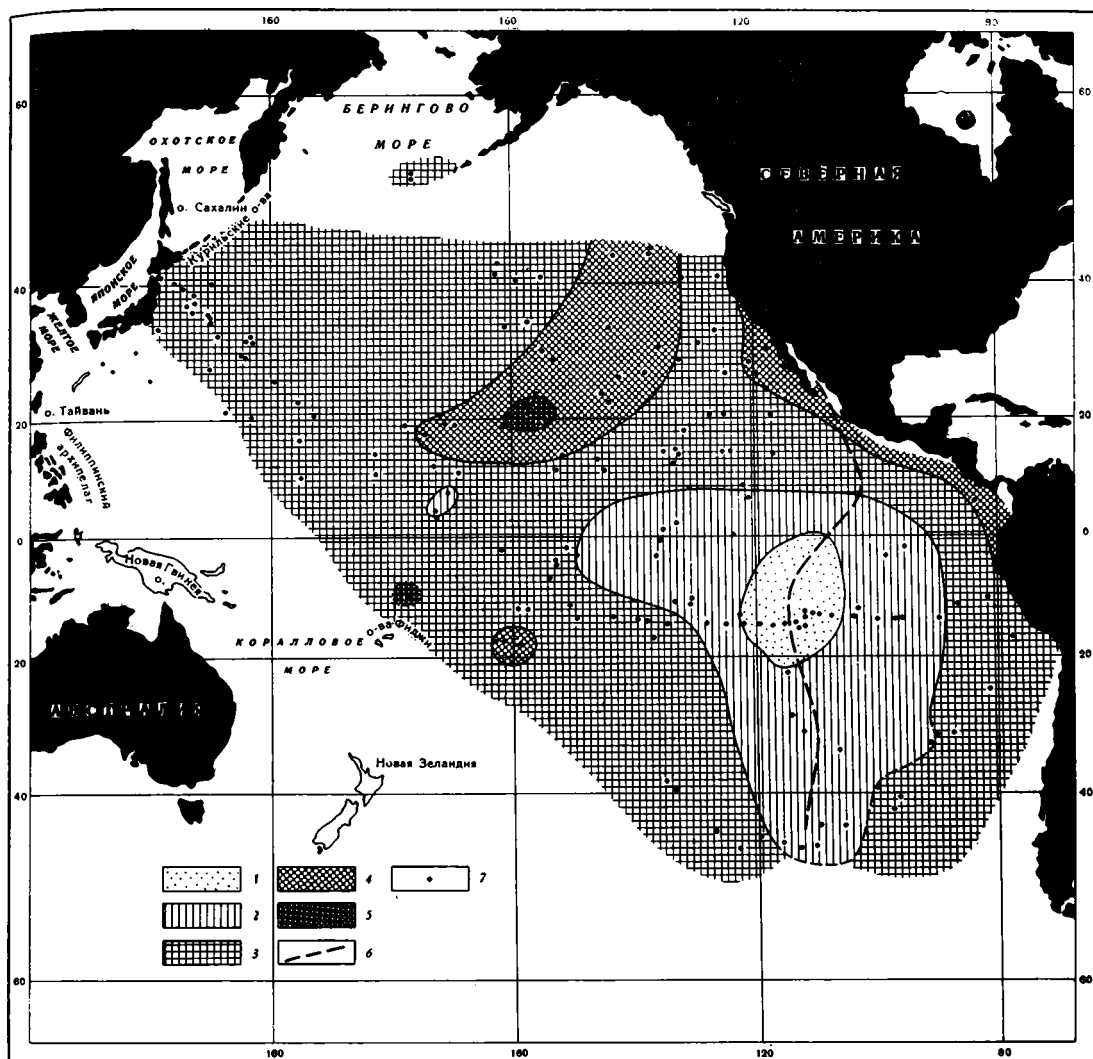


Фиг. 6. Схема распределения Al в осадках Тихого океана (% на бескарбонатное вещество)
 1 — <1; 2 — 1—3; 3 — 3—7; 4 — 7—9; 5 — >9; 6 — >10; 7 — осевая часть срединного хребта; 8 — положение станций

хребта на Южно-Тихоокеанский и продолжают далее в направлении к Индийскому океану.

Итак, хотя описанные четыре карты построены разными авторами с использованием разных интервалов разреза осадка, геохимическая картина, показываемая ими, одна и та же: все элементы обнаруживают явное тяготение к юго-восточной четверти Тихого океана, а внутри нее — к области Восточно-Тихоокеанского хребта. Западнее, восточнее и севернее его процентные содержания элементов убывают до нормы, свойственной осадкам северной половины океана. Подчеркнем, что различие уровней осадка, для которых строились карты, в данном случае является не минусом их, а плюсом, доказывающим, что геохимическая асимметрия является устойчивой во времени чертой распределения Fe, Mn, Ba, Pb.

Существенно иначе выглядят схемы распределения Al и Ti в бескарбонатном веществе осадков.



Фиг. 7. Схема распределения Ti в осадках Тихого океана (% на бескарбонатное вещество)
 1 — $<0,1$; 2 — $0,1-0,3$; 3 — $0,3-0,5$; 4 — $0,5-1$; 5 — >1 ; 6 — осевая часть срединного хребта; 7 — положение станций

Обе схемы построены автором для интервала глубин от поверхности до 0,7 м, иногда несколько глубже, по материалам К. Бострома и М. Петерсона (Bostrom, Peterson, 1969; Bostrom a. o., 1961.), Р. Ревелла (Revelle, 1948), С. К. Векила и Дж. П. Райли (El-Wakeel, Riley, 1961), Е. Голдберга и Г. Аррениуса (Goldberg, Arrhenius, 1958), С. Ландергрена (Landergren, 1964), а также новым определениям для северо-западной части Тихого океана (Страхов и др., 1973). Использование указанного интервала оправдывается тем, что, по многочисленным наблюдениям (С. К. Векила и Дж. П. Райли; С. Ландергрена; Лисицной с соавторами, 1973), колебания содержания Al и Ti внутри верхнего в 1 м, слоя осадка не имеют направленного характера и происходят обычно в пределах меньших, чем принятые границы отдельных градаций на схемах.

Достаточно взглянуть на фиг. 6 и 7, чтобы убедиться, что распределение Al и Ti резко асимметрично, но в противоположном смысле, чем у Fe, Mn, Ba, Pb. На этот раз осадки юго-востока Тихого океана харак-

теризуются резко пониженными содержаниями обоих элементов, причем минимальные величины приходится на Восточно-Тихоокеанский хребет. Во все стороны от него содержания Al и Ti растут, достигая, наконец, обычной нормы: около 8% у первого элемента и около 0,4% у второго. Максимальные значения находятся в срединной (несколько смещенной на северо-восток) части северной половины Тихого океана. Чрезвычайно характерно близкое сходство карт Al и Ti, почти тождество. Вместе с тем с картами первой группы элементов (особенно Fe и Mn) они соотносятся почти как негатив с позитивом. Области, отличающиеся высокими содержаниями рудных элементов (Mn, Fe, Pb, Ba), обладают минимальными концентрациями Al и Ti и наоборот. Понятно, что речь идет здесь о главных чертах локализации элементов, а не о деталях.

Совокупность особенностей, присущих распределению обеих групп, и создает геохимическую асимметрию тихоокеанских осадков. Но исчерпывается ли она только этими элементами? Поскольку Ni, Co, Cu, Mo, Zn отчетливо тяготеют одни к Mn, другие к Fe, крайне вероятно, что схемы распределения, составленные для них, также в той или иной мере отражают асимметрию, свойственную элементам первой группы, тогда как карты других элементов (например, Cr) — асимметрию, свойственную элементам второй группы. Этот прогноз полностью подтвердился картой распределения Co, опубликованной К. Бостромом, Б. Фаркуарсоном и У. Эйлом (1973), вышедшей в свет после сдачи в редакцию настоящей работы. Она входит в состав карт первой из рассмотренных выше групп.

К сожалению, имеющиеся в литературе определения других (кроме Co) микроэлементов противоречивы по тем же причинам, что и данные по Pb, но их меньше, чем данных по Pb, и критерий для отбора среди них более достоверных отсутствует, почему и сами схемы не составлены. Тем не менее по соображениям, указанным выше, можно уже сейчас утверждать, что геохимическая асимметрия проявляется не только у Fe, Mn, Ba, Pb, Al, Ti, но и в обширной группе микроэлементов, причем в целом может быть сложнее описанной. Даже при современном частичном ее познании она заслуживает признания в качестве важнейшей черты современного осадкообразования в Тихом океане.

В чем причина асимметрии и, в частности, что контролирует противоположность в распределении Mn, Fe, Ba, Pb и Al, Ti?

Обратим внимание на локализацию наиболее высоких содержаний элементов первой группы. Они приурочены к осевой части Восточно-Тихоокеанского хребта, которая отличается высоким тепловым потоком, идущим снизу, из глубин земли, а также наличием здесь магматической интрузии (Удинцев, 1972).

Эти два факта, установленные экспедицией «Risepec» (1961 г.) и неоднократно подтвержденные впоследствии, прочно обосновали идею, высказанную Н. С. Скорняковой (1964), К. Бостромом (Bostrom, 1967) и К. Бостромом и М. Петерсоном (Bostrom, Peterson, 1966, 1969), об эксгалятивном происхождении рудных элементов: Mn, Fe, Ba, Pb и ряда других, также обогащающих осадок: U (Bostrom, Fischer, 1969₂; 1971), As, B, Hg, (Bostrom, Fischer, 1969₁). А так как Al и Ti ведут себя противоположно рудным, то, очевидно, они поступают не снизу, из магмы, а привносятся красной глиной, в той или иной степени подмешивающейся к эксгалятивным компонентам; это литогенные компоненты в отличие от эксгалятивных (рудных).

В таком случае противоположность в распределении рудных элементов, с одной стороны, Al и Ti — с другой, может иметь разные причины. Возможно, что весьма интенсивно поступающие на дно эксгалятивные осадки сильно разбавляют одновременно приносимую красную глину и тем самым, естественно, понижают концентрации Al и Ti. Но допустимо и другое: слишком медленно накапливающаяся красная глина создает возможность для относительного обогащения осадка рудными компонен-

тами даже при ограниченной и малой силе эксгальций. Наконец, не исключено, что реальный механизм распределения включает обе названные причины.

Чтобы разобраться в этой сложной ситуации, необходимо в первую очередь найти методику, которая позволила бы путем расчета отделить эксгальтивную часть рудных элементов от литогенной, вносимой в состав красной глины. Далее нужно рассчитать соотношения эксгальтивной и литогенной частей рудной массы хотя бы на одном достаточно большом профиле, рассекающем юго-восточную часть океана, чтобы выяснить, как выглядят в природе эти соотношения. Наконец, следует привлечь к исследованию метод абсолютных масс, который, как показывает опыт, дает однозначный ответ в запутанных случаях, подобных вышеописанному.

2. МЕХАНИЗМ, СОЗДАЮЩИЙ ГЕОХИМИЧЕСКУЮ АСИММЕТРИЮ ТИХООКЕАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В принципе методика разделения общей рудной массы на литогенную и эксгальтивную части проста.

Зная средний состав тихоокеанской красной глины n , следовательно, среднее содержание в ней Al_2O_3 , находим коэффициент n , позволяющий переходить от этого окисла к общей массе глины в любом образце осадка. Количество красной глины в нем будет равно $Al_2O_3 \times n$.

Далее, используя среднее содержание рудных компонентов (Fe, Mn, микроэлементов) в красной глине — $m(\%)$, находим количество литогенных рудных элементов в изучаемых образцах: $[Al_2O_3 \times n] \times m(\%)$. Вычтя последнюю величину из общего количества рудных элементов, определенного в образцах — M , получим содержание в образцах эксгальтивной части рудных элементов — $E(\%)$: $E = M - Al_2O_3 \times n \times m$.

По Ф. Кларку (Clark, 1924), среднее количество Al_2O_3 в красной глине океанов составляет 17,2%; по Е. Голдбергу и Г. Аррениусу (Goldberg, Arrhenius, 1958), для Тихого океана — 17,4%; по С. Ландергрёну (Landergrén, 1964) — 16,6%; по С. К. Векил и Дж. Л. Райли — 18,12%; последняя величина относится к бескарбонатному веществу, лишенному органического вещества и воды. Если пересчитать на безводное вещество средние содержания Al_2O_3 , указанные перечисленными выше авторами, получим величины 17,7—18,6, в среднем около 18% (содержание воды — 6,54%). Величину 18% Al_2O_3 мы и принимаем для дальнейших расчетов. Переходный коэффициент n будет тогда 5,5. Оперирование постоянным коэффициентом для пересчета оправдывается в известной мере тем, что в интересующей нас области состав глинистого материала (Griffin a. o., 1966) отличается большим постоянством и содержит более 70% монтмориллонита, остальное — иллит и хлорит.

Среднее содержание рудных элементов в красной глине — 7%; из них на Fe приходится 5,86%, на Mn — 0,76; оба числа взяты по Н. С. Скорняковой (1970). Дополнение до 7% падает на долю микроэлементов.

Опираясь указанными средними величинами, мы, несомненно, допускаем погрешности в вычислениях. Какова их величина?

Реальные содержания Al_2O_3 в индивидуальных образцах отклоняются от средней величины обычно на ± 1 —2%, редко больше. Это значит, что исчисления красной глины в бескарбонатном веществе обладают погрешностью $\pm 5,5$ —11%, в среднем $\pm 8\%$.

Реальные концентрации $\Sigma_{p.z.}$ в красной глине отклоняются от 7% обычно на $\pm 1\%$. Стало быть, относительная ошибка расчета их в индивидуальных образцах $\pm 14\%$. Складывая квадраты ошибок и извлекая из суммы квадратный корень, получаем, что общая погрешность расчета $\Sigma_{p.z.}$ в индивидуальных пробах составляет $\pm 16\%$. Это значит, что расчет имеет вполне достоверный характер.

**Основные показатели состав осадков на Восточно-Тихоокеанском хребте,
пересчет данных К. Бострома и М. Петерсона**

Станция	CaCO_3 , %	Общая масса рудных компонентов, %	Al_2O_3 , %	Содержание красной глины, %	Количество рудных элементов, внесенное красной глиной, М, %	Сумма эксгальтивных рудных элементов, Е, %	Е/М
46	52	6,4	16,10	88	6,16	0,24	0,04
50	49	10,67	10,8	59,4	4,16	6,51	1,56
51	70	10,00	8,3	45,65	3,22	8,28	2,1
56	55	22,4	6,70	37	2,60	19,8	7,5
60	91	7,16	5,3	29,1	2,0	5,10	2,5
63	90	7,11	2,5	13,75	0,97	6,04	6,2
65	77	26,88	1,3	7,15	0,49	26,46	54
66	82	21,16	1,1	6,05	0,42	20,74	49,4
68	66	28,10	0,45	2,45	0,17	27,93	164
69	74	31,62	0,94	5,17	0,36	31,26	87
71	80	30,32	1,5	8,25	0,57	29,75	52
72	86	18,36	1,8	9,9	0,7	17,66	25
73	58	10,31	2,1	11,55	0,85	9,46	11
74	89	10,13	3,2	17,6	1,23	8,90	7,3
75	81	15,26	8,8	48,4	3,36	11,90	3,5
76	86	10,49	6,2	34,1	3,28	8,38	2,6
77	49	22,19	10,8	59,4	4,13	18,06	4,4
80	6	13,54	10,6	58,3	4,6	8,94	1,8
81	6	15,50	9,5	52,2	3,7	11,8	3,2
82	56	13,10	12,4	68,2	4,76	8,34	1,7
Среднее для зон							
<i>b</i>	75	23,97	—	7,3	0,5	23,47	63
<i>a</i>	—	10,6	—	—	3,2	7,4	3,3
<i>c</i>	—	14,7	—	—	3,4	10,8	3,5

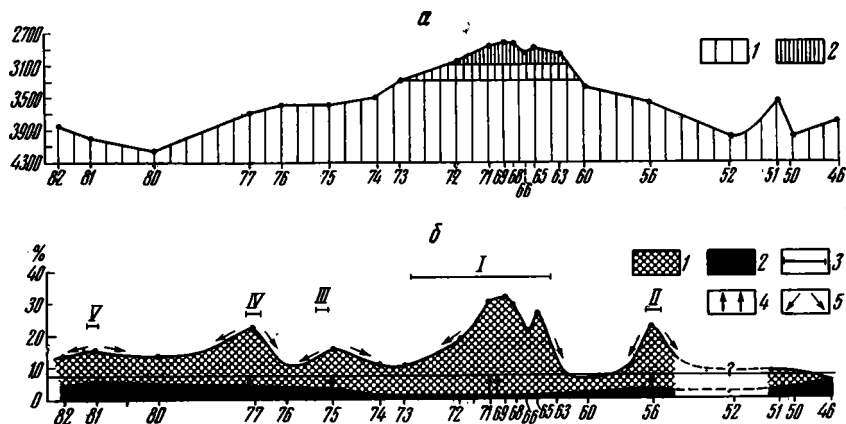
В качестве объекта для подсчетов массы эксгальтивного и литогенного рудного вещества удобен южный профиль экспедиции «Riserac», осадки которого химически изучены К. Бостромом и М. Петерсоном (Bostrom, Peterson, 1969).

Профиль этот пересекает интересующую нас юго-восточную область океана между $12^{\circ}39'—14^{\circ}42'$ ю. ш. и меридианами $139^{\circ}35'—90^{\circ}30'$ з. д. Длина его около 4900 км. В профиле — 21 станция, которые разбиты названными авторами на три группы: *b* — отвечающую Восточно-Тихоокеанскому хребту; *a* — располагающуюся восточнее хребта; *c* — располагающуюся западнее хребта.

Все образцы анализировались для одного и того же интервала колонки — 30—70 см при молчаливом допущении синхроничности этого интервала. Такая интерпретация, строго говоря, не доказана, но вполне допустима и даже вероятна.

Пересчет данных К. Бострома и М. Петерсона по вышеизложенной методике представлен в таблице. Все величины относятся к бескарбонатному веществу, ибо осадки на юго-востоке океана обладают варьирующей и часто высокой карбонатностью и относятся к известковым и железисто-марганцово-известковым илам. Для наглядности результаты пересчетов представлены графически на фиг. 8.

Бросается в глаза очень высокая концентрация рудных компонентов в бескарбонатном веществе. Только на крайней восточной станции 46 она находится на кларковом уровне — 6,4%. Западнее растет, достигая на станции 56 22,4%. На следующих станциях 60—63 содержания снижаются до 7,16—7,11%, а затем на станциях 65—73 на хребте (зона *b*) вновь поднимаются до 18,26—31,62%, составляя в среднем 23,97%. С переходом в область, расположенную западнее хребта, рудная масса в бескарбонатном веществе убывает относительно величины ее на хребте,



Фиг. 8. Общая характеристика эксгальтативного осадконакопления на срединном хребте Тихого океана

а — рельеф хребта: 1 — ложе океана, 2 — основание хребта, 3 — наиболее активная часть хребта; **б** — сумма рудных компонентов в бескарбонатном веществе осадков, (% от него): 1 — эксгальтативная часть, 2 — литогенная часть, внесенная красной глиной, 3 — среднее содержание суммы Fe+Mn+микроэлементы в красной глине, 4 — поступление эксгальтаций снизу, 5 — разнос эксгальтаций в стороны от очагов выделения; римские цифры — предполагаемые очаги выделений эксгальтаций

но заметно колеблется от станции к станции; наибольшее количество приходится на станцию 75 (15,26%), станцию 77 (22,19%) и станцию 81 (15,5%). На других она держится на уровне 10,13—13,50%. Среднее содержание рудных элементов в западной зоне (с) — 14,7%. Для дальнейшего важно отметить это волнообразное колебание содержаний суммы рудных элементов. Поэтому области подсаживания $\Sigma_{p.a.}$ выделены на профиле особым знаком и будут именоваться «очагами накоплений»; мы употребляем этот термин в чисто описательном смысле. «Очагов» оказалось пять: первый и самый крупный локализован на хребте; второй — восточнее его, на погружающемся океанском дне; третий, четвертый, пятый — западнее хребта, также на погружающемся дне.

Еще интереснее оказались соотношения между литогенной и эксгальтативной частями $\Sigma_{p.a.}$ За исключением станции 46, на всем профиле эксгальтативная резко преобладает над литогенной. На хребте эксгальтативная образует в среднем 23,47%, а литогенная всего 0,5%; иначе говоря, бескарбонатное вещество осадка представляет собой здесь почти чистое накопление эксгальтативного материала, особенно на станции 68, где литогенного компонента всего 0,17%. На западном поле литогенный компонент слагает в среднем 3,4%, а эксгальтативный — 10,8%; на восточном — соответственно 3,2 и 7,4%. Превалирование эксгальтативного и здесь отчетливое, хотя и значительно меньшее, чем на хребте.

Привлекает внимание еще одна особенность областей, лежащих вне хребта. В то время как эксгальтативный компонент испытывает значительные колебания, литогенный изменяется слабо и независимо от эксгальтативного, медленно убывая по направлению к хребту. Совершенно очевидно, что распределение обоих компонентов контролируется различными и независимыми факторами, а не просто разбавлением одного другим, как было предположено в двух первых изложенных выше гипотезах; в частности, колебания массы эксгальтативной части $\Sigma_{p.a.}$ явно зависят от интенсивности эксгальтативного процесса в разных точках профиля.

Таким образом, хотя примененная методика оперирует процентными содержаниями $\Sigma_{p.a.}$, она уже вносит ясность в вопрос, показывая большую роль эксгальтативного материала в осадконакоплении юго-восточной части Тихого океана. Еще большая ясность получается при привлечении

метода абсолютных масс. К сожалению, использование его в полной мере — дело будущего. Сейчас возможны только некоторые сопоставления.

При изучении распределения элементов в северо-западной котловине Тихого океана (Страхов и др., 1973) на Японском профиле получены следующие скорости накопления Fe и Mn, мг/см^2 за 1000 лет. В прибрежной (I) зоне: Fe — 107, Mn — 1,7; в гемипелагической (II) зоне: Fe — 59, Mn — 1,23; в переходной (III) зоне: Fe — 65, Mn — 2,7; в эвпелагических красных глинах (зона IVa): Fe — 30, Mn — 1,36; в цеолитовой красной глине (зона IVб): Fe — 7, Mn — 2,5 (в зоне IVб к осадку присоединены массы Fe и Mn в стяжениях).

Судя по тому, что абсолютные массы осадка в целом, а также всех его элементов растут от пелагиали к берегу, поступление осадочного вещества в северо-западной котловине Тихого океана происходит только с берега, с водосборной части. Никакого возмущающего действия подводного вулканизма, вообще, а тем более в эксгальтативной форме здесь не улавливается. Иными словами, $\Sigma_{\text{р.э.}}$ представлена только своей литогенной формой, если эксгальтативная и присутствует здесь, то в исчезающе малом, неуловимом количестве.

Сопоставим теперь эти данные с расчетами К. Бострома (Bostrom, 1970) относительно скорости накопления Fe и Mn в интересующей нас юго-восточной области океана. В трех точках на хребте накопление Fe идет со скоростью 94—410, а Mn — 35—150 мг/см^2 за 1000 лет. Объединяя величины скоростей накопления обоих элементов, получаем сумму их от 130 до 560 мг/см^2 за 1000 лет. Так как на хребте литогенный компонент $\Sigma_{\text{р.э.}}$ составляет только 0,5% от общей суммы этих элементов, очевидно, что скорость накопления его здесь 0,65—2,8 мг/см^2 за 1000 лет; остальное приходится на долю компонента эксгальтативного.

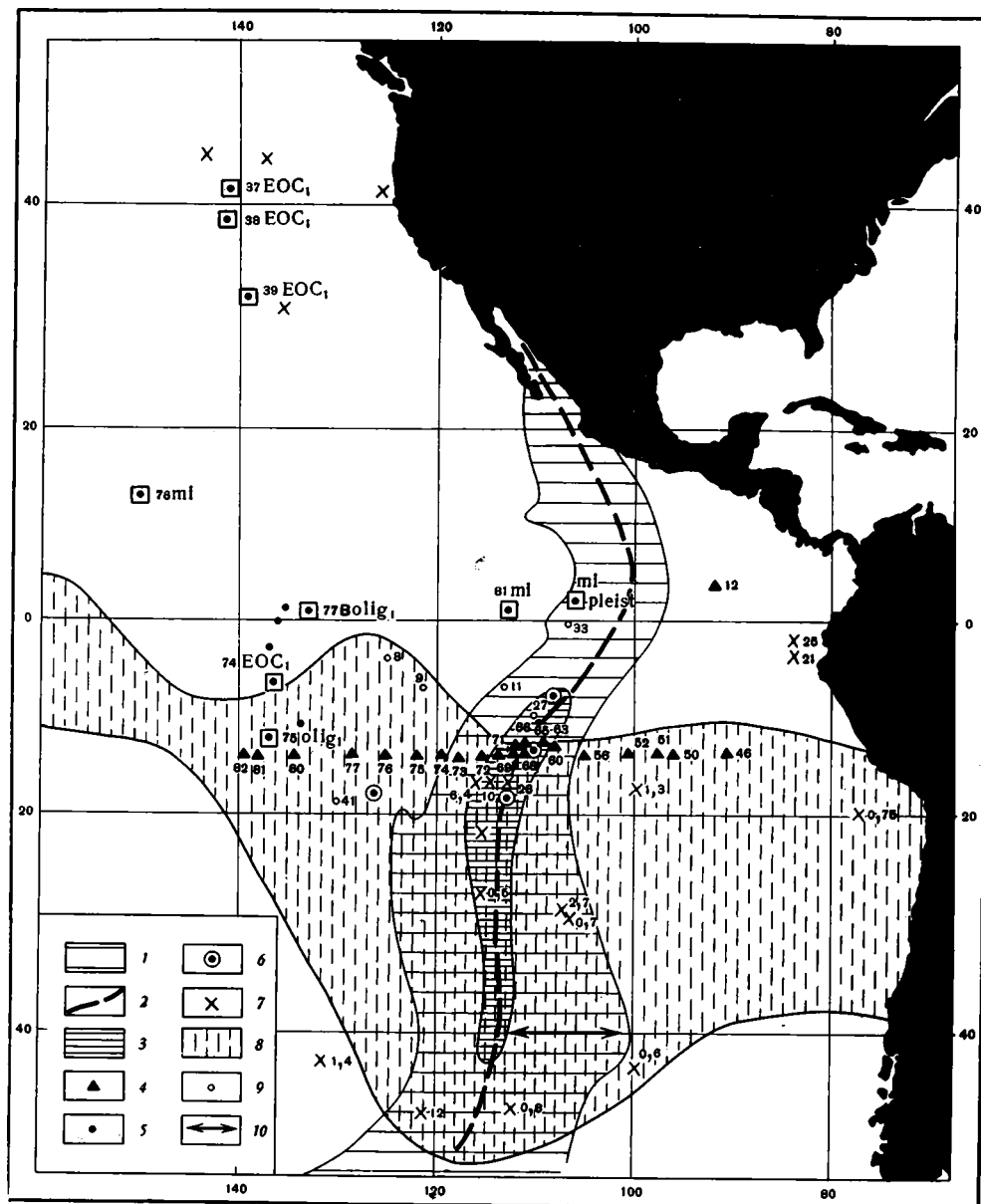
Западнее и восточнее хребта скорость накопления Fe убывает до 5—10 мг/см^2 , а Mn — до 0,5—3 мг/см^2 за 1000 лет. Суммируя, получаем скорость накопления рудных элементов 5,5—13 мг/см^2 . Так как (таблица) литогенный компонент образует 1/3—1/4 суммы рудных элементов, то скорость накопления его 1,8(1,4)—4,3(3,3) мг/см^2 за 1000 лет. Остальная масса — эксгальтативный компонент.

Итак, берем ли мы зону хребта или области западнее или восточнее его, всегда получаем массу литогенного компонента, отчетливо меньшую, чем было рассчитано для красной глины северной части Тихого океана в зонах IVa и IVб: 0,65—4,3 против 9,5—31,36 мг/см^2 за 1000 лет. Тем самым однозначно доказывается, что юго-восточная область Тихого океана характеризуется отчетливо пониженным поступлением литогенной части $\Sigma_{\text{р.э.}}$ (особенно на хребте) и столь же отчетливо простиупающим интенсивным приносом эксгальтативных компонентов снизу из магмы. В этом специфика юго-востока Тихого океана, отличающая его от северо-западной части, в которой рудные компоненты идут практически с водосборов, т. е. в литогенной форме, а эксгальтации не улавливается. (В составе литогенного компонента присутствует, конечно, и пирокластика прибрежных активно действующих вулканов.)

Северо-восточная часть Тихого океана пока не проанализирована детально с интересующей нас точки зрения. Но карты распределения Fe, Mn, а особенно Al и Ti, свидетельствуют, что здесь дело обстоит так же, как и в северо-западной котловине. Поэтому мы можем уже сейчас противопоставлять всю северную половину Тихого океана как зону поступления $\Sigma_{\text{р.э.}}$ практически только в литогенной форме юго-восточной области Тихого океана, где принос литогенной формы $\Sigma_{\text{р.э.}}$ сильно ослаблен, а поступление эксгальтативного компонента резко выступает вперед.

Но тогда что же вызывает здесь такую своеобразную комбинацию?

Ослабленное поступление литогенного компонента предопределено необычайно малыми водосборами: они здесь минимальные для всего пе-



Фиг. 9. Локализация эксгальвативных отложений юго-востока Тихого океана
 1 — Восточно-Тихоокеанский хребт (по Г. Б. Удинцеву, 1972); 2 — ось Восточно-Тихоокеанского хребта; 3 — наиболее активная зона Восточно-Тихоокеанского хребта; станции: 4 — экспедиции «Riserac» и их номера, из них станции 81, 77, 75 и 56 отличаются повышенным содержанием суммы рудных элементов; 5 — глубоководного бурения «Glomar-Chaellenger», встретившие в разрезе кайнозойских отложений рудные накопления Fe—Mn или резкое обогащение этими элементами (EOC₁, rolig₁, mi₁, pleist — стратиграфические горизонты, некоторые части которых обогащены (Fe и Mn); 6 — экспедиции «Amphitrite», встретившие базальты, не покрытые осадком (по Bonatti, 1967) или с гиалопитовыми сильно железистыми туфами; 7 — скорости накопления железа, мг/см² за 1000 лет (Bostrom, 1970); 8 — распределение вулканогенных полевых шпатов (Peterson, Goldberg, 1962); 9 — станции экспедиции «Dow wind»; 10 — профиль, изученный Пайпером (Piper, 1973).

риметра океана. Усиленный же внос эксгальций порожден спецификой вулканизма, отличающегося на юго-востоке весьма малой эксплозивностью и развитием свободного газоотделения из жидкой маловязкой магмы. Настоящих извержений океанические базальты, по Е. Бонатти (Bonatti, 1967), не образуют. Жидкая магма, изливающаяся на поверхности дна, под влиянием охлаждения и газоотделения разбрызгивается, образуя гналокластические туфы, зерна которых обычно преобразованы в палагонит либо сложены основным стеклом с наружной оболочкой закали. При таком механизме извержения вулканических частиц мало, и они не могут разноситься далеко от центров извержения. На фиг. 9 показаны (по Бонатти, 1967) четыре точки извержений базальтов: три — на хребте, одна — западнее его; почти все они находятся в непосредственной близости от рассмотренного профиля. На одних встречены базальты, на других — гналокластические туфы. Севернее изученного профиля в осадках практически нет ни пепловых частиц, ни вулканических полевых шпатов. Южнее вулканический материал (полевые шпаты) встречается на хребте и океаническом дне. Но количество его ничтожно: единицы процентов от мелкоалевритовой фракции (Peterson, Goldberg, 1962).

Итак, весьма слабое развитие водосборов и главным образом эффузивно-эксгальтивный вулканизм — эти две коренные особенности юго-востока Тихого океана — и создали в конечном счете геохимическую асимметрию тихоокеанских отложений.

Большой интерес представляет вопрос о локализации очагов эксгальций на юго-востоке океана. К. Бостром и М. Петерсон (Bostrom, Peterson, 1969) допускают, что эти очаги располагаются в разных местах вдоль осевой части хребта, откуда вещества эксгальций разносятся на большие расстояния, соответственно к западу на 2300 км, к востоку на 1700 км. Но такой гипотезе противоречит наличие ясно выраженных «очагов накопления» вне хребта, три из которых локализованы западнее его, один — восточнее. Понять их происхождение, если считать, что эксгальции двигались только с хребта, невозможно. Поэтому мне кажется правильным допущение помимо хребтовых очагов еще ряда центров эксгальтивной деятельности вне хребта; «очаги накопления» в этом случае приобретают кроме описательного еще и генетический смысл. Анализ геохимических спектров рудной массы каждого «очага» показывает, что спектры эти отчетливо индивидуальны и, главное, их невозможно объяснить миграцией вещества только с хребта — это результат местного выноса эксгальций снизу, что дополнительно говорит в пользу наличия центров извержений вне хребта. Очень отчетливо выступают внехребтовые «очаги» на карте процентных содержаний Mn (фиг. 1). Распределение и состав вулканических полевых шпатов, по М. А. Петерсону и Е. Голдбергу (Peterson, Goldberg, 1962) также свидетельствует, что полевые шпаты появились в результате не единственного извержения, а представляют результат действия многих вулканов на хребте и вне его.

При допущении полицентризма эксгальций хребет окажется только одним из многих центров, правда, вероятно, наиболее активным. Вся юго-восточная часть Тихого океана выглядит как сильно проницаемая часть океанического ложа, своего рода решето, сквозь отверстия которого осуществляется дегазация участков верхней мантии и более глубоких слоев литосферы.

3. О ВОЗРАСТЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ АСИММЕТРИИ ТИХООКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Обнаружение геохимической асимметрии тихоокеанских отложений автоматически ставит вопрос о времени ее возникновения. Появилась ли она одновременно с образованием самого океана или в какой-то момент последующей его истории? В какой именно?

Достоверное решение вопроса требует, конечно, стратиграфической датировки осадков юго-востока океана, обогащенных эксгальтивным материалом. К сожалению, такой датировки пока нет. Американские исследователи, занимавшиеся этой толщей, все внимание отдавали геохимической стороне проблемы, оставляя без внимания стратиграфические вопросы.

При отсутствии прямых стратиграфических датировок приходится искать косвенные пути к ее получению.

Один из таких путей — использование карты скоростей современного осадконакопления океанов (Лисицын, 1971).

По этой карте скорость осадконакопления на площади интересующей нас толщи 3—10 мм/1000 лет. Это означает, что время формирования только поверхностного горизонта (0—10 см) измеряется $10\text{--}30 \times 10^3$ лет, т. е. отвечает всему голоцену и самой верхней части плейстоцена.

Горизонт 30—70 см, проанализированный выше, укладывается при скорости 10 мм/1000 лет в интервал времени $30\text{--}70 \times 10^3$ лет, при скорости 3 мм/1000 лет — в интервал от около $100\text{--}210 \times 10^3$ лет; в обоих случаях стратиграфически он отвечает верхнему плейстоцену.

Колонки, собранные экспедиционным судном «Амфитрита» и проанализированные К. Бостромом с соавторами (Bostrom a. o., 1969), имеют в длину до 6 м, причем не вышли из пределов обогащенной эксгальтивными толщами. Это означает, что вся вскрытая пока часть ее имеет возраст от 200 до 600×10^3 лет и охватывает время от низов среднего плейстоцена до современности. Более глубокие, не вскрытые, слои имеют и более древний возраст. Таким образом, оперируя картой скоростей осадконакопления, мы смогли определить возраст толщи как заведомо больший, чем средний плейстоцен, и убедиться, что действительный момент ее возникновения, а значит и рождение геохимической асимметрии, относится к более раннему времени.

Другой путь определения возраста следующий. Хотя в создании геохимического облика богатой эксгальтивными толщами участвуют два фактора: пониженное поступление с берега литогенного компонента и высокое — компонента эксгальтивного (снизу), реально решающее значение имеет второй, а не первый фактор, ибо пониженное поступление литогенного компонента само по себе никакой геохимической асимметрии создать не могло; она возникла лишь с момента, когда из магмы стали поступать газообразные вещества в количествах, соизмеримых и больших, чем принос литогенного материала. Но начало этого вулканического процесса естественно связывать с началом формирования Восточно-Тихоокеанского срединного хребта. Когда это было? Судя по имеющимся данным, сведенным в монографии Г. Б. Удинцева (1972), не раньше начала кайнозоя, а вернее — еще в какой-то момент мезозоя.

Если это так, то геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, описанная выше, зародилась достаточно давно, а толща осадков, обогащенных эксгальтивним материалом, должна обладать ощутимой мощностью даже по океанским масштабам. Имея в виду специфический характер, ее следует выделить среди других отложений Тихого океана в качестве самостоятельной эксгальтационно-осадочной карбонатной формации.

Судя по доступным пока самым верхним горизонтам, формация эта сложна текстурно и изменчива, особенно по простираению, но также и по вертикали. Площадь ее не была постоянной в ходе истории. Раскрытие ее состава, строения и эволюции во времени сулит, вероятно, много неожиданностей и является весьма актуальной и интереснейшей проблемой не только сравнительной геохимии, но и геологии вообще.

ЛИТЕРАТУРА

- Бостром К., Фаркуарсон Б., Эйл У. Подводные горячие растворы как один из источников вещества осадков активных подводных хребтов.— В сб.: I Международный геохимический конгресс, т. IV, кн. 1, 1973.
- Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, т. 9, вып. 6.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В. Распределение элементов-гидролизатов (Al, Ti, Ga, Zr, Nb, Ta) в осадках северо-западной котловины Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Скорнякова Н. С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Скорнякова Н. С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— В сб.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в северо-западной котловине Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна океана. М., «Наука», 1972.
- Arrhenius G., Bonatti E. Neptunism and volcanism in the ocean.— In: Progress in oceanography, 1966, v. 3.
- Bonatti E. Mechanism of Deep-Sea volcanism in the South Pacific.— In: Bescherches in Geochemistry, ed. Abelson, 1967, v. 2.
- Bonatti E., Joensun O. Deep-sea iron deposits from South Pacific.— Science, 1966, v. 154.
- Bonatti E. Mechanism of Deep-Sea volcanism in the South Pacific.— In: Bescherches in Geochemistry, ed. Abelson, 1967.
- Bostrom K. Submarin volcanism as a sources for iron.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1970, No. 9.
- Bostrom K., Fischer D. Distribution of mercury in East Pacific sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, No. 6.
- Bostrom K., Fischer D. Uranium contents in East Pacific Rise area.— Nature, 1969, 4.
- Bostrom K., Fischer D. Volcanogenic uranium, vanadium and iron in Indian Sediments.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1971, v. 11.
- Bostrom K., Peterson M. Precipitates from hyrothermal oxhalitions in the East Pacific Rise.— Econ. Geol., 1966, v. 61, No. 7.
- Bostrom K., Peterson M. The origine of aluminium-poor ferromanganoan Sedi-ments in Areas of rich Heat flow on the cart Pacific Rise.— Marin Geol., 1969, v. 7, No. 2.
- Bostrom K., Peterson M., Joensun O., Fischer D. Aluminium-poor ferroman-ganoan Sediments on actives oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 3261—3270.
- Bostrom K., Joensun O., Valdes S., Riera M. Geochemical History of South Atlantic ocean Sediments since Late Cretaceons.— Marin Geol., 1972, v. 12, No. 2.
- Cronan T. Average abundances of Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, V, Cr, Ti and P in Pacific pelagic clays.— Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, No. 12.
- Chow T. J., Patterson C. C. Geochim. et cosmochim. acta, 1962, 26.
- Ciarke F. Data of geochemistry, 5th ed.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, No. 5, 770.
- El-Wakeel S. K., Riley J. P. Chemical and mineralgical Studies of Deep-Sea Sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 25, No. 2.
- Goldberg E., Arrhenius G. Geochemistry of Pacific Sediments.— Geochim. et cos-mochim. acta, 1958, v. 13, No. 2—3.
- Griffin J., Windom H., Goldberg E. The distribution of Clay minerals in the World Ocean. Deep-Sea Reaser, v. 15, 1968.
- Horowitz A. Beitr. Geol. Miner. und Petrogr., 9, H. 5. The distribution of Pb, Ag, Sn, Ti and Zn in Sediments on Active Oceanic ridges.— Marin. Geol., 1970, v. 9, No. 4.
- Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project., v. V, 1970; v. VIII, 1971; v. IX, 1972.
- Lander gren S. On the geochemistry of Deep-Sea sediments. Rep. of Swed. Deep-Sea Exped. 1947—1948, v. 10, t. 4, 1964.
- Peterson M. A., Goldberg E. Fedspar distribution in South Pacific Sediments.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67, No. 9.
- Piper D. Z. Origin of metalliferons Sediments from the East Pacific Rise.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1973, v. 19, No. 1.
- Revelle R. Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie on its VII Cruise Publ. Carnegie Inst. Washington, No. 556, 1944.

УДК 550.35 : 551.46 : 550.4 (265/266)

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Е. А. РОМАНКЕВИЧ

Рассмотрены основные зависимости между фациальными типами осадков Тихого океана, накоплением в них органического вещества (ОВ) и его составом ($C_{орг}$, $N_{орг}$, белки, аминокислоты, углеводы, липиды-битумоиды, гуминовые и нерастворимые органические вещества). Показано, что содержание $C_{орг}$ в осадках подводных окраин континентов, гемипелагических (осадки краевой части ложа океана) и пелагических (осадки центральных частей ложа океана) находятся в отношении 100 : 35 : 27. В области подводных окраин континентов концентрируется 92% всего ОВ и лишь 8% — в областях развития гемипелагических (7%) и пелагических (1%) илов. Положение фаций, наиболее благоприятных для накопления ОВ и его отдельных компонентов, мало зависит от размещения широтных климатических зон, но во многом контролируется продуктивностью фотической зоны, количеством трофических уровней и соотношением скоростей поступления на дно минеральных и органических веществ. Рассмотрены особенности состава ОВ осадков различного литолого-фациального типа.

Закономерности распределения в осадочных породах органического вещества (ОВ), формы его накопления и биогеохимический состав¹ теснейшим образом связаны с фациальными условиями формирования вмещающих отложений. В предыдущих работах были рассмотрены основные закономерности распределения $C_{орг}$ и отдельных компонентов группового состава ОВ во взвеси и осадках Тихого океана (Романкевич, 1968; 1970; Богданов и др., 1971). Новые материалы по биогеохимическому составу осадков в совокупности с ранее полученными в Институте океанологии данными позволяют рассмотреть основные зависимости между фациальными типами осадков Тихого океана, накоплением в них ОВ и его составом ($C_{орг}$, $N_{орг}$, белки, аминокислоты, углеводы, липиды-битумоиды, гуминовые кислоты, нерастворимые органические вещества). Это — главная цель настоящей работы. Кроме того, следует выяснить, в какой степени отдельные показатели биогеохимического состава осадков связаны с фациальной обстановкой накопления современных (голоценовых) отложений. Эти вопросы представляют интерес для освещения предварительной стадии образования микронепти, процессов аутигенного минералообразования и формирования состава и плотности донных биогеоценозов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В основе работы лежит следующее количество определений: $C_{орг}$ — 948 проб (данные по 607 из них приведены в монографии «Осадкообразование в Тихом океане», 1970), $N_{орг}$ — 106 проб, белки — 41 проба, аминокис-

¹ Понятие о биогеохимическом составе осадков включает в себя комплекс данных о содержании в них главных элементов биогенного цикла (например, С, N, P), а также биохимических компонентов и их природных производных (белки, аминокислоты, углеводы, липиды-битумоиды, гуминовые кислоты, нерастворимые ОВ и пр.).

кислоты — 21 проба, углеводы — 144 пробы, липиды-битуоиды и гуминовые кислоты — 137 проб. Содержание $C_{орг}$ было определено во всех вещественно-генетических и фациальных типах осадков Тихого океана. Их литологическая характеристика приведена в вышеупомянутой монографии. Местоположение изученных проб показано на фиг. 1. Осадки для исследования состава органического вещества были отобраны, как правило, после выявления особенностей размещения в Тихом океане генетических типов донных отложений, установления закономерностей распределения ОВ и построения карты $C_{орг}$ для верхнего слоя осадков Тихого океана (Романкевич, 1968). Это позволило изучить состав ОВ в типичных пробах осадков различного литолого-фациального типа.

Не все пробы были изучены детально. Это лимитировалось недостатком материала для ряда определений и зачастую непригодностью проб для некоторых анализов. Например, определение солерастворимых белков было выполнено лишь в последние годы непосредственно в рейсах НИС «Витязь» и «Академик Курчатов», в образцах, только что полученных со дна. В большинстве случаев это относится и к анализу осадков на содержание углеводов и аминокислот. Определение количества более стойких соединений, таких, как липиды и гуминовые кислоты, проводилось в пробах, высушенных на судне при 40—60° С и хранившихся до анализа несколько месяцев в сухом состоянии.

$C_{орг}$. Содержание $C_{орг}$ определяли методом мокрого сжигания ОВ хромовой смесью. Анализ осадков на содержание $CO_{2карб}$ и $CO_{2орг}$ проводили в одном и том же аппарате последовательно из одной навески. Количество $CO_{2карб}$ и $CO_{2орг}$ определяли весовым способом.

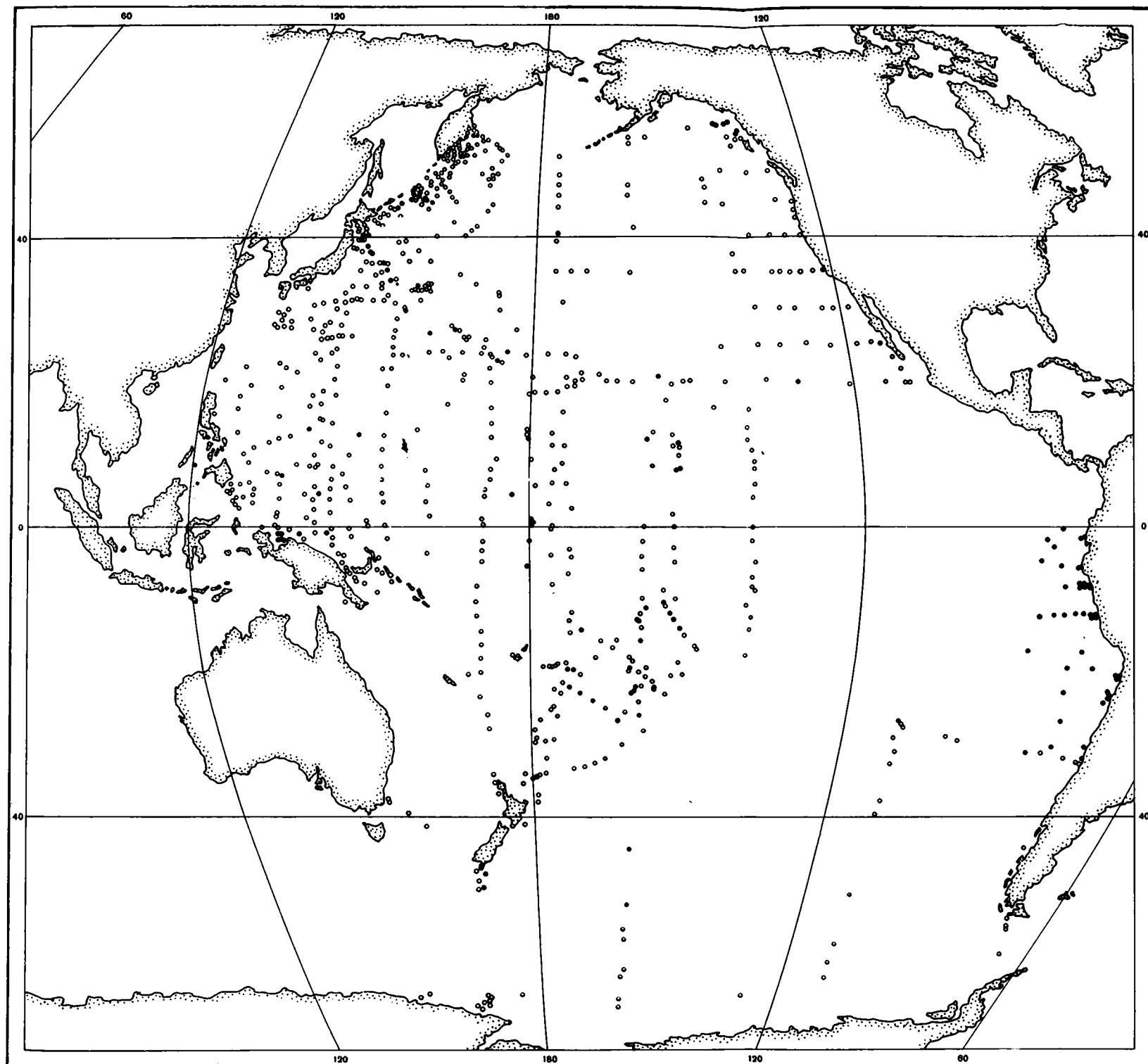
$N_{орг}$. Содержание $N_{орг}$ определяли методом микро-Кьельдаля по разности между общим и аммонийным азотом (Старикова, Яблокова, 1964; Kabat, Mayer, 1961).

Углеводы определяли фенольным методом (Артемьев и др., 1971).

Белки. Содержание солерастворимых белков определяли в судовых лабораториях в только что полученных пробах. Осадок натуральной влажности (10—50 г) замораживали и интенсивно растирали с кварцевым песком (15 мин) в фарфоровой ступке с 20—30 мл 0,2 N NaCl. Процедуру повторяли дважды. Твердую часть отделяли центрифугированием (20 мин, 8000 об·мин⁻¹), остаток промывали вышеуказанным экстрагентом и центрифугировали. Экстракт и промывную жидкость объединяли, аликвотную часть вносили в хроматографическую колонку (2×50 см) с сефадексом Г-50. Эволюцию вели 0,2 N NaCl. В вытекающем растворе определяли поглощение при 215 и 225 нм. Содержание белка рассчитывали по сумме оптических плотностей фракций с молекулярным весом более 10 000. В качестве стандарта использовали раствор пепсина (молекулярный вес — 35 000).

Аминокислоты. Метод определения аминокислот в донных осадках описан в работе Н. Д. Стариковой и Л. П. Коржиковой (1972). Сущность метода состоит в гидролизе осадка натуральной влажности 6N HCl (5—25 г, 24 часа, 105° С), обессоливании и отделении аминокислот от сахаров и органических кислот на колонках с катионитом. Количество индивидуальных аминокислот определено спектрофотометрически. В настоящей работе общая сумма аминокислот (свободные и связанные) рассчитана на основании содержания индивидуальных аминокислот. Используются материалы по аминокислотам, опубликованные в работах Н. Д. Стариковой и Л. П. Коржиковой (1970, 1973).

Липиды-битуоиды. Общую сумму свободных липидов-битуоидов определяли путем полного их извлечения в аппаратах Сокслета из навески сухого осадка спирто-бензолом (1:2). Количество липидов определяли весовым способом после удаления нелипидов и элементарной серы. В ряде проб было последовательно определено содержание



Фиг. 1. Местоположение изученных проб. Светлые кружки — пробы в которых определено содержание C_{org} ; темные кружки — пробы, в которых определен состав органического вещества.

свободных липидов-битумоидов, экстрагируемых хлороформом (битумоид $A_{хл}$), а также связанных липидов-битумоидов, экстрагируемых спирто-бензолом, после гидролиза осадков 10%-ной HCl (битумоид $C_{сп-б}$).

Гуминовые кислоты определяли после извлечения свободных липидов-битумоидов. Осадок обрабатывали 0,5 N KOH при $60^\circ C$. Количество гуминовых веществ в большинстве проб определяли колориметрически. Стандартом служил титрованный раствор гуминовой кислоты, извлеченной из осадков северо-западной части Тихого океана. В отдельных пробах для контроля определяли прямым методом содержание углерода гуминовых кислот.

В тех случаях, когда количество того или иного вещества определяли не по содержанию в нем органического углерода, а косвенно, были приняты следующие величины содержания углерода, %: в белках—50, углеводах—40, липидах-битумоидах— $A_{хл}$ —75, $A_{сп-б}$ —68%, $C_{сп-б}$ —60, гуминовых веществах—55. Углерод аминокислот был рассчитан по данным их молекулярного состава. Содержание неразстворимого $C_{орг}$ рассчитано как разность между общей суммой $C_{орг}$ и суммой углерода аминокислот, углеводов, липидов-битумоидов и гуминовых веществ.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ $C_{орг}$ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ОСАДКОВ (0—10 см) ТИХОГО ОКЕАНА

В табл. 1 представлены материалы по содержанию $C_{орг}$ в осадках различного гранулометрического состава независимо от фациальных условий их образования и химического состава. В табл. 2 те же данные дифференцированы по литолого-фациальным типам осадков. Почти во всех гранулометрических типах осадков (табл. 1) встречаются крайне низкие (0,03—0,14%) и очень высокие величины содержания $C_{орг}$ (2,00—

Таблица 1

Содержание органического углерода в поверхностном слое (0—10 см) осадков различного гранулометрического состава

Типы осадков	Число проб	На натуральное сухое вещество		На бескарбонатное и бескремнистое вещество	
		1*	2**	1	2
Гравийно-галечные	9	0,08—0,29	3,5	0,08—3,94	49,3
		0,20		1,46	
Пески крупно- и среднезернистые	32	0,14—2,66	19,0	0,15—10,72	71,5
		0,45		2,59	
Пески мелкозернистые	45	0,08—5,27	65,9	0,25—17,63	70,5
		0,71		1,32	
Крупные алевриты	59	0,08—2,00	25,0	0,11—5,19	47,2
		0,46		1,17	
Мелкоалевритовые илы	100	0,03—3,92	30,7	0,03—5,99	199,7
		0,57		1,03	
Алеврито-пелитовые илы (50 — 70% фракций $< 0,01$ мм)	297	0,06—10,59	176,5	0,06—12,57	209,5
		0,53		0,93	
Пелитовые илы ($> 70\%$ фракции $< 0,01$ мм)	406	0,04—8,90	222,5	0,04—9,99	249,8
		0,43		0,55	
Среднее из числа изученных проб	948	0,03—10,59	353	0,03—17,63	588
		0,49		0,87	
Среднее с учетом площадей, занимаемых осадками различного типа	948	0,03—10,59	353	0,03—17,63	588
		0,40		0,85	

*1 — От-до; ** 2 — Макс. Среднее Мин.

Содержание органического углерода в поверхностном слое (0—10 см) осадков Тихого океана, % на сухой осадок (в скобках — в пересчете на бескарбонатное и бескремнистое вещества)

Литолого-фациальные типы осадков	Пески			Алевриты			Среднее	Пелиты			
	Глубина, м	Кол. проб	От — до Среднее	Глубина, м	Кол. проб	От — до		Глубина, м	Кол. проб	От — до	Среднее
Подводные окраины континентов											
Терригенные континентальных шельфов ($<30\%$ $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$ и $<30\%$ CaCO_3)	33—233	18	0,08—5,27	60—260	9	0,26—3,35	1,24	50—206	4	3,64—10,50	7,344* (8,54)
			0,66			(0,26—3,59)	(1,38)			(4,05—12,57)	
			(0,08—5,96)								
			(0,73)								
Терригенные верхней части склонов	360—2820	20	0,15—1,45	432—2952	38	0,13—1,60	0,71	490—3040	25	0,41—3,48	1,48 (1,70)
			0,47			(0,16—1,81)	(0,79)			(0,43—3,81)	
			(0,15—1,61)								
			(0,50)								
Глауконитовые верхней части склонов	500—1620	7	0,25—2,66	760—1800	5	0,61—3,92	2,31	—	—	—	—
			1,59			(0,66—4,30)	(2,46)				
			(0,25—2,75)								
			(1,67)								
Карбонатные бентогенные (в основном фораминиферовые) верхней части склонов ($>30\%$ CaCO_3)	330—634	5	0,32—3,51	988—1500	2	0,67—1,42	1,05	590—2414	3	0,41—6,80	2,66 (4,75)
			1,19			(1,14—5,99)	(3,57)			(0,69—11,74)	
			(0,93—17,63)								
			(7,16)								
Кремнистые диатомовые (30% $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$)	—	—	—	1750	1	1,33 (2,10)	1,33 (2,10)	3360—4260	5	0,81—2,03 (1,28—2,75)	1,28 (1,88)
Терригенные нижней части склонов и дна глубоководных желобов	3105	1	0,62	3110—6250	10	0,21—1,46	0,63	3193—9394	70	0,22—2,75	0,82 (1,01)
			0,62			(0,22—1,62)	(0,71)			(0,22—3,00)	
			(0,68)								
			(0,68)								

Среднее	33—3105	51	0,08—5,27 0,76 (0,08—17,63) (1,40)	60—6250	65	0,13—3,92 (0,16—5,99)	0,91 (1,09)	50—9394	107	0,22—10,59 (0,22—12,57)	1,29 (1,60)
---------	---------	----	---	---------	----	--------------------------	----------------	---------	-----	----------------------------	----------------

Окраинные части ложа океана (гемипелагические осадки)

Терригенные гемипелагические	—	—	—	3025—5950	19	0,15—0,96 (0,16—1,13)	0,31 (0,34)	2880—7315	136	0,13—2,13 (0,13—2,14)	0,47 (0,55)
------------------------------	---	---	---	-----------	----	--------------------------	----------------	-----------	-----	--------------------------	----------------

Центральные области ложа океана (пелагические осадки)

Кремнистые диатомовые (>30% SiO ₂ аморфн)	Приантарктическая область	—	—	—	—	—	—	—	3953—5022	5	0,14—0,23 (0,29—0,72)	0,20 (0,53)
	Тропическая область	—	—	—	—	—	—	—	4855—7988	5	0,19—0,42 (0,37—0,72)	0,30 (0,51)
Карбонатные фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые	30—50% CaCO ₃	1272	1	0,54	2091—3446	8	0,17—0,44 (0,30—0,78)	0,29 (0,53)	2620—5101	29	0,17—0,96 (0,27—3,09)	0,34 (0,65)
				0,54 (0,91)								
				(0,91)								
	50—70% CaCO ₃	1476—3050	4	0,18—0,34	1229—2900	4	0,21—0,48 (0,58—1,05)	0,34 (0,84)	1344—5163	28	0,14—0,89 (0,37—2,75)	0,37 (1,12)
				0,24 (0,45—1,00)								
(0,52)												
>70% CaCO ₃	124—3100	15	0,08—0,36	1340—4268	35	0,09—0,56 (0,51—5,19)	0,28 (2,40)	2414—4724	64	0,06—0,68 (0,35—3,63)	0,29 (1,72)	
Карбонатные водорослево-коралловые, кораллово-ракушечные, мшанково-ракушечные (>50% CaCO ₃)	26—792	12	0,12—0,59	—	—	—	—	—	—	—	—	
			0,29 (0,72—10,72)									
			(3,13)									
Диатомово-радиоляриевые и радиоляриево-фораминиферовые илы	—	—	—	—	—	—	—	4736—5842	48	0,11—0,48 (0,12—0,78)	0,28 (0,34)	

Таблица 2 (продолжение)

Литолого-фациальные типы осадков	Пески			Алевриты			Пелиты		
	Глубина, м	Кол. проб	От — до	Глубина, м	Кол. проб	От — до	Глубина, м	Кол. проб	От — до
			Среднее						
Красные глубоководные глин	—	—	—	—	—	—	4015—6177	113	0,09—0,56 (0,09—0,58)
Вулканогенные	—	—	—	—	—	—	4165—6345	158	0,04—0,48 (0,04—0,48)
	1760—2391	2	0,20—0,22 0,21 (0,22—0,32)	1950—9223	28	0,03—0,55 (0,03—0,77)	3780—10680	15	0,11—0,39 (0,11—0,40)
Среднее для пелагических осадков	26—3100	34	0,08—0,59 0,26 (0,22—10,72) (2,40)	1229—9223	75	0,03—0,56 (0,03—5,19)	1344—10680	460	0,04—0,96 (0,04—3,63)

* Значение характеризует осадки, отлагающиеся в высокопродуктивном Перуанско-Чилийском районе.

10,59%). Вследствие того что нижний предел содержания $C_{орг}$ примерно одинаков, а верхний смещен в область пелитовых илов, величина отношения $C_{орг}^{макс}/C_{орг}^{мин}$ достигает наибольшего значения в алеврито-пелитовых и пелитовых илах (176—222). Среднее значение $C_{орг}$ для отдельных гранулометрических типов осадков изменяется мало (0,20—0,71%). Подобное распределение $C_{орг}$ свидетельствует о том, что фациальная обстановка накопления осадков оказывает решающее влияние на распределение ОВ. Анализ полученного материала показывает, что все без исключения максимальные значения $C_{орг}$ приурочены к тем высокопродуктивным областям океана, где основным источником ОВ является диатомовый планктон (в гумидных и аридных зонах), зообентос не развит, а поступление с суши терригенного материала, как правило, обедненного ОВ, резко ослаблено.

Кларк $C_{орг}$ для осадков Тихого океана составляет 0,49% на натуральное сухое вещество и 0,87% на бескарбонатное и бескремнеземное вещества, а с учетом площадей распространения осадков различного типа (Безруков и др., 1970)—0,40 и 0,85% соответственно.

Из табл. 2 видно, что все литолого-фациальные типы осадков подводных окраин континентов (шельфов, континентальных склонов и дна глубоководных желобов) характеризуются значительно большим содержанием ОВ (пески—0,76, алевриты—0,91, пелиты—1,29%) по сравнению с осадками ложа океана, гемипелагическими (алеvриты—0,31, пелиты—0,47%) и пелагическими (пески—0,26, алевриты—0,25, пелиты—0,27%). Уменьшение содержания $C_{орг}$ в ряду осадки подводных окраин континентов—гемипелагические осадки—пелаги-

ческие можно оценить отношениями $100 : — : 34$ (для песков), $100 : 34 : 27$ (для алевроитов), $100 : 36 : 27$ (для пелитов), т. е. очень близкими величинами (в среднем $100 : 35 : 27$). Таким образом, гемипелагические осадки по содержанию ОВ мало отличаются от пелагических и содержат, по средним данным, примерно в 3 раза меньше ОВ, чем осадки подводных окраин континентов. В Тихом океане наибольшие градиенты уменьшения концентрации ОВ имеют место в областях внешних склонов глубоководных желобов и краевых частей ложа океана. Основываясь на этих данных, а также на скоростях накопления тихоокеанских осадков (Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2, 1970; Лисицын, 1971), и принимая их соответственно равными для подводных окраин континентов, гемипелагических и пелагических $30—15$, $3—2$ и $0,5—0,3$ см/1000 м, можно подсчитать, что абсолютные массы захороняемого ОВ в этих областях относятся как $100 : 4,0 : 0,5$. Расчеты показали, что с учетом площадей распространения различных литолого-фациальных типов осадков в области подводных окраин континентов захороняется 92% всего ОВ и лишь 8% отлагается в областях развития гемипелагических (7%) и пелагических (1%) осадков, занимающих в Тихом океане громадные площади.

Из табл. 2 видно, что в каждом литолого-фациальном типе осадков шельфов, склонов и краевой части ложа океана содержание $C_{орг}$ увеличивается, а величина $C_{орг}^{max}/C_{орг}^{min}$, как правило, уменьшается в ряду пески — алевроиты — пелиты. При прочих равных условиях это указывает на более консервативные и стабильные условия накопления ОВ в пелитовых и мелкоалевритовых осадках. В пелагических осадках содержание $C_{орг}$ не коррелирует с их дисперсностью и изменяется вне видимой связи с их гранулометрическим составом. Наиболее обеднены ОВ эвпелагические красные глины (0,22% $C_{орг}$), отлагающиеся в наиболее удаленных и изолированных от суши частях океана, там, где продуктивность и поступление ОВ на дно крайне незначительны, а скорости захоронения ОВ минимальные. Для всех остальных типов пелагических осадков свойственно низкое и примерно одинаковое содержание $C_{орг}$ (0,23—0,30%). Лишь отдельные разности карбонатных фораминиферовых илов (30—70% $CaCO_3$) отличаются большим содержанием ОВ (по средним данным, 0,28—0,37% $C_{орг}$, максимально — до 0,96%). Повышенное содержание $C_{орг}$ в этих осадках обусловлено прочной связью ОВ с карбонатным биогенным материалом и недоступностью части ОВ для микроорганизмов.

Повышенное содержание ОВ в осадках подводных окраин континентов (особенно в пелитовых и алевроитовых илах шельфов и верхних частей склонов) и накопление здесь основной массы ОВ связано с глобальным подъемом в области склонов и шельфов глубинных вод, богатых биогенными элементами (апвеллинг, конвекция). Эти воды и биогенные элементы речного стока определяют повышенную, а иногда очень высокую биологическую продуктивность фотической зоны — от $100—300$ до 1800 г $C_{орг} \cdot м^{-2} \cdot год^{-1}$, как это наблюдается, например, у берегов Перу и Чили. Доля аллохтонного ОВ в осадках Тихого океана, по-видимому, больше, чем 1%, как это оценивается по величине отношения между ОВ речного стока — $0,4 \cdot 10^9$ т $C_{орг} \cdot год^{-1}$ для Мирового океана (Алекин, Бражникова, 1961) и ОВ первичной продукции фитопланктона — $30 \cdot 10^9$ т $C_{орг} \cdot год^{-1}$ (Богоров, 1971) вследствие более консервативного состава ОВ почвенного гумуса, выносимого реками.

Фитобентос, продукция которого в Мировом океане оценивается в $0,015 \cdot 10^9$ т $C_{орг} \cdot год^{-1}$, что составляет 0,05% от первичной продукции фитопланктона (Богоров, 1971), в целом не играет существенной роли в накоплении ОВ; однако вследствие большей стойкости слагающих его соединений он может быть ощутимым источником ОВ в мелководных осадках, особенно в гумидных зонах Тихого океана.

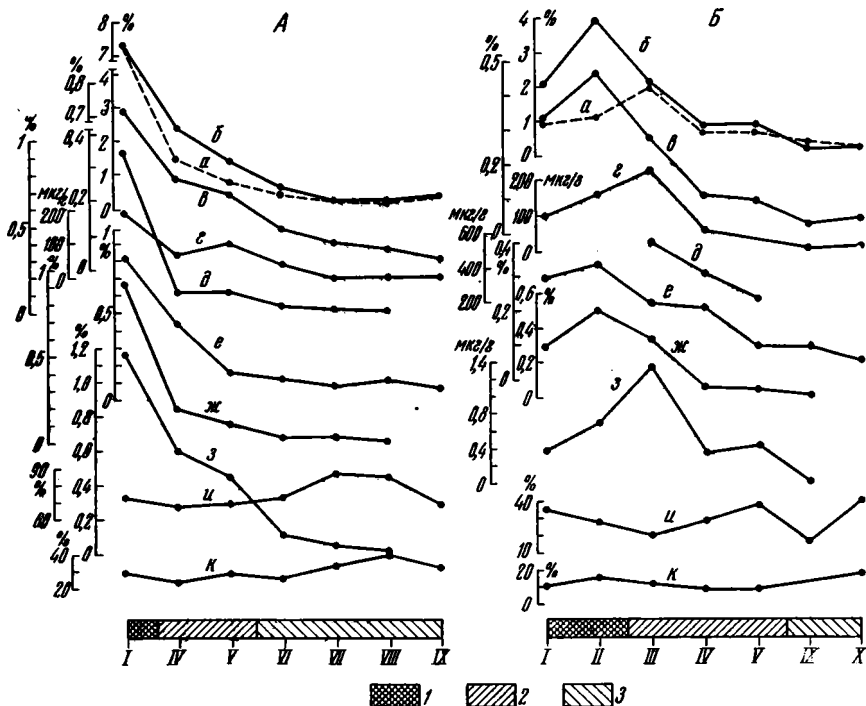
Основной источник ОВ в океане — фитопланктон, основная форма поступления ОВ на дно — взвесь. В конечном счете в форме взвеси дна достигает и некоторая часть растворенной органики, на долю которой в целом приходится до 40—70% ОВ, созданного в процессе жизнедеятельности фотосинтезирующих организмов (Khailov, Burlakova, 1969; Thomas, 1971). Эти 40—70% складываются из ОВ, выделяемого при нормальном обмене веществ живых организмов и продуктов их посмертного разложения (до 40 и 30% первичной продукции фитопланктона соответственно). Взвешенное и растворенное ОВ многократно утилизируется в трофической сети океана (Виноградов, 1968), разлагается до газообразных продуктов и низкомолекулярных органических соединений, которые при конденсации и полимеризации превращаются в гуминоподобные вещества. Часть этого ОВ в агрегированной форме (фекалии, копролиты, органические агрегаты) и сорбированном виде выпадает на дно.

Данные, полученные в последнее время, показывают, что в отдельных районах перуанского шельфа дна достигает до 40% ОВ взвеси, продуцируемой в верхнем слое океана, в гемипелагических областях — 5—10% а в пелагических — менее 5% (Богданов и др., 1970; Романкевич, 1971). Достигшее дна ОВ включается в пищевые цепи донных животных, после чего на длительное время выпадает из круговорота ОВ в океане. Расчеты показали, что в верхнем слое (0—5 см) терригенных слабосиликатных осадков перуанского шельфа захороняется до 20—30% первичной продукции фитопланктона, в гемипелагических терригенных осадках — около 0,1—0,5%, а в пелагических красных глинах — порядка сотых долей процентов первичной продукции.

Большое влияние на содержание и накопление ОВ в осадках оказывает соотношение скоростей седиментации минерального и органического вещества. Наиболее очевидным результатом больших скоростей накопления минерального материала является его разбавляющее действие, приводящее к снижению процентного содержания ОВ в осадках. Одновременно с этим минеральная масса осадка способствует быстрому удалению ОВ из сферы его активного уничтожения микро- и макробентосом и тем самым — сохранению (Безруков, 1955; Романкевич, 1968). Этот вопрос был рассмотрен в сравнительном плане на осадках Берингова моря и северо-западной части Тихого океана (Богданов и др., 1970). Было показано, что в условиях примерно равной продуктивности и количества трофических уровней, но при разных скоростях седиментации (в котловинах Берингова моря — 10—33 см/1000 лет, в северо-западной части океана — 0,5—3 см/1000 лет), в глубоководных осадках Берингова моря накапливаются в 10—35 раз большие абсолютные массы ОВ. Одновременно с этим осадки характеризуются здесь в 1,5—3 раза более высоким содержанием ОВ.

Пример влияния на ОВ очень низких скоростей седиментации — эвпелагические (красные) глины Южной и Центральной котловин Тихого океана, которые накапливаются со скоростью менее 1 мм/1000 лет и характеризуется очень низким содержанием $C_{орг}$. Однако верхний слой этих осадков, находящийся в контакте с кислородсодержащей придонной водой и очень обводненный, отличается повышенным содержанием $C_{орг}$ (до 0,5—0,6%), которое не захороняется в красных глинах, а уничтожается бентосом (главным образом редуцентами) в процессе окислительного фосфорилирования, обеспечивая энергетические и конструктивные потребности организмов.

В Тихом океане наиболее благоприятными фациями для накопления ОВ являются терригенные, слабосиликатные и кремнистые диатомовые восстановленные илы шельфов, склонов и дна ряда глубоководных желобов (например, Курило-Камчатского, Японского, Перуанско-Чилийского), развитые в высокопродуктивных зонах океана. Их положение, по-видимому, мало зависит от размещения широтных климатических зон,



Фиг. 2. Биогеохимический состав литолого-фациальных типов осадков Тихого океана А — пелитовые илы; Б — песчано-алевритовые осадки. I — терригенные осадки шельфов; II — карбонатные бентогенные (в основном фораминиферовые) осадки шельфов; III — глауконитовые осадки верхней части склонов; IV — терригенные осадки верхней части склонов; V — терригенные осадки нижней части склонов и дна глубоководных желобов; VI — терригенные гемипелагические илы; VII — миопелагические красные глины и диатомово-радиоляриевые илы; VIII — эпипелагические красные глины; IX — пелагические карбонатные фораминиферовые осадки; X — вулканогенные осадки. На сухое вещество: $C_{орг}$, %: а — по данным всех определений, б — для проб, в которых был определен состав органического вещества, в — $N_{орг}$, %; г — белки, $мкг \cdot г^{-1}$; д — аминокислоты, $мкг \cdot г^{-1}$; е — углеводы, %; ж — свободные липиды-битумоиды, %; з — гуминовые кислоты, %; фракции, %: и — $< 0,01$ мм, к — $< 0,001$ мм, л — восстановительная среда (Eh отрицательный, за исключением самого верхнего слоя мощностью 1–2 см); 2 — умеренно окислительная среда (Eh для слоя 0–10 см преимущественно невысокий положительный, ниже — отрицательный); 3 — окислительная и резко окислительная среды (Eh положительный на протяжении вскрытой мощности отложений)

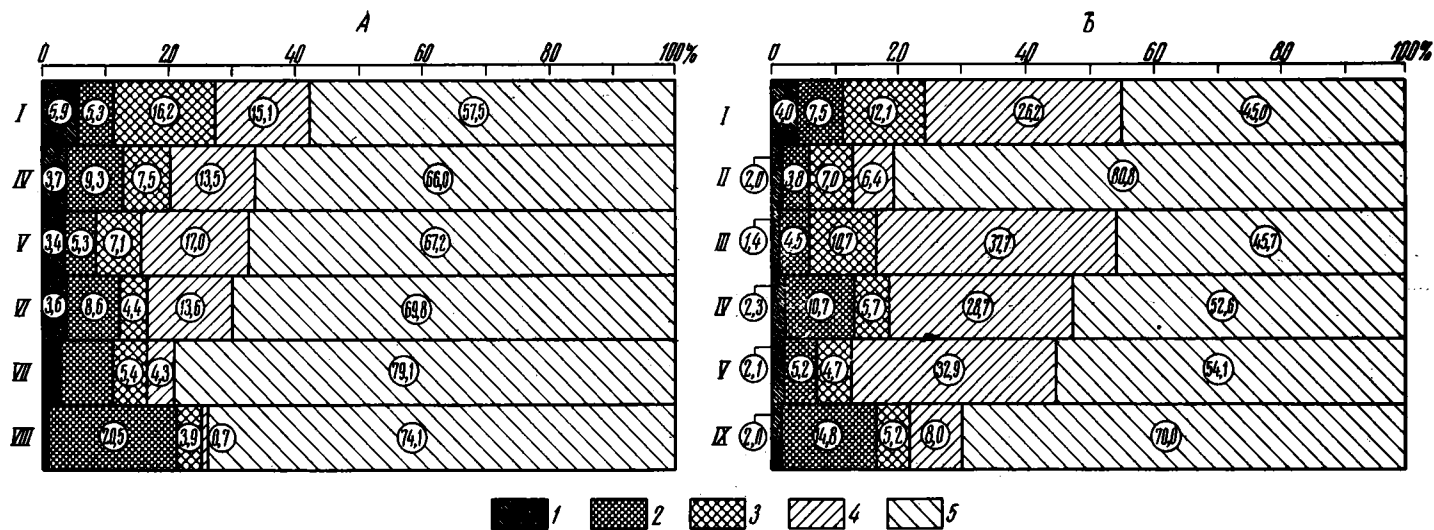
но во многом контролируется продуктивностью фотической зоны, количеством трофических уровней и соотношением скоростей поступления на дно минерального и органического вещества.

СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

На фиг. 2 представлены средние данные по содержанию $C_{орг}$, $N_{орг}$, белков, аминокислот, углеводов, свободных липидов-битумоидов, гуминовых кислот в различных литолого-фациальных типах осадков Тихого океана в расчете на сухой осадок; здесь же отражены гранулометрический состав осадков и окислительно-восстановительная обстановка их накопления.

На фиг. 3 представлены средние данные по составу ОВ, выраженные содержанием углерода различных групп соединений от общей суммы $C_{орг}$. Полученный материал позволяет сделать несколько выводов.

Содержание различных классов органических соединений в пелитовых и песчано-алевритовых осадках в расчете на сухое вещество изменяется аналогично изменению общего количества $C_{орг}$ (фиг. 2). Максимальное содержание $N_{орг}$, белков, аминокислот, углеводов, липидо-биту-



Фиг. 3. Состав органического вещества литолого-фациальных типов осадков Тихого океана

А — пелитовые илы; Б — песчано-алевритовые осадки; I — терригенные осадки шельфов; II — карбонатные бентогенные (в основном фораминиферовые) осадки шельфов; III — глауконитовые осадки верхней части склонов; IV — терригенные осадки верхней части склонов; V — терригенные осадки нижней части склонов и дна глубоководных желобов; VI — терригенные гемипелагические илы; VII — миопелагические красные глины и диатомово-радиоляриевые илы; VIII — эвпелагические красные глины; IX — пелагические карбонатные фораминиферовые осадки; X — пелагические вулканогенные осадки. Доля углерода различных групп соединений от общей суммы $C_{орг}$, %: 1 — белки и аминокислоты; 2 — углеводы; 3 — липиды-битуинды свободные; 4 — гуминовые кислоты; 5 — нерастворимое ОВ

моидов, гуминовых кислот характерно для фаций восстановленных терригенных и кремнисто-терригенных пелитовых осадков шельфа. По мере удаления в пелагическую область содержание всех компонентов ОВ сначала резко, а затем незначительно уменьшается и остается (в области ложа океана) практически неизменным. Отдельные отклонения, например, повышенное содержание белков и гуминовых веществ, равно как и общего количества ОВ, в глауконитовых осадках являются особенностями этой фации и не нарушают в целом отмеченную выше закономерность. Содержание различных классов соединений в песках, по средним данным, меньше, чем в пелитовых илах, и находится в соответствии с содержанием общей суммы ОВ.

В соответствии с изменением общего количества ОВ и его компонентов среда остатка из восстановительной (терригенные и карбонатные осадки шельфа) изменяется на умеренно окислительную (осадки склонов и дна желобов) и резко окислительную (гемипелагические и пелагические илы).

В составе ОВ содержание белков с молекулярным весом больше 10 тыс. очень низкое (0,1—0,6%) и, по средним данным, примерно равное во всех фациях пелитовых и алевроитовых осадков шельфов, склонов, дна глубоководных желобов, а также гемипелагических (0,2—0,3%; фиг. 3). В большинстве проб пелагических осадков (красные глины, радиоляриевые илы) белки с молекулярным весом более 10 тыс. не обнаружены. Здесь в очень небольшом количестве присутствуют более низкомолекулярные соединения, имеющие пептидные связи. Распределение белков в различных фациях отложений свидетельствует о том, что деструкция протеинов в основном заканчивается в толще воды. Белкоподобные соединения, не обнаруживаемые в осадках, видимо, входят в состав плазмы живых организмов (главным образом микрофлоры) и отражают количество нативного «живого» вещества в осадках. Белки не являются сколько-нибудь ощутимым энергетическим материалом для микрофлоры. Они лишь маркируют процесс бактериальной деструкции ОВ, косвенно указывая на его масштабы.

Содержание аминокислот в осадках Тихого океана — 0,7—7,2% от общей суммы ОВ. Судя по немногочисленным данным, содержание аминокислот в пелитовых осадках выше, чем в песчано-алевритовых. Максимум аминокислот приурочен к фации терригенных пелитовых осадков шельфов (5,9%), а минимум — к эвпелагическим (красным) глинам (0,8%). В ряду шельф — пелагиаль содержание аминокислот в составе ОВ уменьшается от 5,9 до 0,8%.

Таким образом, на долю аминокислот (включая белки) приходится в большинстве проб менее 5% общей суммы ОВ. Аминный азот составляет в осадках — 0,6—20,9% от общего количества $N_{орг}$. В ряду прибрежные — пелагические фации содержание аминного азота изменяется вполне закономерно (фиг. 3). Максимум аминного азота характерен для терригенных осадков шельфа (13,9—20,9, в среднем 17,4%), а минимум — для миопелагических (2,9%) и эвпелагических красных глин (1,2%). Если учесть, что азот, входящий в состав липидов-битумоидов, составляет менее 1% от $N_{орг}$, то 80—99% общей суммы органического азота в осадках Тихого океана заключено в гуминовых (главным образом) и нерастворимых ОВ, возникающих в толще воды и на поверхности раздела вода — грунт при конденсации осколков биополимеров (аминокислот, сахаров, фенолов и др.).

Величина отношения $C_{орг}/N_{орг}$ в осадках Тихого океана, по нашим данным, 3,0—20,8, в среднем 8,5 (для песчано-алевритовых — 9,7, для пелитовых — 7,6). Максимальные величины характеризуют карбонатные фораминиферовые осадки, указывают на бедность их азотсодержащими органическими веществами и большую карбонизацию ОВ. Более высокое отношение C/N в большинстве изученных проб донных осадков по срав-

нению с фитопланктоном (4,5—7,5), зоопланктоном (4,0—4,7) и зообентосом (4,2) отражает тенденцию биогеохимического распада и трансформации ОВ в океане: потерю им азотсодержащих радикалов.

Минимальные величины отношения C/N свойственны красным глинам (3,0—7,1, в среднем 4,4 для миопелагических и 4,5 для эпипелагических глин). Столь низкое отношение C/N не встречается в терригенных, кремнистых, карбонатных осадках. Оно является характерной особенностью растворенного глубинного ОВ (C/N 2—3). Аналогичные величины C/N в красных глинах и в растворенном ОВ свидетельствуют о том, что ОВ красных глин, видимо, в основной своей части сорбировано минеральными частичками из морской воды. Часть азота в красных глинах, видимо, присутствует в форме связанного аммония. Присутствие связанного азота в форме NH_4^+ установлено в изверженных породах, в вулканических образованиях и в метеоритах (Волюнец, Сушевская, 1972).

Общая сумма углеводов в различных фациях осадков, по средним данным — 3,8—20,5%. Несмотря на значительные колебания содержания (0,9—39,7%), достаточно отчетливо выражена тенденция увеличения углеводов в составе ОВ в пелагическом направлении.

Углеводный комплекс тихоокеанских осадков характеризуется следующим составом, %: олигосахариды — 7,6, водорастворимые полисахариды — 20,8, водонерастворимые полисахариды — 71,5. Таким образом, большая часть углеводов в донных осадках (в красных глинах до 96% от суммы) прочно связана с минеральной частью и не извлекается при водном гидролизе ($t=100^\circ\text{C}$). Общая закономерность изменения углеводного состава осадков — уменьшение водорастворимых полисахаридов и увеличение структурных водонерастворимых соединений при переходе от осадков шельфа до эпипелагических красных глин. Часть этих углеводов заключена в гуминовых и остаточных нерастворимых органических веществах и не извлекается из осадков даже при жестком кислотном и щелочном гидролизе — более жестком, чем тот, который могут создать ферментные системы микроорганизмов. Водонерастворимые полисахариды при низкой температуре в придонных слоях воды, даже при наличии свободного кислорода, видимо, лишь с трудом используются микрофлорой и не представляют для них значительной трофической ценности. В живых организмах, во взвеси и в донных осадках, водонерастворимые полисахариды находятся в составе клеточных оболочек, скелетных образований различных организмов и их остатков.

Содержание свободных липидов-битумоидов, извлекаемых из осадков спирто-бензолом — 2,1—18,2% от ОВ. Закономерность изменения степени битуминизации ОВ в рассматриваемом ряду фациальных типов осадков Тихого океана хорошо видна на фиг. 3. Наиболее значительно уменьшается содержание липидов-битумоидов в области верхней части континентальных склонов. Максимальная степень битуминизации ОВ характерна для слабокремнистых диатомовых пелитовых илов (15,8—16,6, в среднем 16,2%), а также для терригенных песчано-алевритовых осадков (12,1%), отлагающихся на шельфах, в условиях большого поступления на дно малоизмененных остатков господствующих в планктоне диатомовых водорослей, отсутствия значительного поступления аллохтонного ОВ, низкой скорости терригенной седиментации, периодического сероводородного заражения наддонной воды, приводящего к гибели бентоса, и вследствие этого его постоянной бедности.

Глауконитовые и терригенные осадки, отлагающиеся на континентальных склонах и в областях сравнительно высокой биологической продуктивности фотической зоны, характеризуются относительно высокой степенью битуминизации. Основная причина этого — многократная переработка микрофлорой усвояемого ОВ взвеси и осадков и избирательное накопление устойчивых продуктов сопряженных окислительно-восста-

новительных процессов, в том числе липидов-битумоидов. Все остальные литолого-фациальные типы осадков Тихого океана характеризуются низкими и, по средним данным, весьма близкими величинами содержания липидов-битумоидов в составе ОВ. Преобладание в составе свободных липидов ($A_{\text{хл}}$) красных глубоководных глин малополярных и нейтральных соединений (в основном жирных кислот и углеводов, которые при низких температурах на дне не могут быть утилизированы микрофлорой; Романкевич, Батраков, 1971) подтверждают ведущую роль сопряженных оксиредукционных процессов в формировании состава ОВ донных отложений.

Во всех изученных фациях осадков в том или ином количестве (0,7—37,7% от ОВ) обнаружены гуминовые кислоты. Максимальное количество гуминовых веществ свойственно терригенным и терригенно-глауконитовым осадкам шельфов, континентальных склонов и дна глубоководных желобов, расположенных в гумидных и аридных зонах океана. Общее свойство этих осадков — повышенное содержание в них ОВ, распад (утилизация) которого на ранних стадиях захоронения благоприятствует новообразованию гуминовых кислот в качестве метаболитических продуктов обмена организмов, а на более поздних — их сохранению. Карбонатные осадки прибрежные (6,4%) и пелагические (8,0%), а также различные типы красных глин (4,3, 0,7%) содержат в составе ОВ мало гуминовых кислот (фиг. 3). В толще эпипелагических красных глин гуминовые кислоты не сохраняются вследствие перехода еще в верхнем слое в нерастворимое состояние.

Основная часть ОВ всех литолого-фациальных типов осадков Тихого океана — нерастворимое органическое вещество, содержание которого увеличивается от 45 до 74% в ряду терригенные осадки шельфа — красные глины ложа океана. Исключительно высокое содержание нерастворимого вещества в карбонатных фациях осадков (около 80%) свидетельствует о том, что большая часть ОВ этих осадков, видимо, недоступна для микроорганизмов и в ходе диагенеза избегает полного уничтожения. Нерастворимое вещество, будучи прочно связанным с карбонатным или глинистым веществом осадков, не является значительным источником энергии для биогенных диагенетических преобразований. Лишь в более жестких термодинамических условиях возможна реализация заключенной в нем энергии.

Липиды фитопланктона не следует рассматривать как главный источник липидов и полилипидных элементов нерастворимого ОВОВ. В океане существуют напряженные пищевые взаимоотношения между продуцентами, редуцентами и консументами: все ОВ фитопланктона (а не только липиды) неоднократно входят в пищевые цепи (Виноградов, 1968; Бордовский, 1964). В гетеротрофных организмах в процессе метаболизма из аминокислот, образующихся при расщеплении протеинов пищи (например, фитопланктона), синтезируются углеводы, из углеводов через пировиноградную кислоту и ацетил (K_0A) легко образуются жирные кислоты, стерина и другие липиды. При этом в липиды может превращаться значительная часть первичных белков и углеводов фитопланктона, а также консументов различных порядков. Таким образом, липидные структуры донных осадков образуются в процессе метаболизма из всех основных биохимических классов соединений. В дальнейшем они могут входить в состав керогена и нерастворимого ОВ осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А., Бражникова Л. В. Вынос растворенных веществ с земной поверхности. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Артемьев В. Е., Краюшкина Л. Н., Романкевич Е. А. Определение углеводов в морских осадках. — Океанология, 1971, т. XI, вып. 6.

- Безруков П. Л. О распределении органического вещества в осадках Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 2.
- Безруков П. Л., Петелин В. П., Алексина И. А. Типы осадков, их распространение и состав.— В кн.: Тихий океан. Осадкообразование, кн. I. М., «Наука», 1970.
- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А. Органическое вещество взвесей и донных осадков морей и океанов.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
- Богоров В. Г. О количестве вещества в живых организмах Мирового океана.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
- Бордовский О. К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках. М., «Недра», 1964.
- Виноградов М. Е. Вертикальное распределение океанического зоопланктона, М., «Наука», 1968.
- Вольнец В. Ф., Сущевская Т. М. Азот в гидротермальном процессе (аммоний в растворах включений).— Геохимия, 1972, № 1.
- Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, т. XI, вып. 6.
- Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1, 2. М., «Наука», 1970.
- Романкевич Е. А. Распределение органического углерода и азота в современных и четвертичных осадках Тихого океана.— Океанология, 1968, т. VIII, вып. 5.
- Романкевич Е. А. Органическое вещество в осадках.— В кн. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.
- Романкевич Е. А. Связь органического вещества взвеси, донных осадков и бентоса с биологической продуктивностью.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5.
- Романкевич Е. А., Батраков С. Г. Изменение состава свободных липидов при диагенезе осадков северо-западной части Тихого океана.— Геохимия, 1971, № 11.
- Старикова Н. Д., Яблокова О. Г. Методика определения аммонийного и органического азота в жидкой и твердой фазах морских осадков.— Тр. Ин-та океанологии, М., 1964, т. 67.
- Старикова Н. Д., Коржикова Л. И. Аминокислоты в воде, взвеси и донных осадках района Курило-Камчатского желоба.— Тр. Ин-та океанологии, М., 1970, т. 86.
- Старикова Н. Д., Коржикова Л. И. Определение связанных аминокислот и связанных сахаров в морских водах и осадках.— Океанология, 1972, т. XII, вып. 6.
- Старикова Н. Д., Коржикова Л. И. Аминокислотный состав органического вещества северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Химия морей и океанов. М., «Наука», 1973.
- Kabat E. A., Mayer M. M. Kjeldahl nitrogen determination. In: Experim. Immunochem. Springfield, Illinois, USA, 1961.
- Khailov K. M., Burlakova Z. P. Release of dissolved organic matter by marine seaweeds and distribution of their total organic production to inshore communities.— Limnol. a. Oceanogr., 1969, v. 14, No. 4.
- Thomas J. P. Release of dissolved organic matter from natural population of marine phytoplankton.— Marine Biol., 1971, v. 11, No. 4.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
1.VIII.1972

УДК 553.64 : 551.35 (261)

ФОСФАТИСТЫЕ ПОРОДЫ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ЯН-МАЙЕН (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА) И СВЯЗЬ ИХ С ВУЛКАНИЗМОМ

Г. С. ХАРИН

Изученные алевролиты и аргиллиты содержат до 10,3% P_2O_5 . Они залегают на подводном хребте Ян-Майен на глубине около 1000 м. Породы этого хребта относятся к Тулейской провинции палеогеновых и неогеновых платобазальтов с широким развитием щелочных эффузивов, содержащих до 1,2% P_2O_5 . Такие эффузивы на вершинах подводных океанических гор отмечаются и в Тихом океане, где тоже встречаются фосфатистые породы и фосфориты. Предполагается генетическая связь фосфатонакопления с вулканизмом.

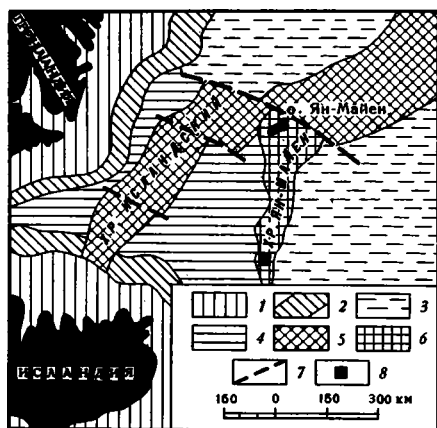
В Северной Атлантике широко развиты базальтовые лавы палеогена и неогена. Они образуют Тулейскую петрографическую провинцию, которая охватывает Гренландию, Исландию, Ян-Майен, Фарерские острова, Шотландию, Северную Ирландию и океаническое пространство между островами.

Подводный хребет Ян-Майен и одноименный остров находятся у северо-восточной Исландии, на восточном краю подводного Исландского плато (фигура). На северо-западе оно ограничено подводным срединно-океаническим Исландским хребтом, в отличие от которого строение хребта Ян-Майен глыбовое с характерным асимметричным куэстовым профилем (Литвин, 1965). На о. Ян-Майен, по данным Х. Карстенса (Carstens, 1961) и нашим наблюдениям, проведенным при высадке на остров во время 10-го рейса НИС «Академик Курчатов», широко развиты щелочные базальты, трахиандезиты, кристобалитовые трахиты. Аналогичные породы встречаются при драгировании и на хребте Ян-Майен. В южной части хребта, помимо того, были получены многочисленные обломки в основном терригенных осадочных пород. Судя по тому, что образцы этих пород были собраны на крутых склонах, а также по угловатой форме обломков и свежим сколам можно заключить, что такими же породами сложен и хребет Ян-Майен.

По степени вторичных преобразований осадочные породы делятся на два комплекса: сланцевый (хлорито-глинистые и глинистые сланцы); фосфатный (аргиллиты, алевролиты, песчаники и мелоподобные известняки). Представление о возрасте пород этих комплексов можно получить из следующих соображений. В сланцах не встречено ни органических остатков, ни пеплового, ни вулканического материала. Возраст сланцев, скорее всего, допалеогеновый, возможно, даже палеозойский. В породах фосфатного комплекса рассеяны частички основного вулканического стекла, остатки фораминифер, радиолярий, моллюсков очень плохой сохранности. Часто встречаются угловатые обломки базальтоидов.

Вулканическая деятельность в Тулейской провинции началась в палеогене, а в некоторых ее районах продолжается и сейчас. Возраст наиболее древних пород Исландии среднемиоценовый (Moorbath, 1964),

о. Ян-Майен — верхнеплейстоценовый (Fitch а. о., 1965). Следовательно, породы фосфатного комплекса, формировавшиеся в эпоху вулканизма, по-видимому, не древнее среднего миоцена. Их объединяет ряд общих признаков: наличие фосфатных выделений, а иногда и фосфатный цемент; наличие базальтовой пирокластики и вулканического стекла, рассеянного в породах, а иногда и концентрирующегося в отдельных прослоях; отсутствие расщелинок и низкая степень вторичных преобразований. Среди них наиболее четко выделяются фосфатистые аргиллиты и алевролиты.



Геоморфологическая схема Исландско-Ян-Майенского района, по В. М. Литвину (1965) с дополнением

- 1 — материковый и островной шельфы; 2 — материковый и островной склоны; 3 — дно глубоководных котловин; 4 — плато; 5 — срединно-океанический хребет; 6 — глыбовый хребет; 7 — разломы; 8 — место находки фосфатных пород

Фосфатистые аргиллиты встречаются в виде одного плоского угловатого обломка размером $20 \times 15 \times 8$ см и нескольких обломков меньшего размера. Цвет их желто-серый на выветрелой поверхности и несколько более темный в свежем изломе. На поверхности образца видны следы камнеточцев. Структура породы алевропелитовая, текстура неяснослоистая. Алевроитовые и песчаные частицы занимают 10—15% поверхности шлифа.

Они состоят из таблитчатых и угловатых зерен плагиоклаза (50—60%), угловатых и в разной степени окатанных зерен кварца (30—40%), листочков биотита (2—3%), мусковита (1—2%), единичных зерен моноклинного пироксена, роговой обманки, цир-

кона, цеолитов (?) и зеленовато-желтого вулканического стекла. Отмечается глауконитизация биотита. Органические остатки редки и в очень плохой сохранности, похожи на ядра фораминифер и ожелезненные панцири радиолярий. Фосфат изотропный, находится в тесном срастании с глинистыми минералами и в виде очень мелких, редко рассеянных округлых выделений. У фосфатной пелитовой массы $n=1,602$, что отвечает курскиту. По данным рентгеноструктурного анализа, фосфатистый аргиллит состоит из кварца, гидрослюда, каолинита, хлорита. Содержание P_2O_5 в аргиллите — 10,28% (таблица).

Фосфатистые алевролиты по внешнему виду похожи на фосфатистые аргиллиты, но отличаются от них меньшей степенью латификации и присутствием зерен песчаной и алевроитовой размерности.

Химический состав пород хребта Ян-Майен

№ пробы	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	F	п. п. п.	H ₂ O
1	30,14	0,72	17,80	4,62	1,33	0,17	1,58	19,23	5,52	00,28	1,16	8,46	2,30	
2	42,81	2,38	16,02	20,13	0,06	1,07	3,29	1,11	4,23	0,38	—	8,51	4,70	
3	45,60	2,98	17,39	2,29	10,19	0,26	4,45	9,85	2,96	2,30	0,75	—	—	
4	46,25	3,75	16,07	1,88	10,08	0,19	5,37	9,33	3,45	1,97	1,17	—	—	0,02

1 — фосфатистый аргиллит, станция 799-2 (68°05' с. ш., 08°30' з. д., глубина 1000 м); 2 — ожелезненный слюдястый алевролит, станция 800 (68°08' с. ш., 09°10' з. д., глубина 1700 м); 3 — трахибазальт, станция 794-3 (68°28' с. ш., 09°25' з. д., глубина 1700 м), анализы Г. И. Васильев, А. В. Мельник; 4 — трахибазальт, о. Ян-Майен (Carstens, 1961).

В породе много пустот — следов камнеточцев. Песчано-алевритовые зерна представляют угловатые и слабоокатанные обломки полевого шпата (60—70%), кварца (10—15%), базальта (3—5%), буроватого вулканического стекла (2—3%), циркона (единичные зерна), глауконита (единичные зерна), листочки мусковита (2—3%) и биотита (2—3%). Цемент — глинисто-фосфатная масса. В нем рассеяны плохо различимые фосфатные глобулы.

Среди осадочных пород хребта Ян-Майен значительное место занимают ожелезненные песчаники, алевриты и аргиллиты. Ожелезнение выражается в общем пропитывании породы бурожелезистым материалом и наличии ожелезненных прослоев. Ожелезненные породы характеризуются повышенным содержанием железа, титана и марганца (таблица, проба 2).

Фосфатистые породы хребта Ян-Майен находятся в настоящее время на дне океана на глубине около 1 км. В других глубоководных районах океанов и в большом удалении от шельфа фосфориты и фосфатистые породы встречаются редко. В Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах, насколько нам известно, они до сих пор не встречались. В Тихом океане фосфориты и фосфатистые породы были получены американскими (Hamilton, 1956), советскими и другими исследователями с вершин и склонов гайотов Срединно-Тихоокеанских гор. Эти породы обнаруживают связь с базальтами, слагающими подводные горы, на вершинах которых они образовались.

Фосфатистые породы представлены преимущественно фосфатизированными известняками или туфобрекчиями. Возраст их «третичный». На ложе океана обломки фосфоритов встречены и на глубинах до 6 км в ядрах железомарганцевых конкреций. Относительно происхождения глубоководных фосфоритов пород Тихого океана высказано предположение, что образование их «было приурочено в основном к вершинам подводных гор и гайотов, откуда позднее обломки фосфоритов местами были перемещены оползнями на ложе океана» (Батурин, Безруков, 1971, стр. 246). Фосфатистые породы хребта Ян-Майен сходны с фосфоритами Тихого океана. Они также приурочены к вершинам подводных гор, сложенных в основном молодыми базальтами, в составе которых много щелочных лав. Возраст фосфатистых пород отвечает времени накопления верхней части базальтовой толщи.

Нам представляется, что фосфориты Тихого океана и фосфатистые породы хребта Ян-Майен имеют с базальтоидами не только пространственную, но и генетическую связь. О приуроченности крупных концентраций фосфатов к вулканогенно-кремнистой группе формаций писал Н. С. Шатский (1955). Вулканогенный источник фосфора предполагался Н. Г. Бродской и М. Н. Ильицкой (1966) для верхнемеловых фосфоритов свиты Мтавари в Западной Грузии, фосфоритов п-ва Шмидта (Сахалин) и ряда других местонахождений. Эндогенный источник фосфора в общем не отвергается и Г. И. Бушинским (1966) при образовании некоторых мелких залежей фосфоритов.

При драгировании хребта Ян-Майен на всех станциях были получены разнообразные изверженные породы основного, среднего и кислого состава. Большинство из них представлено валунами и галькой ледового и айсбергового разноса. Достоверно коренные лишь оливиновые базальты, гиадобазальты, трахибазальты, трахиандезиты и, возможно, габбро-диабазы и габбро-амфиболиты. Наиболее часто встречаются трахибазальты.

Щелочные базальты обогащены фосфором (таблица, проба 3). В шлифах из этих пород обнаружены мелкие призмы апатита, включенные в плагиоклаз. Еще более высокие содержания фосфора (до 1,17% P_2O_5) отмечены в трахибазальтах о. Ян-Майен (таблица, проба 4).

Многими наблюдениями и исследованиями сейчас доказано, что вершины океанических подводных гор и островов очень часто сложены щелочными базальтами. И почти всегда такие базальты несут повышенные концентрации фосфора. Можно предполагать, что летучие соединения фосфора (фториды?) поступают из очагов магмы и производят на вершинах подводных вулканов фосфатный метасоматоз. Такому метасоматозу подвергаются вулканические и осадочные породы и осадки. Вероятно, фосфор, а также железо переносились из глубинных источников и в кислых гидротермах. Попадая в придонные воды, гидротермы и эксгальциации могли резко повышать в них концентрации фосфора. В тех участках дна, где имелись соответствующие условия (известковые осадки, щелочной характер среды и т. д.), очевидно, происходила хемогенная садка фосфора и железа. О наличии таких процессов свидетельствуют гидрогетитовые прослои в алевролитах и аргиллитах, а также ожелезнение осадочных пород.

Такой небиогенный механизм осаждения фосфора из придонной воды, очевидно, может существовать лишь в локальных участках, вблизи мест высачивания гидротерм и выхода эксгальциций. Поэтому фосфаты, образующиеся таким путем, будут иметь линзовидный характер и небольшие размеры, хотя общее количество поступающего в воду океана вулканогенного фосфора, по-видимому, очень велико. По существу ложе океанов базальтовое. В эпохи наиболее интенсивного вулканизма содержание фосфора в морской воде, вероятно, заметно возрастало, что вызывало усиленное развитие планктона, который концентрировал рассеянный фосфор и переводил его в осадок. За счет биогенно-осажденного фосфора в результате процессов диагенеза шло образование осадков, содержащих желваки, оолиты, копролиты и другие выделения фосфатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н., Безруков П. М. Фосфориты на дне океана.— В сб.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. О трех генетических типах фосфоритов и фосфатизированных пород, связанных с поствулканическими процессами.— В сб.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис.— Тр. ГИН АН СССР. М., 1966, вып. 149.
- Литвин В. М. О происхождении рельефа дна Норвежского моря.— Океанология, 1965, т. 5, вып. 4.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Carstens H. Crystobalite-trachytes of Jan Mayen. Nor. polarinst. Skrif. Oslo, t. 121, 1961.
- Fitch F. J., Grasty R. L., Miller J. A. Potassium-argon ages of rocks from Jan Mayen and an outline of its volcanic history.— Nature, 1965, v. 207, No. 5004.
- Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1956, No. 64.
- Moorbath S. et al. K—Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1964, v. 4, No. 3.

Атлантическое отделение
института океанологии АН СССР
Калининград

Дата поступления
13.VI.1972

УДК 549.521.4 : 551.311.231 (479)

ГИББСИТ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИМОРСКОЙ АДЖАРИИ

А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ

Во влажных субтропических ландшафтах приморской Аджарии создаются условия для развития всех основных типов кор выветривания: «полных» и «сокращенных», в том числе «сокращенного охристо-каолинит-гипсовитового». Вырисовывается зависимость типа профиля коры выветривания от состава выветривающихся пород, главным образом интенсивности их постмагматической гидротермальной пропилитизации и местных гидрогеологических условий. Гиббсит образуется в коре выветривания за счет разрушения главным образом плагиоклазов слабо пропилитизированных блоков породы. Выветривание хлоритов, которые появляются в результате гидротермальной пропилитизации, приводит к образованию устойчивой каолинитовой фазы. Соответственно в элювии пропилитов гипсовитовая минерализация отсутствует.

Эпизодические находки гипсовита в коре выветривания приморской Аджарии известны давно. Неоднократно отмечалась также приуроченность гипсовита к периферическим частям остаточных ядер слабыветрелых пород эоценового эффузивно-осадочного комплекса и к цементу выветрелых четвертичных галечников и полное отсутствие его среди каолинитизированных эффузивов. Однако это явление не находит однозначного объяснения у разных авторов (Яковлева, 1958; Горецкий, 1960; Разумова, 1967; Лисицына, Глаголева, 1968 и др.).

Наши исследования показывают, что выветриванию подвергался материал различного состава. Блоки, впоследствии сохраняющиеся в элювии эффузивов в виде остаточных ядер (и накапливающиеся в качестве валунно-галечного материала в четвертичных галечниках), часто образованы материалом, в котором можно видеть неизменные вкрапленники плагиоклаза, пироксена, роговой обманки и стекловатый базис, в то время как вмещающая их выветрелая порода существенно хлоритизирована. Вторичным хлоритом (обычно хлорит-монтмориллонитом, реже вермикулитом или диоктаэдрическим монтмориллонитом) в ассоциации с цеолитами и кальцитом полностью замещается основная масса и подавляющая часть темноцветных минералов и полевых шпатов. Одновременно появляются чешуйчатые, миндалекаменные и другие подобные структуры. Аналогичные минеральные ассоциации и структурно-текстурные признаки можно видеть в совершенно свежих породах в подошве коры выветривания. Это не согласуется с представлениями о гипергенной природе отмеченных явлений. Очевидно, мы имеем тут дело с постмагматической гидротермальной пропилитизацией (Разумова, 1971_{1,2}).

Не затронутые выветриванием пропилиты представляют собой плотные, скальные породы, которые внешне отличаются от слабо измененных блоков лишь едва заметной зеленоватой окраской. Пропилитизация сопровождается некоторым, в общем, не существенным, изменением химического состава породы, главным образом сокращением в среднем на 10% количества кремния, незначительным уменьшением алюминия и увеличением приблизительно на 5% магния. Однако появление хлорита

(хлорит-монтмориллонита) в качестве порообразующего минерала существенно меняет ход процесса выветривания. Присутствие гидрофильного компонента способствует быстрой дезинтеграции породы и формированию хорошо выраженного мощного «полного» профиля (Никитина и др., 1971), в котором нижняя, дресвяная зона, зеленого цвета с практически свежими пироксенами и слабо измененными полевыми шпатами (3—6 м) сменяется вверх по разрезу буровато-полевой глинистой зоной (8—10 м). Профиль венчается красноцветной в верхних горизонтах осветленной почвой (2,5—3 м).

С другой стороны, интенсивность проявления пропилитизации непосредственно сказывается и на составе формирующейся коры выветривания. Исследования показывают, что гипергенное изменение слоистых силикатов, в данном случае хлоритов и главным образом хлорит-монтмориллонитов, в коре выветривания «полного» профиля происходит путем обусловленной инкогруэнтным растворением кристаллохимической трансформации от смешанослойного хлорит-монтмориллонита ($d_{001} = 14,5\text{—}14,7 \text{ \AA}$; $17,6 \text{ \AA}$ — в глицерине; $13,79 \text{ \AA}$ — при 550°C ; $d_{040} = 1,542\text{—}1,537 \text{ \AA}$) — в свежих пропилитизированных породах через триоктаэдрический монтмориллонит ($d_{001} = 14,7 \text{ \AA}$; $17,6\text{—}18,0 \text{ \AA}$ — в глицерине; $10,0\text{—}9,6 \text{ \AA}$ — при 550°C ; $d_{040} = 1,533\text{—}1,535 \text{ \AA}$) или реже вермикулит ($d_{001} = 14,6 \text{ \AA}$; $14,8 \text{ \AA}$ — в глицерине; $9,5 \text{ \AA}$ — при 550°C ; $d_{040} = 1,535 \text{ \AA}$) в дресвяниках и вышележащем буровато-палевом элювии к каолинитовым минералам ($d_{001} = 7,4\text{—}7,7 \text{ \AA}$) в верхней части буровато-палевого элювия и красноцветной почвы. Судя по детальным исследованиям Б. А. Сахарова, разрушение триоктаэдрических монтмориллонитов и образование каолинита осуществляется через смешанослойную каолинит-монтмориллонитовую фазу.

Расчеты свидетельствуют о том, что каолинитизация существенно обогащенных хлоритом (хлорит-монтмориллонитом) пропилитов сопровождается заметной потерей кремния, до 60% от его исходного содержания, свыше 50% щелочей и более 90% щелочных земель. Объемный вес выветрелой породы уменьшается при этом более чем в 2 раза. В то же время вынос железа и алюминия происходит в сравнительно небольших количествах, соответственно 2,5 и 7,0—8,0 г на 100 см^3 , что составляет приблизительно 12 и 20% от их содержания в исходной породе. Освобождающегося при выветривании пропилитов алюминия явно недостаточно для преодоления предела насыщения циркулирующих в коре выветривания вод. Это, по-видимому, основная причина того, что гиббсит здесь практически отсутствует.

Слабо пропилитизированные массивы разрушаются с меньшей скоростью и на них образуются маломощные разрезы «сокращенного» профиля от 1,5—2 до 4 м мощностью, в которых непосредственно со свежей породой и остаточными блоками контактируют образования, близкие верхней зоне «полного» профиля.

Примером коры выветривания «сокращенного» профиля может служить разрез, который описан нами на левом берегу р. Чаква, восточнее магистрального шоссе, на диабазах. Выходящие на поверхность диабазы разбиты системой субпараллельных трещин отдельности на прямоугольные блоки размером 5—30 см. Периферические части блоков изменены выветриванием, а в центре каждого из них сохраняются совершенно свежие ядра. Исследования выветрелой корки показывают ее зональное строение. Здесь различается ржаво-бурая пористая масса переходной зоны (мощность 0,5—1,0 см), по резкой границе контактирующая со свежим ядром, и внешне сходная с ней зона «структурного боксита» (мощностью 0,5—10 см), резко обогащенная гиббситом. По направлению к трещинам отдельности содержание гиббсита быстро падает и на расстоянии 0,5—5,0 см от них он исчезает полностью. Выветрелая корка, сохраняя реликты структуры материнской породы, имеет здесь глинистый со-

став, а сами трещины, разделяющие выветрелые блоки и их периферические части, заняты фарфоровидным веществом до 1,5 см мощностью, как правило, содержащим черные марганцовые пленки и налеты в центральной части. Кора выветривания покрыта маломощным делювием, в котором можно узнать фрагменты сравнительно недавно уничтоженного почвенного покрова. Вертикальная видимая мощность ее 3 м.

Свежая порода из остаточных блоков имеет габбро-диабазовую структуру и состоит из идиоморфных лейст лабрадора ($cNm=1,567$), ксеноморфного по отношению к нему щелочного полевого шпата ($cNm=1,524$), моноклинного пироксена и оливина с сетью неправильных трещин, выполненных зеленовато-серым чешуйчатым хлоритом. В незначительной примеси встречается биотит. Небольшие участки породы и отдельные вкрапленники пироксенов, оливина и полевых шпатов замещены хлоритом и в ассоциации с ним изотропным, а иногда слабо двупреломляющим радиальнолучистым цеолитом ($N=1,492$). Судя по сохранившимся в элювии реликтам, подобный состав и структура в общих чертах выдерживаются во внутренних частях выветрелых корок, но ближе к трещинам отдельности отмечаются следы существенного изменения исходной породы, заключающиеся в увеличении ее общей хлоритизации. В непосредственной близости от трещин хлорит, который можно узнать по характерным крупночешуйчатым и вермикулитоподобным формам выделения, образует хорошо выраженные жилки и замещает почти все минеральные компоненты материнской породы. Структура диабаз во многом теряется и проявляется лишь в редких псевдоморфозах хлорита по полевым шпатам и темноцветным. Реликты этой структуры можно видеть и в переработанных последующим выветриванием элювиальных корках. Таким образом, тут также появляются пропилиты, нарушающие первичную однородность породы, но зона гидротермального изменения ограничена узкой полосой (0,5—5,0 см мощности) вдоль первичных трещин отдельности.

Граница между свежим диабазом и выветрелой коркой в пределах переходной зоны резкая. Совершенно свежие, обладающие стекляннным блеском зерна пироксенов и плагиоклазов всего в нескольких сотых долях миллиметра от разделяющей границы уже разрушены. Наиболее интенсивно разрушаются плагиоклазы. Их зерна вследствие растворения по ослабленным зонам рассыпаются на фрагменты, образованные корродированными обломками того же минерального состава. В 2—3 мм от свежей породы плагиоклазы исчезают полностью, и на их месте образуются поры. Калиевые полевые шпаты разрушаются аналогичным образом, но с меньшей скоростью и в массе сохраняются в переходной зоне. Это выражается, в частности, относительным обогащением элювия калием (таблица).

Пироксены также растворяются с образованием пор, частично заполненных сеткой гетита. Близ контакта со свежей породой в ячейках сетки сохраняются зубчато-корродированные остаточные зерна пироксенов, но очень скоро они исчезают. То же можно сказать об оливине, только н* его месте отсутствует сетка гидроокислов железа.

Более устойчив биотит. Чешуйки его сохраняют оптические свойства исходного минерала, в частности резкий плеохроизм, но обнаруживают тенденцию к расщеплению по спайности.

Наиболее устойчивые минералы переходной зоны — цеолит и хлорит (хлорит-монтмориллонит). Микроскопические исследования не обнаруживали каких-либо существенных следов изменения цеолитов. Их изотропные выделения в псевдоморфозах по полевым шпатам и другим минералам прекрасно сохраняются среди элювия, в котором уже отсутствуют плагиоклазы и пироксены.

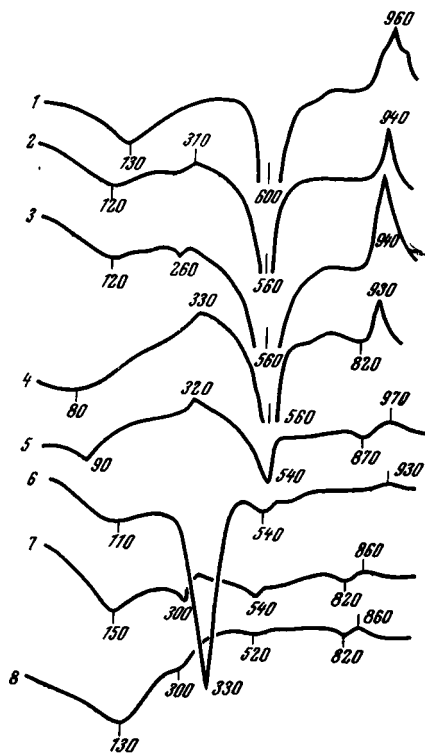
Хлорит (хлорит-монтмориллонит), заместивший в гидротермальную фазу развития оливин и некоторые участки среди полевых шпатов и пи-

**Химический состав пород «сокращенного» профиля «латеритной» коры
выветривания диабазов низовьев р. Чакава**

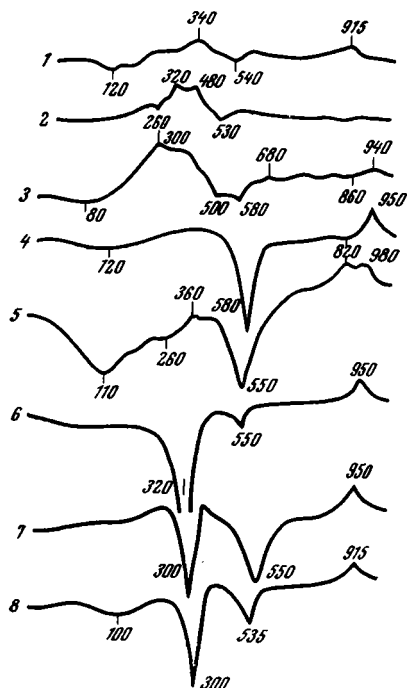
Оксиды	Диабаз	Элювий диабазы		Вынос (—) и относительное накопление (+), г/100 см³		Элювий пропилитизированного диабазы		
		переходная зона	«структурный боксит»			с сохранившейся структурой, вес. % г/100 см³	периферических частей блоков, %	
				вес. % г/100 см³	диабаз по сравнению с переходной зоной			диабаз по сравнению со «структурным бокситом»
SiO₂	45,72 129,0	29,32 39,29	10,89 13,8	—89,71	—115,2	35,07 40,3	41,77	42,40
TiO₂	1,28 3,6	3,46 4,63	2,50 3,2	+1,03	—0,4	2,12 2,4	0,21	0,30
Al₂O₃	17,14 48,3	16,55 22,19	34,79 44,1	—26,11	—4,2	28,01 32,2	32,36	32,78
Fe₂O₃	3,16 8,9	26,08 34,96	22,07 28,0	+26,06	+19,1	16,61 19,2	4,27	3,91
FeO	6,91 19,5	4,09 5,48	2,74 3,5	—14,02	—16,0	0,94 1,1	Нет	Нет
CaO	12,60 35,5	1,25 1,67	0,71 0,9	—33,83	—34,6	0,83 0,9	0,96	1,08
P₂O₅	0,33 0,9	0,45 0,6	0,80 1,0	—0,3	+0,1	0,49 0,6	0,05	0,04
MgO	6,61 18,6	2,07 2,77	0,78 1,0	—15,83	—17,6	0,87 1,0	1,13	1,43
MnO	0,21 0,6	0,25 0,33	0,14 0,2	—0,27	—0,4	0,14 0,2	1,42	0,34
Na₂O	2,08 5,9	1,23 1,65	0,30 0,4	—4,25	—5,5	0,14 0,2	0,19	0,19
K₂O	1,63 4,6	2,80 3,75	0,68 0,9	—0,85	—3,7	0,22 0,3	0,22	0,17
H₂O⁺	1,95 5,5	7,33 9,82	20,48 26,0	+4,33	+20,5	11,22 12,9	13,10	12,85
H₂O⁻	0,38 1,1	5,05 6,77	3,12 4,0	+5,67	+2,9	3,24 3,7	3,84	4,12
CO₂	Нет	Нет	Нет	—	—	Нет	Нет	Нет
C	«	0,07 0,09	»	+0,09	—	»	»	»
маСум	100 282	100 134	100 127	—148	—155	100 115	99,52	99,61

роксенов, в основном сохраняет здесь присущие ему оптические свойства и мельчайшие детали форм выделения. Зеленые прожилки хлорита толщиной менее 0,01 мм сохраняются, например, в порах, оставшихся после полностью растворенных вкрапленников плагиоклазов и других минералов. По данным термического анализа (фиг. 1, 7, 8) и ИК-спектрометрии (фиг. 2, 6, 7), слабо измененный остаточный триоктаэдрический хлорит (хлорит-монтмориллонит) — единственный глинистый минерал элювия.

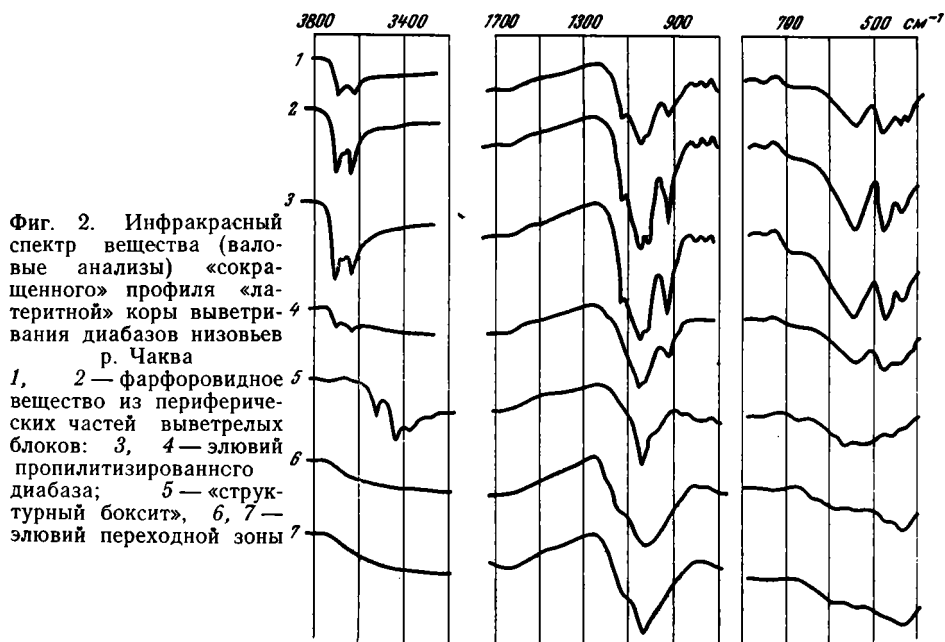
Порода при выветривании теряет более 50% исходной массы, при этом в больших количествах выносятся кремний, алюминий, щелочи и щелочные земли. Потеря алюминия достигает тут, в частности, 26 г на 100 см³ (таблица), т. е. 54% его исходного содержания. Соответственно, поры, оставшиеся после растворения плагиоклазов и пироксенов в пре-



Фиг. 1. Термограммы вещества (валовые анализы) «сокращенного» профиля «латеритной» коры выветривания диабазов низовьев р. Чаква
1—3 — фарфоровидное вещество из периферических частей выветрелых блоков; 4, 5 — элювий пропилитизированных блоков диабазы; 6 — «структурный боксит»; 7, 8 — элювий переходной зоны



Фиг. 3. Термограммы элювиальных корок на валунах среди четвертичных галечников (1—3) и остаточных ядрах (4, 5) слабо пропилитизированных пород и цемента выветрелых галечников (6—8)
1, 3, 5—8 — валовый анализ; 2, 4 — фракция <0,001 мм



Фиг. 2. Инфракрасный спектр вещества (валовые анализы) «сокращенного» профиля «латеритной» коры выветривания диабазов низовьев р. Чаква
1, 2 — фарфоровидное вещество из периферических частей выветрелых блоков; 3, 4 — элювий пропилитизированного диабазы; 5 — «структурный боксит»; 6, 7 — элювий переходной зоны

делах переходной зоны, обычно пустые и лишь в редких случаях бывают инкрустированы кристаллическим гиббситом. Постепенно количество гиббсита увеличивается, и в 0,5—1,0 см от свежего ядра элювий уже может быть назван «структурным бокситом».

Выветрелый диабаз в пределах зоны «структурного боксита» представляет собой ржаво-бурую легкую (объемный вес 127 г на 100 см³), пористую (55% пористости) породу, хорошо сохранившую реликты структуры материнского субстрата. Здесь можно видеть следы тех же явлений, что и в переходной зоне, но более резко выражены результаты элювиального процесса. В частности, исчезают вследствие растворения почти все полевые шпаты и другие неустойчивые минералы. В элювии сохраняются остаточные зерна магнетита, цеолиты и редкие реликты калиевых полевых шпатов, а также в незначительной мере трансформированные, слабо изменившие оптические свойства исходного минерала, биотит и хлориты. Породообразующие компоненты системы — хорошо раскристаллизованный гиббсит и гидроокислы железа.

Гиббсит ($c Ng' = 1,587$; $Np' = 1,567$; $Ng' - Np' = 0,020$) инкрустирует или в различной степени заполняет поры, оставшиеся после растворения плагиоклазов, а также высаживается по контурам пор на место выщелоченных калиевых полевых шпатов, метасоматически замещая участки реликтовых зерен последних. Постоянно встречаются единичные кристаллы, щетки и почковидные натеки гиббсита вдоль тяжей гетита в ячеях на месте разрушенных пироксенов. Некоторые ячей оказываются заполненными гиббситом полностью, тогда как соседние остаются пустыми. Изредка выветрелая порода сечется жилками толщиной 0,05—1,1 мм и протяженностью более 2 см коллоидального, окрашенного в буровато-желтые тона ($c N = 1,585$) или хорошо раскристаллизованного гиббсита. В последнем случае жилки имеют зональное строение с узкой ржаво-бурой каймой, образованной гидроокислами железа, и лишенным железистого пигмента гиббситом в центре. Все это свидетельствует о подвижности гидроокислов железа и алюминия в коре выветривания.

Термические анализы (фиг. 1, 6) и данные ИК-спектроскопии (фиг. 2, 5) подтверждают преимущественно гиббситовый состав элювия этой части разреза и полное отсутствие каолиновых минералов. Принимая во внимание факт существенного выноса алюминия при формировании переходной зоны, можно было бы ожидать абсолютное накопление его в «структурном боксите», однако количество алюминия находится здесь в пределах, близких к свежей породе (таблица). Это предполагает какой-то вынос алюминия за пределы описываемых участков коры выветривания, что соответствует наблюдениям, которые проводились на сходных объектах Н. А. Лисицыной и М. А. Глаголевой (1968).

На расстоянии 1—10 см от свежего ядра содержание гиббсита резко падает, и вскоре он пропадает полностью. Это точно совпадает с границей распространения гидротермальной пропилитизации материнского субстрата.

Элювий пропилитизированных участков имеет вид ржаво-бурой, иногда осветленной рыхлой глинистой массы с реликтовой структурой диабаза. Полевые шпаты и темноцветные, которые в небольшом количестве сохранились в пропилитах без изменения в коре выветривания растворяются. На их месте остаются поры, в случае разрушения пироксенов выполненные сеткой гетита. Как правило, наиболее крупные поры и трещины частично заполнены бурым колломорфным глинистым веществом — очевидно, гипергенным метагаллуазитом.

Основная масса элювия образована здесь бледно-зелеными, слабо действующими на поляризованный свет или изотропными чешуйчатыми продуктами в псевдоморфозах по полевым шпатам. На их фоне выделяются более густо окрашенные вкрапленники отчетливо двупреломляющего, слабо плеохроирующего, часто окрашенного гидроокислами желе-

за крупночешуйчатого вещества в псевдоморфозах по темноцветным. В некоторых участках реликтовая структура диабазы теряется вследствие развития крупных вермикулитоподобных новообразований. Судя по характерным формам выделения и оптическим свойствам, мы имеем дело в данном случае главным образом с каолинизированным хлоритом. В незначительном количестве присутствуют вермикулитизированные и каолинизированные чешуйки биотита. Преимущественно каолининовый (метаталлуазитовый) состав элювия (иногда с примесью остаточного хлорита) подтверждается данными химического (таблица), термического (фиг. 1, 4, 5) и рентгеновского ($d_{001}=7,4 \text{ \AA}$) анализов и ИК-спектроскопией (фиг. 2, 3, 4).

Периферические части выветрелых блоков вдоль трещин отдельности сложены светлым крупночешуйчатым, с массой вермикулитоподобных жилок, веществом, сходным с выветрелыми хлоритами предыдущей зоны, а сами трещины подчеркиваются марганцевистыми выделениями. Здесь также преобладает каолинит с примесью остаточного хлорита (фиг. 1, 1—3, фиг. 2, 1, 2), но почти полностью отсутствуют реликтовые структуры диабазы. Черные марганцевые выделения вдоль трещин отдельности, как правило, содержат пленки и налеты бурого колломорфного метаталлуазита, количество которого несколько увеличивается в нижних частях разреза. Общая мощность глинистой зоны 0,5—5,0 см. Перед нами действительно «сокращенный» профиль коры выветривания, близкий к выделенному А. П. Никитиной и др. (1971) «охристо-каолинит-гиббситовому», до деталей аналогичный многим другим, описанным разными авторами в экваториальной Африке (Волла, 1964; Лажуани, Бонифа, 1964 и др.), Юго-Восточной Азии (Петров, 1967), на Гавайских островах (Бейтс, 1964) и др. Сходные образования были встречены нами на Кубе.

В элювиальных корках сравнительно небольших блоков и ядер слабо пропилитизированных пород в верхних горизонтах коры выветривания приморской Аджарии иногда также встречаются концентрации гиббсита (Неуструев, 1931; Горещкий, 1960; Лисицына, 1962; Лисицына, Глаголева, 1968; Разумова, 1967, и др.), но это, скорее, исключение, чем правило, и в большинстве случаев свободные гидроокислы алюминия в них отсутствуют. Исследования многих образцов элювия остаточных ядер среди коры выветривания эффузивов и валунов среди выветрелых четвертичных отложений, в которых явления пропилитизации относительно слабо развиты или не развиты, показывают, что процесс сопровождается существенным выносом алюминия. Количество алюминия, которое теряет в этом случае порода, достигает 18—28 г на 100 см³, т. е. порядка 47—62% от его содержания в исходной породе. Это в 2,5—3 раза превышает то количество алюминия, которое выносится при разрушении пропилитов.

Элювиальные корки, как правило, образованы комплексом остаточных и трансформированных минералов и гидроокислами железа (фиг. 3, 1—5). Вмещающая масса коры выветривания эффузивов, сложенная продуктами трансформации хлоритов, часто не содержит и синтетических новообразований каолинита. Это служит доказательством существенного перераспределения освобождающегося алюминия в выветривающемся массиве и перемещения его на значительные расстояния. Условия осаждения алюминия требуют изучения. Кроме соответствующих концентраций для этого необходимы какие-то барьеры. Они могут быть фильтрационные, как, например, в описанном случае «сокращенного» профиля р. Чаквы, где фильтром являются каолинизированные пропилиты. Однако более общий случай, вероятно, представляют барьеры, обусловленные качественным изменением структуры и, следовательно, свойств воды как растворителя при переходе из дисперсной среды разрушающегося массива в грубодисперсные среды (Блех, 1970, и др.).

Такие условия в приморской Аджарии в наибольшей степени осу-

ществляются в коре выветривания четвертичных галечников, особенно в прибортовых частях древних долин, примыкающих к склонам крупных водосборных бассейнов, на которых развивается кора выветривания, или в линзах галечников среди выветрелых суглинистых прослоев. Именно здесь отмечаются особенно высокие концентрации свободных гидроокислов алюминия (Яковлева, 1958; Горецкий, 1960; Лисицына, 1962; Черняховский, 1968, и др.). Коллоидальный и хорошо раскристаллизованный гиббсит в ассоциации с синтетическим каолинитом и метагаллуазитом находится в цементной массе, образует секущие трещинки и выполняет частично или полностью поры, оставшиеся после растворения пироксенов и полевых шпатов. Во многих случаях в линзах выветрелых пород мощностью более 1 м гиббсит — резко преобладающий компонент системы (фиг. 3, 6—8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Во влажных субтропиках приморской Аджарии создаются условия для развития «полных», «сокращенных» типов кор выветривания, в том числе «сокращенного охристо-каолинит-гиббситового», а в наиболее дренируемых участках автоморфного ландшафта — и обеленного каолинитового. Традиционно они считаются производными резко различных климатических условий (Никитина и др., 1971). В противоположность таким воззрениям вырисовывается зависимость типа профиля коры выветривания от состава выветривающихся пород, в данном случае от интенсивности их постмагматической гидротермальной пропилитизации и гидрогеологических условий. В общем случае «полные» профили, очевидно, развиваются на породах, содержащих слоистые силикаты.

Исследования Чаквинских разрезов, особенно «сокращенных» профилей, и многих других в Аджарии и Абхазии не дали ни одного достоверного примера образования гиббсита через какое-либо промежуточное звено. Они подтверждают наблюдения Р. Волла и других об образовании гиббсита за счет непосредственного разрушения минералов материнской породы, в основном плагиоклазов, с переводом в раствор алюминия. В зависимости от конкретных условий алюминий в форме гиббсита высаживается близ источника своего образования в самой элювиальной корке или мигрирует до тех пор, пока не создаются благоприятные условия для его осаждения. Вероятно, такие условия могут возникнуть и в геохимически сопряженных с корой выветривания осадочных отложениях.

Слоистые силикаты, в частности хлориты, хлорит-монтмориллонит, монтмориллонит, биотит и др., не играют в этом процессе никакой роли или их вклад невелик, поскольку они хорошо сохраняются в зоне «структурного боксита», часто среди сплошного поля выделения гиббсита, там, где плагиоклазы и пироксены разрушены полностью. Выветривание хлоритов, которые появляются в результате гидротермальной пропилитизации, в конце концов приводит к образованию устойчивой каолинитовой фазы. Процесс не сопровождается существенным освобождением алюминия; соответственно в элювии пропилитов во всех исследуемых разрезах гиббсит отсутствует или здесь только его следы. Есть все основания считать, что отмеченная закономерность имеет общее значение. Во всяком случае в литературе имеется ряд указаний (например, Ж. П. Лажуани и М. Бонифа, 1964 и др.) о том, что хлоритизированные породы в коре выветривания влажных субэкваториальных ландшафтов, как и в Аджарии, разрушаются с образованием каолинита, тогда как соседние с ними блоки, в которых хлориты отсутствуют, дают начало «структурным бокситам».

Противоречия подобной трактовки с бытующими сейчас представлениями о формировании «латеритных бокситов», вероятнее всего, объясняются несовершенством терминологии, поскольку этим обозначается

широкий круг явно генетически разнородных образований. В частности, «латеритным бокситом» называют бобовые, червеобразные и другие разности, а также связанные с месторождениями бокситов метасоматиты (Платформенные бокситы СССР, 1971), элювиальное происхождение которых не является безусловным.

ЛИТЕРАТУРА

- Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Блох А. М. О свойствах связанной воды при повышенных температурах.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Волла Р. Генезис месторождения бокситов в нижнем течении реки Конго.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений.— Тр. ВИМС, М., 1960, вып. 5 (нов. серия).
- Лажуани Ж. П., Бонифа М. Долериты бассейна реки Конкуре и их латеритизация (Гвинея, Западная Африка).— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Лисицына Н. А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лисицына Н. А., Глаголева М. А. К геохимии коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., «Наука», 1968.
- Неуструев С. С. Элементы географии почв. М.— Л., Сельхозгиз, 1931.
- Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., «Наука», 1971.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967.
- Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971.
- Разумова В. Н. Кора выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М., «Наука», 1967.
- Разумова В. Н. Гидротермально аргиллитизированные вулканиты среднего эоцена как материнские породы батумских красноземов и глинистых пород молассовых отложений Гурийского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.
- Разумова В. Н. Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы коры выветривания Черноморского побережья Аджарии.— Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1971, т. XLVI (1).
- Черняховский А. Г. Распространение и возраст коры выветривания в Западном Закавказье.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 1.
- Яковлева М. Н. Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья.— В кн.: «Исследование и использование глин. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
11.IV.1972

УДК 552.58 : 551.762.3(575.3)

ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ В СОСТАВЕ ВЕРХНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ГИССАРА

И. Г. МИХЕЕВ, Н. К. ФОРТУНАТОВА, В. М. ЦЕЙСЛЕР

Выделено три типа органогенных построек: биостромы, биогермы и рифовые тела. Биостромы (коралловые и губковые) — пластообразные тела протяженностью по выходам 5—10 км, мощностью 15—17 м. Известняки насыщены многочисленными остатками прикрепляющихся организмов, захороненных в положении роста. Биогермы — линзовидные и холмовидные тела, сложенные массивными биоморфными известняками и доломитами. Рифовые комплексы — сложные сочетания биогермов и продуктов их размыва, различаются по возрасту, видимым размерам, характеру соотношения с вмещающими породами, комплексу рифостроящих организмов и т. д. В среднем келловее господствовали условия мелководного морского осадконакопления при слабой дифференциации подводного рельефа. С позднего келловее происходит дифференциация бассейна, формирование Карасанского рифа, с местоположением которого связано изменение фаций верхнего келловее. Изменение фациального состава нижнеоксфордских отложений происходит южнее; в позднем оксфорде зона рифообразования сместилась еще далее на юг. Органогенные постройки — важный элемент строения карбонатной формации. Сравнительно небольшие мощности рифовых сооружений при значительной ширине объясняются тем, что рифообразование происходило в условиях платформенного режима при отсутствии контрастных тектонических движений.

Верхнеюрская карбонатная формация на юго-востоке Средней Азии выходит на поверхность в Юго-Западном Гиссаре и вскрыта скважинами в южных районах Туранской плиты и в Афгано-Таджикской впадине. В строении формации основную роль играют химически чистые органогенные, органогенно-обломочные и хемогенные известняки общей мощностью до 600 м. По возрасту они соответствуют отложениям среднего — верхнего келловее и оксфорда. Почти повсеместно карбонатная формация последовательно сменяет вверх по разрезу песчано-глинистые отложения нижней — средней юры (по нижний келловей включительно) и перекрыта сульфатно-галоидной формацией киммериджа — титона.

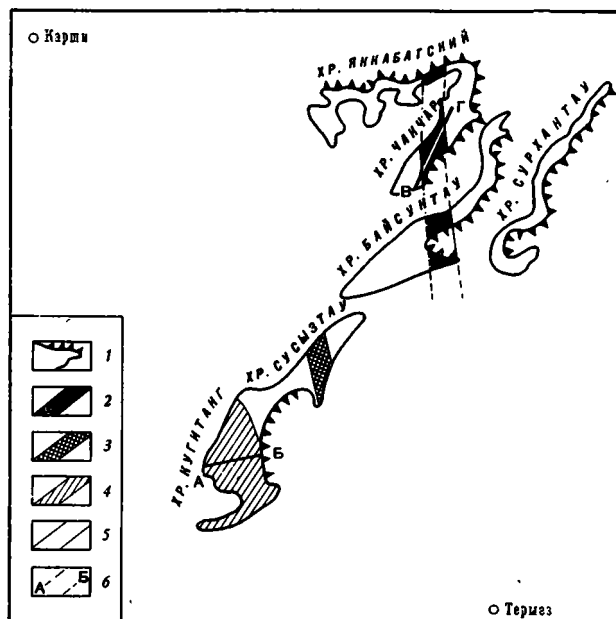
Повышенный интерес к верхнеюрской карбонатной формации определяется тем, что многие исследователи связывают с ней дальнейшие перспективы поисков нефти и газа в юго-восточной части Туранской плиты. В последние годы здесь было открыто несколько газовых месторождений, приуроченных к верхнеюрским отложениям, продуктивные горизонты которых, по мнению некоторых ученых, имеют рифовое происхождение (Семенович и др., 1968). В то же время другие исследователи отрицают рифовую природу верхнеюрских коллекторов на указанных месторождениях и вообще наличие рифов в Южном Узбекистане (Лувишис, 1970).

Поэтому особый интерес представляет изучение типов и закономерностей размещения органогенных построек в Юго-Западном Гиссаре, где верхнеюрская карбонатная формация выходит на поверхность и доступна для непосредственного изучения.

В Юго-Западном Гиссаре верхнеюрские отложения выведены на поверхность в сводовых частях крупных горст-антиклинальных структур.

Верхняя юра бронирует поверхности и пологие склоны хребтов Кугитанг, Сусызтау, Байсунтау, Чакчар, Яккабагский (фиг. 1), обнажаясь в неприступных обрывах верхней части склонов указанных хребтов и немногочисленных конькообразных поперечных долинах рек и сухих саев.

Наличие коралловых известняков в верхней юре северных районов Юго-Западного Гиссара впервые отметил Р. Клебелсберг (Klebensberg, 1922). В начале 40-х годов Г. Я. Крымголец при геологическом картировании хр. Кугитанг выделил и проследил горизонт массивных коралловых из-



Фиг. 1. Схема положения рифовых комплексов на территории Юго-Западного Гиссара

1 — контуры выходов верхней юры; рифовые комплексы: 2 — верхнекекеловейские, 3 — нижнеоксфордский, 4 — верхнеоксфордский, 5 — предполагаемый контур зоны развития верхнекекеловейских рифовых комплексов; 6 — линии литолого-фациальных профилей.

вестняков в составе оксфорда. Находки коралловых известняков в Кугитанге позволили В. М. Рейману (1964) высказать предположение о существовании в позднеюрское время на месте Юго-Западного Гиссара крупного барьерного рифа, отделявшего Афгано-Таджикскую впадину от более западных районов Туранской плиты. Присутствие рифовых фаций в составе верхнеюрской карбонатной формации отмечали многие исследователи, изучавшие Юго-Западный Гиссар (Троицкий, 1967; Арифджанов 1970, и др.). Тем не менее большая часть опубликованных сведений имеет характер предположений, так как в них отсутствуют описания конкретных органогенных построек и их взаимоотношений с вмещающими отложениями.

Авторы в течение 1968—1971 гг. по заданию ВНИГНИ изучали строение верхнеюрской карбонатной формации в Юго-Западном Гиссаре, что позволило впервые охарактеризовать имеющиеся здесь органогенные постройки по форме, размерам, строению и возрасту.

Прежде чем перейти к характеристике типов ископаемых органогенных построек, развитых в рассматриваемом районе, следует остановиться на определении понятий, используемых в данной статье.

При выделении биогермов и биостромов авторы в основном придерживаются определений Р. Камингса, но считают необходимым их уточнить. Под биогермами Е. Камингс (Cummings, 1932) понимает «...некоторые куполовидные, холмовидные, линзовидные или другого вида органические массы, построенные исключительно или главным образом прикрепленными организмами подобно кораллам, строматопорам, водорослям, брахиоподам, моллюскам, криноидеям и т. п., и окруженные нормальными породами различного литологического состава» (стр. 333), а под биостромами — «...чисто слоистые структуры подобно слоям раковинным, коралловым, криноидным и т. п., состоящие и построенные в основном прикрепленными организмами, которые не давали холмоподобных или линзовидных тел...» (стр. 334).

Таким образом, выделенные два типа органогенных образований различаются по целому ряду литологических и морфологических признаков, что определяется разными условиями их образования. Биогермы сложены нараставшими друг на друга организмами, образующими органогенный каркас, следы которого мы нередко находим в ископаемом состоянии. Они представляли собой волноустойчивые образования, возвышавшиеся в рельефе морского дна. Биостромы, очевидно, не возвышались в рельефе дна в связи с отсутствием органогенного каркаса.

В то же время морфология ископаемых органогенных построек не всегда однозначно определяет условия их образования, поскольку соотношение вертикальных и горизонтальных размеров ископаемых тел и, следовательно, форма их в разрезе в большей степени зависят от времени существования однотипных условий и скорости прогибания морского дна, чем от экологической способности организмов создавать волноустойчивые сооружения. Далеко не всегда биогермы будут иметь холмовидную, а биостромы уплощеннолинзовидную или пластообразную формы. На эту особенность указывал Д. В. Наливкин (1956). Рассматривая современные и ископаемые органогенные постройки, он писал: «Общепринятое мнение, что риф¹ обязательно должен иметь конусовидную или холмовидную форму, глубоко ошибочно» (стр. 420). По нашему мнению, при выделении биогермов и биостромов наиболее существенным признаком является наличие или отсутствие органогенного каркаса.

Итак, под биогермом авторы понимают геологическое тело (органогенную постройку) массивного строения, сложенное биоморфными известняками, содержащими остатки организмов-рифостроителей, захороненных в положении роста и образующих органогенный каркас.

Биостром — тело, сложенное массивными известняками, в которых остатки организмов-рифостроителей захоронены в положении роста, но не составляют органогенного каркаса в связи с их относительной малочисленностью (обычно менее 30% от массы породы).

Под биогермным массивом, согласно определению И. К. Королюк, М. В. Михайловой (1970), авторы понимают пространственно обособленную группу биогермов и подчиненных им сопутствующих пород.

Под рифовым комплексом авторы понимают сложную органогенную постройку, в составе которой выделяются биогермы, биостромы и биогермные массивы, а также пласты и линзы вмещающих слоистых пород, содержащих продукты разрушения биогермов.

Органогенные постройки, описанные авторами в Юго-Западном Гиссаре, представлены всеми вышеперечисленными типами.

Биостромы широко распространены в северных районах Юго-Западного Гиссара (хр. Чакчар). Это пластообразные тела мощностью 0,5—17 м, залегающие среди шламово-сгустковых, онколитовых и органогенно-детритовых известняков, слагающих карбонатную формацию. В соста-

¹ Имеется в виду биогерм, поскольку автор рассматривал риф и биогерм в качестве синонимов.

ве верхнеюрских известняков хр. Чакчар мы выделили три биострома: среднекелловейский кораллово-брахиоподовый, верхнекелловейский кораллово-водорослевый и нижнеоксфордский губковый.

Среднекелловейский биостром имеет слоистое строение, протяженность около 10 км и мощность 0,5 м на севере — 6 м на юге, сложен преимущественно одиночными кораллами, брахиоподами и пелециподами, реже колониальными кораллами рода *Calamophyllia*. Скелетные остатки организмов находятся в прижизненном положении и сцементированы шламово-сгустковым и копролитовым известковым материалом, распределены в биостроме равномерно и составляют в среднем 30% общей массы породы.

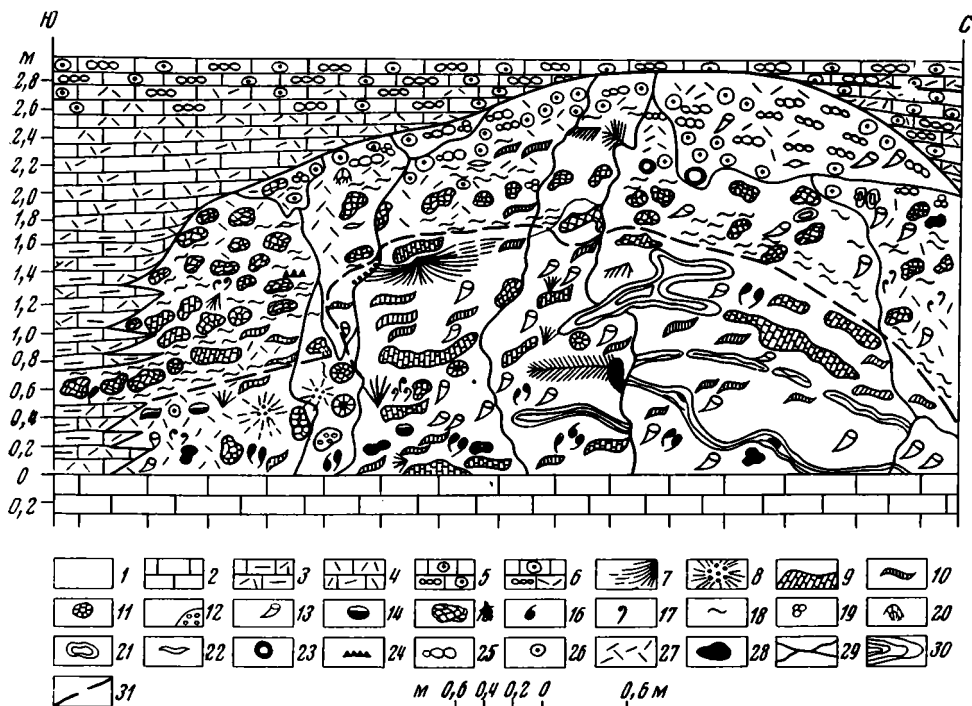
Верхнекелловейский биостром сложен скелетными остатками соленопор и колониальных кораллов, захороненных в положении роста и сцементированных оолитово-обломочным известняком. Коралловый комплекс представлен кустистыми колониями кораллов рода *Cladophyllia*, а также корковидными и массивными колониями кораллов *Microsolena*, *Thamnasteria*.

Верхнекелловейский биостром прослежен на 2,5 км и имеет выдержанную мощность 15 м.

Нижнеоксфордский губковый биостром протяженностью 12,5 км и мощностью 17 м прослежен во всех южных разрезах хр. Чакчар. Для него характерно массивное строение, высокое содержание органогенно-обломочного материала, преобладание колониальных известковых губок, а также наличие массивных колоний кораллов рода *Thamnasteria* и рудистов в верхней части биострома. Кустистые формы колониальных кораллов в нем не обнаружены.

Биогермы в виде изолированных тел внутри слоистых известняков выявлены в среднем келловее (хр. Кугитанг), верхнем келловее (хр. Чакчар), нижнем оксфорде (хр. Сусызтау, ручей Ляйлякан). Это линзовидные и холмовидные тела, сложенные массивными биоморфными известняками и доломитами, отчетливо выделяющиеся среди вмещающих слоистых известняков. Основные типы контактов биогермных известняков с вмещающими породами — «впритык», «облекания», «в клин» (Королюк, Михайлова, 1970). Высота биогермов 3—30 м. Как правило, в строении верхнеюрских биогермов участвуют колонии кораллов, представленные *Calamophyllia*, *Cladophyllia*, *Thecosmilia*, *Stylina*, *Microsolena*, а также другие группы прикрепляющихся организмов: гидроидные, мшанки, известковые губки, устрицы, которые захоронены в положении роста и слагают до 60% постройки. Часто наблюдаются явления нарастания и обрастания организмами неровностей субстрата, отдельных индивидов и их скоплений. Иногда наблюдаемое содержание скелетных остатков ископаемых организмов оказывается заниженным вследствие сильной перекристаллизации биогермных известняков. Этим же объясняется отсутствие в некоторых случаях видимой связи между ископаемыми организмами.

Распределение остатков организмов в одном из мелких среднекелловейских биогермов хр. Кугитанг приведено на фиг. 2. Центральная часть тела биогерма характеризуется однородностью состава. Здесь преобладают остатки кустистых колоний кораллов рода *Cladophyllia*, корковидных колоний *Microsolena* и *Actinastrea*, а также одиночных кораллов и гидроидных. В краевых частях биогерма, являющихся переходными от его ядра к вмещающим слоистым известнякам, отмечается значительное разнообразие остатков организмов, представленных известковыми губками, устрицами, колониальными и одиночными кораллами, криноидеями, мшанками и органогенно-обломочным материалом. Преобладают губки и устрицы, которыми обрастает центральная часть биогерма, и в виде устрично-губкового горизонта прослеживаются во вмещающих слоистых известняках.



Фиг. 2. Распределение остатков организмов в среднелловейском биогерме, разрез Вандоб, восточный склон хр. Кугитанг (центральная и краевая части разделены пунктиром).

Известняки: 1 — массивные биогермные, 2 — плитчатые онколитовые, 3 — плитчатые глинистые с органогенным детритом, 4 — плитчатые ступково-комковатые с органогенным детритом, 5 — плитчатые комковатые криноидные, 6 — то же с органогенным детритом; колонии кораллов, (срез): 7 — ветвистые рода *Cladophyllia*, продольный, 8 — то же, поперечный, 9 — корковидные родов *Microsolena* и *Actinastrea*, 10 — гидроидные линзовидной формы, 11 — гидроидные сферической формы, 12 — рода *Stylinia*; 13 — одиночные кораллы; 14 — пустоты выщелачивания по одиночным кораллам; 15 — известковые губки; брахиоподы: 16 — целые раковины, 17 — обломки; 18 — устрицы; 19 — мшанки; 20 — строматолиты; 21 — онколиты; 22 — фораминиферы; 23 — серпулы; 24 — обломки раковин пелеципод; членики криноидей, срез: 25 — продольный, 26 — поперечный; 27 — раковинный детрит; 28 — обломки известняков; 29 — трещины (вступы), разделяющие поверхности скола известняков; 30 — линзовидные сильно перекристаллизованные колонии кораллов

Кроме перечисленных изолированных биогермов многочисленные биогермы нами встречены и описаны в составе рифовых комплексов, в каждом из которых они тесно связаны между собой и с продуктами собственного размыва, а также обладают характерными особенностями строения. Нередко биогермы группируются в крупные биогермные массивы — основы рифовых комплексов.

Образования, которые авторы рассматривают в качестве рифовых комплексов, установлены и достаточно детально изучены в разрезах хребтов Чакчар (ручей Карасан) и Кугитанг. Оба комплекса различаются по целому ряду признаков: времени образования, мощности, соотношению биогермных и вмещающих фаций, комплексу организмов рифостроителей, характеру контактов биогермов и вмещающих пород.

Карасанский рифовый комплекс прослежен примерно на 25 км с юго-запада на северо-восток (фиг. 1, 3, ВГ), в пределах полосы выходов карбонатной формации хр. Чакчар. В обоих направлениях установлено линзовидное выклинивание рифовых фаций. Породы, составляющие рифовый комплекс, залегают с размывом на плитчатых доломитах и органогенно-обломочных гравелитах среднего келловя. Максимальная мощ-

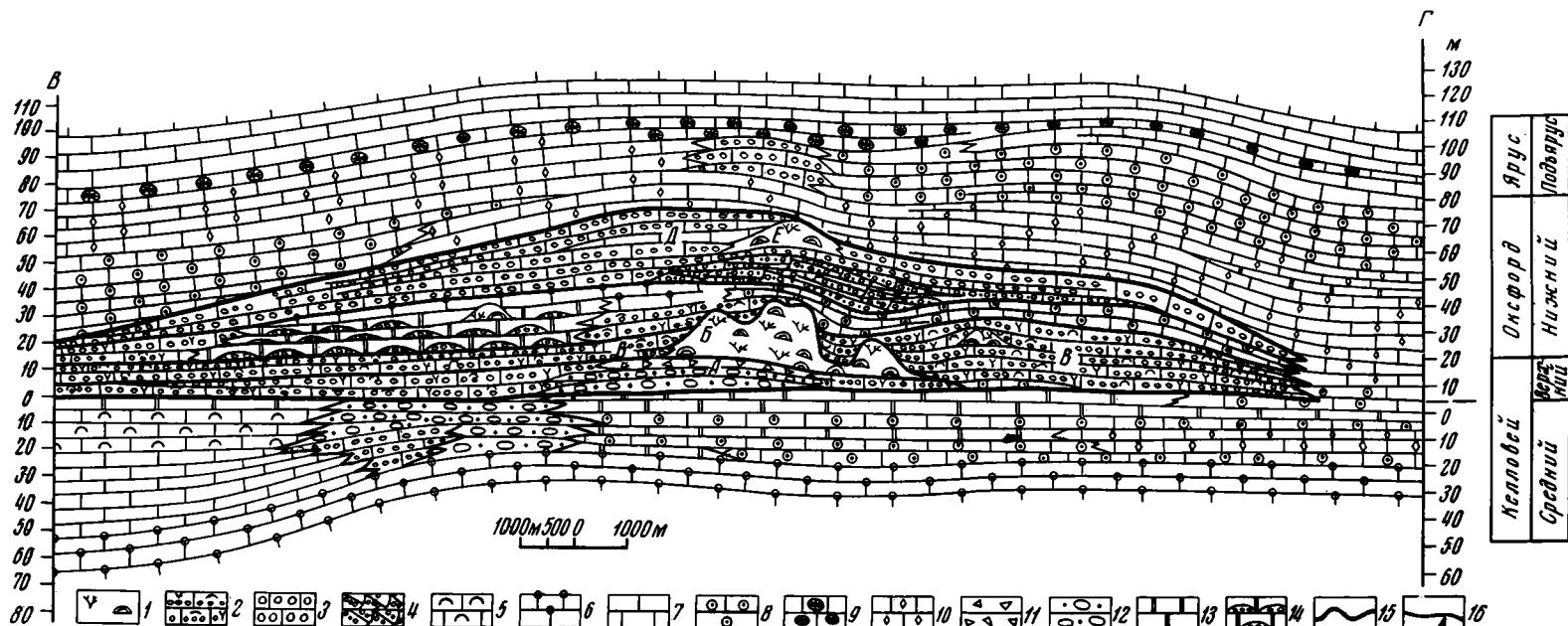
ность рифового комплекса в центральной его части 70 м (ручей Карасан). Верхняя граница тела четкая, неровная. Покрывающая пачка нижнеоксфордских онколитовых, пелитоморфных известняков, нередко с характерной «глазковой» текстурой², меняет свою мощность от 30 м над центральной частью тела до 80 м в направлении его выклинивания.

Карасанский рифовый комплекс имеет сложное строение (фиг. 3). В его основе выделяется крупный (25×1500 м в поперечном сечении) биогермный массив (Б), заключенный в органогенно-обломочные породы рифового комплекса. Карасанский биогермный массив вытянут в плане, длиной до 5 км, шириной 0,5—1,5 км, имеет крутой южный и более пологие северный и северо-восточный склоны, максимальную высоту 25 м, соответствующую положению центральной части рифового комплекса, очень сложную форму, обусловленную наличием в его составе нескольких биогермов, нередко сливающихся в единое тело или связанных только нижней своей частью. Биогермы сложены массивными известняками, содержащими 50—80% скелетных остатков организмов-рифостроителей, сцементированных оолитово-обломочным известняком. В строении биогермов обычно участвуют два комплекса организмов, которые по вертикали сменяют друг друга. В нижнем (соленопоровом) комплексе преобладают полусферические и массивные образования багряных водорослей (соленопор), реже встречаются колонии кораллов *Stylina*, *Adelocoenia* и *Cladophyllia*. Верхний (коралловый) комплекс представлен крупными колониями кораллов *Calatophyllia*, более редкими колониями *Stylina* и *Cladophyllia*, а также остатками багряных водорослей. Органогенно-обломочные породы рифового комплекса характеризуются резкими фациальными переходами. Снизу вверх по разрезу условно выделяются четыре пачки (А, В, Г, Д).

Отложения, подстилающие биогермный массив (А), представлены органогенно-обломочными известняками, брекчиями и гравелитами. Их литологический состав и мощность резко меняются с юго-запада на северо-восток. В юго-западной части рифового комплекса это органогенно-обломочные известняки мощностью 5 м; в центральной его части — органогенно-обломочные брекчии и гравелиты мощностью 14 м, состоящие из обломков биогермных известняков, а также скелетных остатков соленопор; реже кораллов, устриц и иглокожих; в северо-восточном направлении пачка А выклинивается. Отложения, вмещающие Карасанский биогермный массив (В, Г), представлены органогенно-обломочными, оолитовыми и онколитовыми известняками, а также доломитами, содержащими линзы обломочных известняков и мелкие (высотой до 6 м) биогермы. Мощность вмещающих отложений от 15 м в юго-западной части рифового комплекса до 30 м в центральной и северо-восточной. Отложения верхней части рифового комплекса (Д) залегают с размывом на подстилающих породах (Г) и представлены обломочными известняками, содержащими кораллово-соленопоровые биогермы (Е). В центральной части рифового комплекса пачка имеет характерное косослоистое строение, обусловленное косой ориентировкой мелких слоев оолитово-обломочного материала. Пачка Д имеет максимальную мощность (27 м) в центральной части рифового комплекса, к юго-западу и северо-востоку она постепенно выклинивается.

Резкие фациальные переходы, наличие размывов и косой слоистости в известняках, вытянутая форма биогермного массива и преобладание остатков багряных водорослей в его составе, а также общая небольшая мощность рифового комплекса свидетельствуют о формировании рифа в условиях крайнего мелководья, в зоне активной волноприбойной дея-

² «Глазковая» текстура, или текстура «птичьих глазки», — включения крупнокристаллического кальцита в пелитоморфной или комковатой основной массе карбоната (Биссел, Чилингар, 1970).



Фиг. 3. Литолого-фациальный профиль карасанского рифового комплекса по линии В—Г (хр. Чакчар)

Известняки: 1 — массивные биогермные кораллово-водорослевые, 2 — органогенно-обломочные, 3 — обломочные, 4 — оолитово-обломочные косослоистые, 5 — органогенно-детритовые, 6 — оолитовые; доломиты: 7 — пелитоморфные, 8 — онколитовые, 9 — губковые, 10 — пелитоморфные «глазковые»; 11 — брекчии органогенно-обломочные; 12 — гравелиты органогенно-обломочные; 13 — собственно доломиты; 14 — доломиты с линзами обломочных известняков; 15 — контур рифового комплекса; 16 — границы пачек в рифовом комплексе и их буквенное обозначение

тельности, на поднятии морского дна при неоднократном его размыве. Эти особенности позволяют говорить об определенном сходстве Карасанского рифового комплекса с мелководными водорослевыми рифами (Королук, 1952).

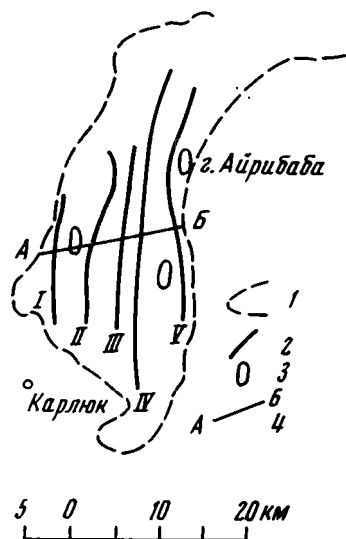
Время образования этого комплекса — поздний келловей. В подстилающих слоистых известняках нами собраны среднекелловейские брахиоподы³: *Gusarella gusarensis* (Moiss.), *Irenothyris bucharaensis* (Moiss.), *Loboidothyris beinezensis* (Moiss.). В песчанистых органогенно-обломочных известняках в зоне выклинивания Карасанского рифового комплекса (разрез Зармас) собраны позднекелловейские брахиоподы³: *Loboidothyris kysylkyrensis* E. Prossor, *L. suboviformis* E. Prossor., *Irenothyris guldaraensis* (Moiss.). Аналогичный комплекс обломочных карбонатных отложений с остатками багряных водорослей и колониальных кораллов обнаружен в хр. Байсунтау (ручей Аулат). Предварительное изучение по нескольким разрезам позволяет говорить о его близком сходстве с вышеописанным Карасанским рифовым комплексом. Максимальная мощность Аулатского комплекса 80 м (ручей Аулат). В его составе не было обнаружено крупных биогермов, что, очевидно, объясняется беглым характером наблюдений. Описано лишь несколько мелких биогермов мощностью до 3—5 м. Аулатский комплекс залегает выше фаунистически охарактеризованных отложений среднего келловей и содержит остатки позднекелловейских брахиопод. Следовательно, Аулатский и Карасанский рифовые комплексы одновозрастны.

Близкий комплекс обломочных карбонатных отложений с остатками багряных водорослей и колониальных кораллов мощностью до 50 м установлен в восточной части хр. Яккабаг (пос. Ташкуртан), где он занимает аналогичное стратиграфическое положение в разрезе карбонатной формации.

Проведенный авторами литолого-фациальный анализ карбонатной формации в Юго-Западном Гиссаре позволяет предположить, что названные комплексы образуют единую зону, протягивающуюся в меридиональном направлении более чем на 60 км (от хр. Байсунтау на восток Яккабагских гор). Ширина зоны до 10—15 км. Западнее указанной полосы (хр. Сусызтау, запад Яккабагских гор) в позднем келловее формировались отложения открытого полносоленого морского бассейна, представленные шламово-сугликовыми и органогенно-детритовыми известняками с остатками брахиоподовой, аммонитовой и другой фауны. Восточнее (хр. Сурхантау) происходило накопление осадков, характерных для районов закрытого шельфа или лагуны. Последние представлены пелитоморфными и комковатыми (пеллетовыми) известняками с «глазковой» текстурой, не содержащими органогенного детрита. Породы обладают повышенной доломитизацией и содержат немногочисленные остатки пеллеципод. Формирование этих отложений, вероятно, происходило в условиях ограниченной циркуляции морских вод и периодически изменяющейся солености. Как показывают литологические исследования в областях современного карбонатного осадконакопления (Сендерс, Фридмен, 1970), близкие по характеру осадки формируются в настоящее время на мелководьях Большой Багамской банки и в лагуне Флоридского залива, отгороженных рифами.

Таким образом, зона позднекелловейских рифов, протягиваясь широкой полосой на значительном удалении от береговой линии (не менее 100 км от берега), контролировала распределение фациальных типов осадков, и ее можно рассматривать как образование типа современных барьерных рифов. Мощность верхнекелловейских рифовых комплексов Юго-Западного Гиссара соответствует мощностям коралловых отложений, установленным в результате бурения скважин в районах современ-

³ Определения Е. Л. Прозоровской.



Фиг. 4. Схема расположения гряд верхнеокеанских биогермных массивов на территории хр. Кугитанг 1 — контур выходов верхнеюрских карбонатных отложений; 2 — предполагаемые оси гряд биогермных массивов и номера гряд; 3 — контуры отдельных крупных биогермных массивов; 4 — линия литолого-фациального профиля

ного Большого Барьерного рифа Австралии (113—137 м), на Бермудских островах (76 м) и в других областях развития барьерных рифов (Шепард, 1969). Современные и ископаемые рифы характеризуются преобладающим развитием в их составе обломочных коралловых, водорослевых и органогенно-детритовых известняков песчаной и гравийной размерности и сравнительно небольшой ролью собственно биогермных построек, захороненных *in situ*. Это наиболее характерно для мелководных кораллово-водорослевых и водорослевых

рифов, периодически подвергавшихся размывам, к числу которых, очевидно, относятся и верхнекембрийские рифовые комплексы Юго-Западного Гиссара. Линейность зоны рифообразования, различия в мощности и фациальном составе отложений западнее и восточнее ее указывают на вероятную приуроченность полосы развития рифов к системе субмеридиональных тектонических уступов.

Кугитангский рифовый комплекс, выделенный в составе верхнеокеанских отложений хр. Кугитанг (фиг. 1), существенно отличается от Карасанского. В его составе коралловые биогермы и биогермные массивы, которые группируются в узкие гряды близмеридионального простирания (фиг. 4). Высота биогермных массивов, формирующих гряды, 30—120 м. Они нередко имеют форму резко выделяющихся холмов с более крутыми западными и пологими восточными склонами. Гряды биогермных массивов разделены плитчатыми известняками и доломитами, содержащими небольшие биогермы высотой 2—20 м. Наиболее распространенными типами взаимоотношения крупных биогермных массивов с вмещающими отложениями являются комплексные контакты: в нижней части — «в клин», в верхней — притыкание. Для мелких биогермов характерны контакты «облекания» и «впритык». На западном склоне хр. Кугитанг в рифовом комплексе было выделено пять гряд биогермных массивов, приуроченных к различным стратиграфическим уровням в пределах верхнеокеанского подъяруса (фиг. 4, 5). Наиболее четко прослеживаются западная (I), центральная (IV) и восточная (V).

Гряда I прослежена в низовьях почти всех саев, пересекающих западный склон хр. Кугитанг. В ее строении участвуют биогермные массивы высотой 30—45 м. Биогермные коралловые известняки нередко целиком сложены тонкими (5—30 мм) корочками колониальных кораллов (*Microsolena*, *Actinastrea*), образующими органогенный каркас и придающими породе рифовую слоистость. В биогермах имеются включения органогенно-обломочного известняка, содержащего кустистые колонии *Calamophyllia* и массивные колонии *Thamnasteria*. Биогермные массивы характеризуются высокой доломитизацией и окружены органогенно-обломочными доломитизированными известняками и доломитовыми брекчиями.

Гряда IV объединяет наиболее крупные биогермные массивы Кугитангского комплекса. Они сложены светлыми коралловыми известняками, состоящими из корковидных колоний *Microsolena* и *Actinastrea*, реже массивных колоний *Thamnasteria*. Скелетные остатки составляют свыше

50% известняков. Среди отложений, вмещающих биогермные массивы, широко распространены органогенно-обломочные известняки и доломиты. В южной части гряды описаны своеобразные отложения, представленные рыхлыми сильнопористыми доломитами с реликтами кораллового строения («рухляки») мощностью до 15 м. «Рухляки» выполняют понижения в кровле биогермных массивов.

Гряда V прослежена в верховьях саев западного склона хр. Кугитанг. Биогермные массивы восточной гряды высотой 65—70 м сложены серыми пелитоморфными или комковатыми известняками, содержащими относительно глубоководный комплекс кораллов, представленный кустистыми и древовидными колониями *Calamophyllia* и *Thecosmilia* (около 30%). В привершинной части биогермных массивов присутствуют рудисты. Для этой гряды характерно отсутствие следов разрушения биогермных массивов и широкое развитие органогенно-детритовых известняков среди вмещающих слоистых отложений.

Биогермные массивы Кугитангского рифового комплекса разновозрастные. Более древние массивы центральной и восточной гряд залегают на плитчатых глинистых пелитоморфных известняках, содержащих остатки позднеоксфордских аммонитов: *Perisphinctes* sp. (ex gr. *plicatilis* Sow.)⁴. В отложениях, вмещающих и перекрывающих биогермные массивы различных гряд, встречены *Perisphinctes* cf. *tizianiformis* Schof., *P. ex. gr. elisabethae* Riaz⁴, что позволяет относить формирование Кугитангского рифа к позднему оксфорду. Максимальная мощность рифового комплекса (120 м) соответствует высоте биогермных массивов центральной гряды. Ширина его предположительно 12—14 км, длина более 30 км.

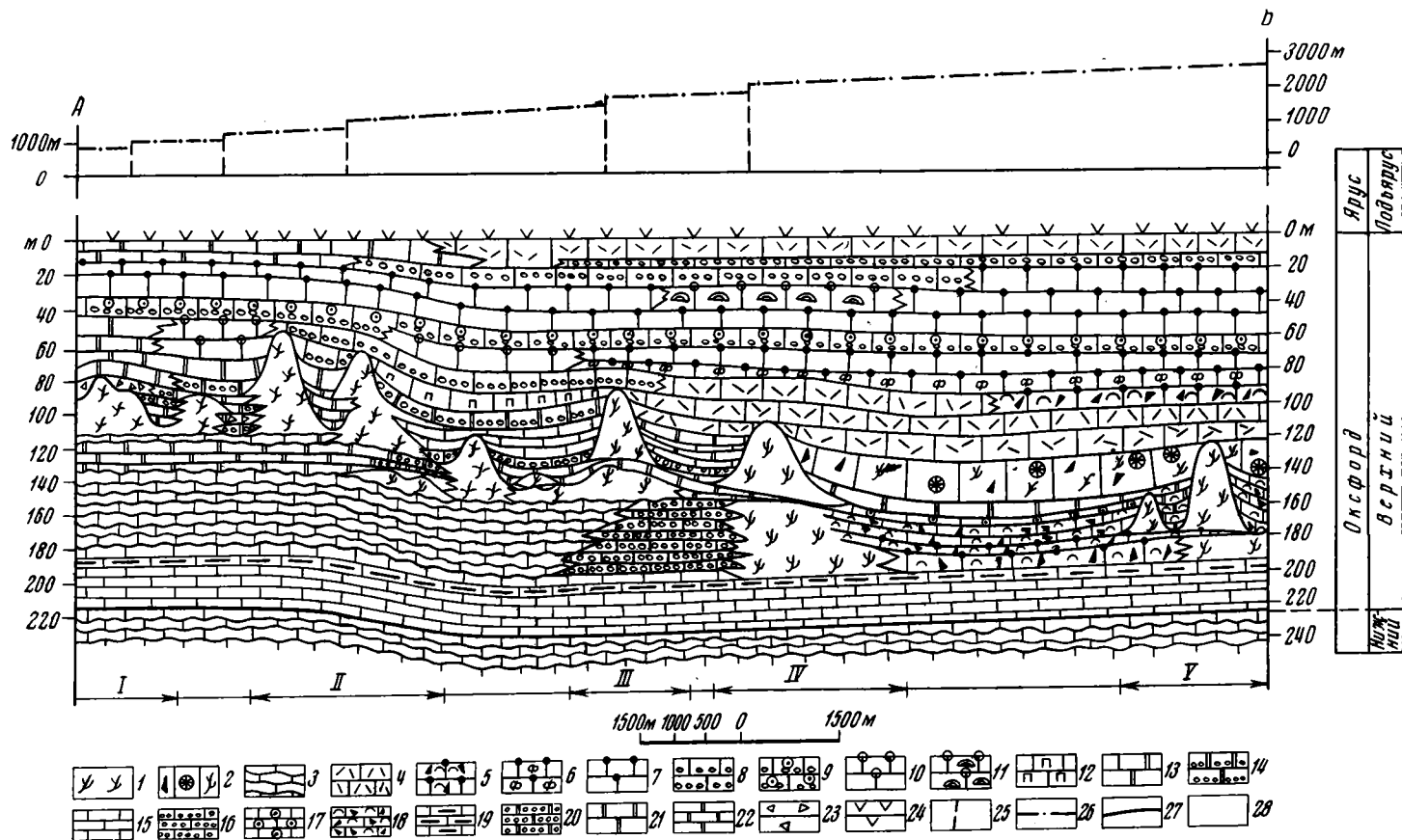
Гряды биогермных массивов приурочены к современным флексурам, осложняющим строение верхнеюрской известняковой толщи на западном склоне хр. Кугитанг (фиг. 5). Рифовый комплекс перекрывается плитчатыми онколитовыми, обломочными, мелкокомковатыми и пелитоморфными известняками мощностью 40—150 м, слагающими верхнюю часть карбонатной формации хр. Кугитанг. В северных и восточных районах хр. Кугитанг в основании кроющих отложений выделяется своеобразная пачка массивных темных пелитоморфных известняков мощностью 20—30 м, содержащих редкие колониальные кораллы *Calamophyllia* и известковые губки в положении роста.

Северо-восточнее хр. Кугитанг (пос. Байсун-Дербент) в верхнем оксфорде развиты глинистые пелитоморфные известняки с органогенным детритом и остатками брахиопод, представленных видами широкого географического распространения: *Postepithyris subrhomboidalis* Gur., *Zeilleria egena* Beyle, *Loboidothyris zietenii* Lof., *L. bourgueti* Et.⁵ Эти отложения формировались, по-видимому, в условиях открытого морского бассейна нормальной солености. Наряду с ними развиты доломиты и пелитоморфные доломитизированные известняки с «глазковой» текстурой, аналогичные ранее охарактеризованному верхнекембрийскому лагунным отложениям хр. Сурхангау. Наличие лагунных фаций в верхнем оксфорде позволяет предположить, что Кугитангский рифовый комплекс, как и Карасанский, мог быть частью более протяженной зоны рифообразования, контролирующей распределение осадков.

В горах Сусызтау (ручей Хамкан) авторы установили в нижнем оксфорде массивные коралловые и водорослево-коралловые известняки мощностью до 100 м. Горизонтальные размеры тел, сложенных коралловыми известняками, и их взаимоотношения с вмещающими отложениями остались неизученными. Однако достоверно установлены различия в составе нижнеоксфордских отложений в разрезах, расположенных юго-западнее (хр. Кугитанг) и северо-восточнее (хр. Байсунгау). Юго-

⁴ Определения В. В. Кутузовой.

⁵ Определения Е. Л. Прозоровской.



западнее (пос. Тангидувал) нижний оксфорд представлен тонкоплитчатыми глинистыми пелитоморфными и шламово-сгустковыми известняками с органогенным детритом и нередкими остатками аммонитов и брахиопод, представляющими собой отложения открытого морского бассейна. Северо-восточнее (поселки Сайроб, Дербент) в нижнем оксфорде широко развиты лагунные фации, представленные массивными пелитоморфными и комковатыми (пеллетовыми) известняками, нередко доломитизированными с «глазковой» текстурой, немногочисленным детритом, сине-зелеными водорослями и известковыми губками. Остатки брахиопод и моллюсков в них практически отсутствуют. Столь резкие различия в характере отложений позволяют думать о возможном существовании в раннем оксфорде рифового барьера, фрагментом которого являются нижнеоксфордские коралловые известняки по ручью Хамкан.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что органогенные постройки — один из важных элементов строения карбонатной формации Юго-Западного Гиссара, составляя до 1/4 — 1/5 ее мощности в отдельных районах.

Авторы установили ряд мелких изолированных органогенных построек (биогермов и биостромов) различного возраста, в период своего формирования не выходявших на поверхность.

Предварительно намечены три разновозрастные зоны рифообразования (верхнекелловейская, ниже- и верхнеоксфордская); вероятно, это образования типа современных барьерных рифов. Время существования отдельных рифов было непродолжительным (подъярус). Максимальная мощность рифовых комплексов не более 100—120 м.

Выделение трех разновозрастных и пространственно разобщенных участков развития рифов позволяет говорить о смещении зоны рифообразования в течение позднего келловей — оксфорда в юго-западном направлении. Та же закономерность установлена для биогермных массивов Кугитангского рифового комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

- Арифджанов М. Х., Эгамбердиев М. Рифовые и рифогенные фации келловей-оксфорда Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. — *Узбекский геол. ж.*, 1970, № 1.
- Биссел Г. Д., Чилингар Д. В. Классификация осадочных карбонатных пород. — В сб.: *Карбонатные породы*, т. 1. М., «Мир», 1970.
- Королюк И. К. Подольские толтры и условия их образования. — *Тр. ИГН. М.*, 1952, вып. 110.
- Королюк И. К., Михайлова М. В. Сравнительная характеристика биогермных образований. — В сб.: *Состояние и задачи советской литологии*, т. 111. М., «Наука», 1970.

Фиг. 5. Литолого-фациальный профиль верхнеоксфордских отложений хр. Кугитанг, линия А—Б

Известняки: 1 — биогермные коралловые, 2 — массивные пелитоморфные с губками, кораллами и детритом иглокожих, 3 — известняки волнисто-слоистые пелитоморфные; известняки толстоплитчатые: 4 — пелитоморфные пористые, 5 — комковатые органогенно-детритовые, 6 — комковатые с фораминиферами, 7 — комковатые, 8 — обломочные, 9 — обломочные с прослоями онколитовых, 10 — оолитовые, 11 — оолитовые с соленопорами, 12 — псевдоонколитовые, 13 — доломитистые, 14 — обломочные доломитизированные, 15 — пелитоморфные; известняки тонкоплитчатые: 16 — органогенно-обломочные, 17 — онколитовые, 18 — органогенно-детритовые, 19 — пелитоморфные глинистые, 20 — органогенно-обломочные доломитизированные; доломиты: 21 — толстоплитчатые, 22 — тонкоплитчатые; 23 — брекчии доломитовые; 24 — гипсы; 25 — флексуры; 26 — абсолютные отметки кровли верхнеюрских известняков; 27 — граница нижнего и верхнего оксфорда; римские цифры — биогермные массивы

- Лувишис М. Г. Особенности строения верхнеюрских отложений Западного Узбекистана в связи с их нефтегазоносностью.— В сб.: Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии. Тр. ВНИГНИ, М., 1970, вып. 95.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. т. I. Изд-во АН СССР, 1956.
- Рейман В. М. Органогенные фации рифовых областей.— В сб.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964.
- Семенович В. В., Ильин Б. Д., Ибрагимов А. Г., Загоруйко В. А., Курбатов С. В., Кругляков Ю. С. О рифогенных структурах Западного Узбекистана.— Геол. нефти и газа, 1968, № 10.
- Сендерс Дж. И., Фридмен Дж. М. Происхождение и распространение известняков.— В сб.: Карбонатные породы, т. I. М., «Мир», 1970.
- Троицкий В. И. Верхнетриассовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., «Недра», 1967.
- Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969.
- Cummings E. R. Reefs or bioherm? Bull. Geol. Soc. America, 1932, v. 43.
- Klebeßberg R. Beitrage zur Geologie Westturkestans Junsbruk, 1922.

МГРИ
Москва

Дата поступления
7.VI.1971

УДК 552.313 : 551.733(470.5)

ОТЛОЖЕНИЯ СУБАКВАЛЬНЫХ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ В ОРДОВИКЕ-СИЛУРЕ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА

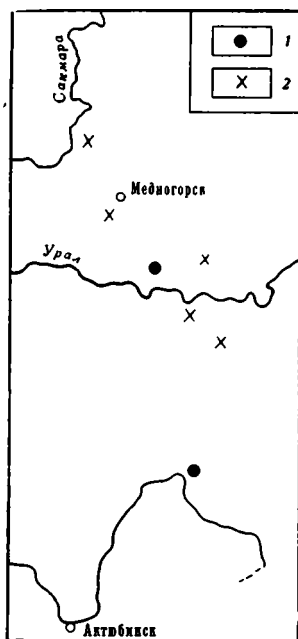
Т. А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ

Среди отложений морского терригенно-кремнисто-туфового комплекса ордовика — силура развиты туфы кварцевых альбитофиров, обладающие характерным петрографическим составом, специфическими структурными и текстурными чертами и некоторым своеобразием постседиментационных преобразований. Туфовые накопления характеризуются признаками, свойственными отложениями наземных пирокластических потоков, и их можно рассматривать как отложенные раскаленными лавинами, поступавшими в область литорали с вулканической суши.

Среди пирокластических накоплений по механизму образования и условиям седиментации выделяются две крупных группы. Отложения первой формируются из пеплопадов, транспортировка материала воздушная (либо водная), и при их седиментации основная роль принадлежит гравитации механической дифференциации. Вторая группа объединяет отложения пирокластических потоков, перемещение которых обуславливается внутренней энергией движущейся по склону вулкана горячей массы обломков, интенсивно насыщенной газами; при этом гравитация имеет подчиненное значение, а в седиментации материала и последующих преобразованиях осадка велика роль физико-химических процессов, связанных с влиянием газовой фазы. Выявление принадлежности ископаемых пирокластических образований к той или иной группе имеет большое значение для палеовулканологии, освещает некоторые вопросы вулканогенно-осадочного литогенеза и региональной палеогеографии.

Несмотря на то что диагностика отложений пирокластических потоков (пепловых, пемзовых и др.) за последнее 10-летие достаточно разработана, выявление их вызывает трудности; особенно это относится к туфам субаквальных потоков. Исследователи, наблюдавшие исторические извержения раскаленных лавин, отмечали лишь факт поступления их в море. Субаквальным пирокластическим потокам прошлого посвящено единичное число работ, из которых с генетических позиций интересна статья японских авторов (Kato et al., 1971). В ней следует отметить два аспекта: во-первых, показано сходство структурно-текстурных признаков наземных и субаквальных пирокластических потоков, поступавших в область литорали с вулканической суши; во-вторых, приведены убедительные доказательства высокотемпературных условий отложений туфов, основанные на разнообразных магнитных измерениях.

Интересно дать характеристику отложений субаквальных пирокластических потоков, которые приурочены к нижним частям эвгеосинклинальных разрезов в Сакмарской структурно-фациальной зоне Урала. Они встречаются в морском терригенно-кремнисто-туфовом комплексе пород, известном на юге рассматриваемой территории под названием косистекской свиты, а в прилегающих к р. Урал участках и севернее относимом



Фиг. 1. Районы выходов туфов субаквальных пирокластических потоков на территории Сакмарской зоны Урала

1 — много пластов туфов в разрезах; 2 — значительное количество туфов

к губерлинской свите ордовикско-силурийского возраста (Ильинская и др., 1972; Руженцев, 1971).

Терригенно-кремнисто-туфовый комплекс сложен полимиктовыми и вулканотерригенными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, туфогенными и терригенными аргиллитами, туффитами от грубо- до тонкозернистых с кислой, реже андезитовой пирокластической составляющей, кремнистыми туффитами, туфосилицитами, среди которых встречаются спонголиты и радиоляриты. Широко развиты туфы кварцевых альбитофиров и дацитов от грубозернистых до тонких, изредка встречаются туфобрекчии, присутствуют пласты и дайки спилитов, диабазов, альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Поро-

ды зеленые и красные с разнообразными оттенками, первые резко преобладают. Максимальная мощность комплекса 1000—1300 м.

Пирокластический материал определяет облик терригенно-кремнисто-туфового комплекса, присутствуя в разных количествах в терригенных и хемогенных осадках и образуя самостоятельные туфовые накопления. Одни туфы сформировались из материала пеплопадов, другие — в результате отложения пирокластическими потоками. В разрезе эти два генетических типа часто соседствуют. Туфы развиты на разных стратиграфических уровнях, образуя в толще терригенно-туффитовых пород отдельные прослои мощностью до первых метров и самостоятельные пачки (более 30 м), состоящие из серии туфовых пластов, разделенных туффитами и туфосилицитами. Мощность отдельных туфовых пластов 0,2—8 м, чаще 1,5—3,5 м. Особенно много туфовых накоплений в районах нижнего течения р. Кос-Иstek и среднего течения р. Киндерля. Много меньше их южнее р. Урал (реки Терекла, Медес), по р. Губерля, северо-восточнее г. Кувандык и в ряде других мест (фиг. 1).

В статье рассмотрен один из генетических типов пирокластических накоплений, являющихся производными кислой магмы и обладающих характерным петрографическим составом, специфическими структурными чертами и некоторым своеобразием постседиментационных преобразований.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Туфы представляют собой массивные крепкие зеленые породы, иногда лиловые, последние обычно приурочены к верхней части туфовых пластов. Грубые разности туфов, содержащие обильные пемзовые фрагменты, менее крепкие и при ударе молотком легко дробятся. Петрографическое изучение туфов позволяет выделить среди них три разновидности: в одних преобладают кристаллокласты, в других — литокласты, в третьих — пемза.

В лито-кристаллокластических туфах обломочная часть состоит из кварца, альбитизированного плагиоклаза, олигоклаза, иногда кислого андезина. Плагиоклазы всегда преобладают над кварцем; количество последнего различно, в грубых разностях его немного, в среднезернистых

больше. По сравнению с кристаллокластами подчиненное значение имеют обломки микрофельзитовой основной массы кварцевых альбитофиров и полностью хлоритизированной пемзы (фиг. 2), единичны обломки бирюзовых и лиловых туффитов, туфоалевролитов, спилитов.

В обломочной части кристалло-литокластических туфов преобладают обломки микрофельзитовой основной массы кварцевых альбитофиров, меньшую роль играют обломки кристаллов кварца и плагиоклазов и фрагменты хлоритизированной пемзы; встречаются туфосилициты, основные эффузивы.

В туфах третьей разновидности много (до 50%) девитрифицированной и хлоритизированной пемзы, пузыристой либо непустыристой вследствие уплощения и сплющивания. Меньше кристаллокластов кварца и



Фиг. 2. Хлоритизированный слабопузыристый пемзовый обломок в лито-кристаллокластическом туфе (р. Жаксы-Каргала)

Шлиф, николь один, $\times 40$

кислых плагиоклазов, фрагментов кислых пород, туффитов, ожеженных и хлоритизированных основных эффузивов.

Набор акцессорных минералов для всех туфов одинаков: апатит, сфен, лейкоксен; они присутствуют в разных соотношениях. В нижних частях некоторых туфовых пластов встречается магнетит. Обычны окислы и гидроокислы железа. Гидроокислы марганца в виде обломков и мелких конкреций обнаружены в туфах, развитых по р. Кос-Истек.

Для всех туфов, как мы видим, характерно присутствие в разных количествах пемзового материала, обилие кристаллов, единый набор акцессорных минералов, незначительная примесь резургентных обломков.

В рассматриваемом генетическом типе туфовых накоплений отсутствует либо слабо выражена сортировка материала. Размер частиц 0,01—1,5 мм, а в отдельных случаях — 2 мм; пемзовые обломки, как правило, более крупные — до 3 мм. Можно выделить пласты грубо- и крупнозернистых туфов, в которых преобладают обломки размером 0,5—2 мм, и крупно-среднезернистых — с незначительным преобладанием фрагментов 0,1—1 мм.

Пирокластические обломки угловатые и округлые. Кристаллы кварца разнообразной формы сильно оплавлены, содержат мелкие газовые включения; многочисленны сильно трещиноватые кварцевые зерна. Кристаллы плагиоклазов призматической и таблитчатой формы, также силь-

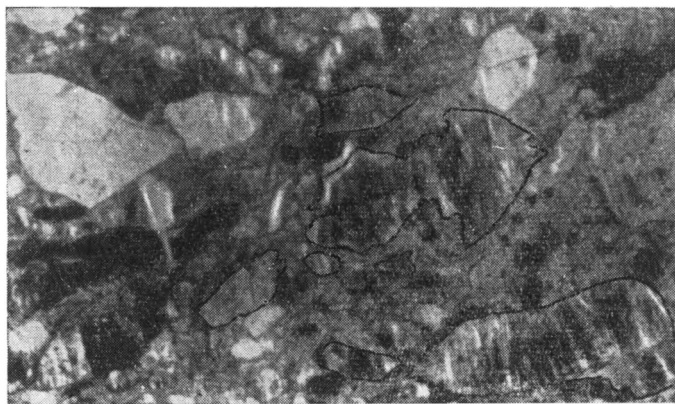
но трещиноваты, как правило, углы их сглажены. В отдельных разностях туфов плагиоклазы округлые. Обломки литокластов мягких очертаний и имеют слабоизвилистые контуры, иногда обладают флюидалной текстурой. Пемзовые обломки сильно уплощены и вытянуты по напластованию пород. Границы пемзовых фрагментов нечеткие.

Туфы отличаются количеством цемента и его типом. Для значительной части туфов, особенно первых двух разновидностей, характерно плотное прилегание обломков друг к другу. Тип цемента пленочный и поровый. Цемент железистый и железисто-хлоритовый. В кварц-плагиоклаз-пемзовых разностях цемент кварц-хлоритовый с незначительным присутствием гидроокислов железа по периферии литокластов. Количество цемента оценить трудно, так как не всегда удается распознать границы пемзовых фрагментов. В одних разностях связующей массы немного, в других — до 20—30%, причем в шлифе хорошо видно, что в таком цементе велика роль дробленной пемзы. Следовательно, формирование цемента в ряде случаев связано с изменением витрокластических обломков, образовавшихся в результате дробления пемзы при отложении материала.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Вторичные изменения свойственны всем породам терригенно-кремнисто-туфового комплекса; в описываемых туфах они выражены наиболее интенсивно, причем преобразование кристаллокластов, главным образом плагиоклазов, здесь специфично и, по-видимому, теснейшим образом связано со своеобразием условий формирования отложений.

Сильнотрещиноватые кристаллы плагиоклазов альбитизированы. Альбит развит по трещинкам и в виде каймы вокруг обломков. Альбитизированные плагиоклазы, как правило, настолько интенсивно «пелитизированы» (импрегнированы гидроокислами железа), что в шлифе представляются грязно-розовыми и бурыми. По пелитизированным участкам



Фиг. 3. Форма кристаллокластов плагиоклазов и характер их вторичных преобразований в некоторых туфах пирокластических потоков (р. Кос-Иstek)
Шлиф, николь один, $\times 20$

неравномерно развиты чешуйки серицита, иногда наблюдается кальцитизация. В некоторых случаях видно «фибровое» распределение измененных зон в плагиоклазе, перпендикулярное удлинению кристаллокластов и соответственно напластованию пород (фиг. 3). Но есть исключения из этого правила: изменение плагиоклазов в некоторых туфах незначительное. Обычно это наблюдается в пластах, непосредственно пере-

крытых туфами такого же генезиса. В кристаллокластах кварца по трещинкам наблюдается формирование микро-тонкозернистого мозаичного агрегата кварца.

Преобразования стекловатых литокластических обломков шли преимущественно в двух направлениях; часть обломков полностью хлоритизирована, а часть раскристаллизована и представляет собой тонкое срастание кварца, альбита и хлорита. Некоторые литокласты окружены тонкой пленкой гидроокислов железа.

В породе трещинки заполнены разным материалом: хлорит-железистым, кварц-альбитовым, кварцевым, иногда встречается кальцит.

Из отмеченных преобразований туфов поражает интенсивная «пелитизация» плагиоклазов, а также сильная трещиноватость кристаллокластов, особенно кварца, возникшая при седиментации. Такую трещиноватость можно объяснить резким охлаждением, связанным с попаданием горячих кристаллов в водную среду. В туфах пеплопадов из рассматриваемого комплекса такой сильной трещиноватости кварца и плагиоклазов, а также интенсивной «пелитизации» последних не наблюдается.

Рассматривая туфы как отложенные пирокластическими потоками, поступавшими в бассейн, можно объяснить значительное изменение кристаллов резкой сменой физико-химических условий при седиментации материала. При непосредственном налегании одного потока на другой степень вторичных преобразований кристаллов разная; в перекрывающем потоке изменения значительнее, что можно рассматривать как результат влияния поступающих газов и тепла из подстилающего потока. Наблюдаемое иногда перпендикулярное напластованию туфов «фибровое» распределение измененных зон в плагиоклазах, вероятно, вызвано вертикальными восходящими потоками тепла и газов в пласте.

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

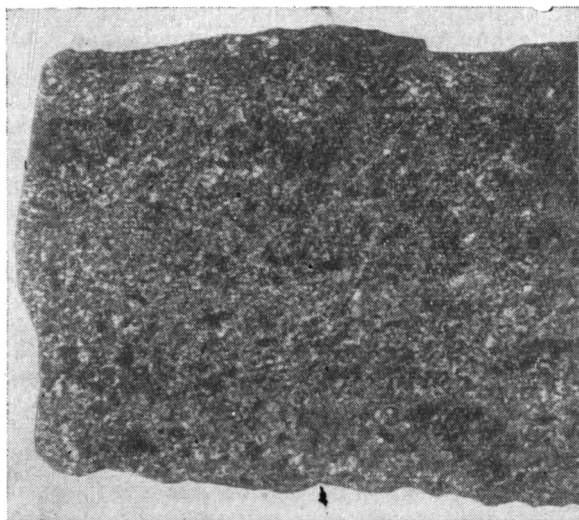
Описываемым туфам присуща массивная текстура, слоистость в них отсутствует. При детальном исследовании отдельных пластов выявляются некоторые элементы сортировки материала, выражающиеся в присутствии и неравномерном распределении обломков подстилающих пород, в минеральной и едва выраженной гранулометрической дифференциации, в наличии микротекстур, связанных с течением материала.

Наряду с резургентными обломками, отмеченными при петрографической характеристике пород, некоторые туфы содержат крупные, обычно плоские обломки (до 25—30 см) подстилающих пород, по которым происходило перемещение потока, концентрирующиеся в нижних частях туфовых пластов. Количество их вверх по разрезу уменьшается, а также довольно резко уменьшается величина самих обломков (1—3 см), а в верхних частях они часто отсутствуют. Фрагменты представлены бирюзовыми и лиловыми туффитами, кремнистыми туффитами, туфорадиоларитами, альбитофирами, реже спилитами. Гравийно-галечные обломки подстилающих пород наиболее широко распространены в кварц-плагиоклаз-пемзовых туфах (реки Кос-Истек, Киндерля).

При микроскопическом изучении пород из разных частей одного пласта выявляется, что внизу материал грубо-крупнозернистый и обогащен кристаллокластами, выше — крупно-среднезернистый и кристаллокластов в нем много меньше; в пемзовых туфах иногда наблюдается количественное увеличение пемзовых обломков вблизи кровли пласта, либо нечетко выраженная послойная концентрация пемзы, создающая в породе слоеватость (фиг. 4).

Микротекстурные особенности, характерные для многих туфов, проявляются также в наличии среди грубообломочного материала обособлений неправильной линзовидной формы, сложенных фрагментами алевро-мелкопесчаной размерности, в субпараллельном расположении

уплощенных обломков пемз, призматических кристаллов плагиоклазов, пластинчатого и червеобразного кварца; иногда в шлифе можно наблюдать отдельные обломки одного и того же кварцевого зерна, располо-



Фиг. 4. Кварц-плагиоклаз-пемзовый туф (р. Киндер-
ля)

Белое — кристаллы кварца и плагиоклазов, темные
участки — пемзовые фрагменты; натуральная вели-
чина

женные по одной линии в соответствии с общей ориентировкой материала. Последнее обстоятельство однозначно указывает на то, что транспортировка материала осуществлялась пирокластическим потоком.

СООТНОШЕНИЕ ТУФОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ПОРОД

Обогащение отдельных частей разрезов терригенно-кремнисто-туфового комплекса грубым пирокластическим материалом создает характерную стратификацию. Примером может служить приводимое ниже описание (снизу вверх) отложений, развитых на левобережье р. Жаксы-Каргала, выше устья р. Кос-Истек (карьер плотины).

1. Туфы кварцевых альбитофиров голубовато-зеленые массивные, средне-крупнозернистые, плохо сортированные. Мощность 4,0 м.

2. Туфы кварцевых альбитофиров голубовато-зеленые массивные; в в нижней части слоя (0,7 м) — крупно-грубозернистые с обилием кристаллокластов и незначительным содержанием обломков (до 2 см) глинизированной пемзы; верхи представлены породами, аналогичными слою 1. Мощность 1,7 м.

3. Туффиты кремнистые голубовато-зеленые, тонко-мелкоплитчатые. Мощность 0,4 м.

4. Туфы, аналогичные слою 1, но в них меньше кристаллокластов. Мощность 1,6 м.

5. Туфы голубовато-зеленые тонкозернистые, обладающие нечетко выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. Мощность 0,2 м.

6. Порода, аналогичная слою 1. Мощность 0,2 м.

7. Туффиты лиловые тонкозернистые, тонко-мелкоплитчатые. Мощность 1,0 м.

8. Туфы кварцевых альбитофиров лиловато-серые, массивные средне-крупнозернистые, лито-кристаллокластические, содержат обломки лиловых туффигов. Мощность 3,5 м.

9. Туфорадиоляриты темно-лиловые тонкоплитчатые. Мощность 0,2 м.

10. Туфы зеленые крупно-грубозернистые, кварц-плагиоклазовые с редкими фрагментами пемз и туфорадиоляритов. Мощность 2,0 м.

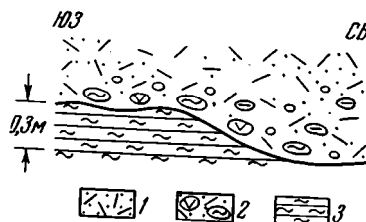
11. Туффиты кремнистые голубовато-зеленые. Мощность 7,0 м.

Из приведенного описания видно, что туфы пирокластических потоков (слои 1, 2, 4, 6, 8, 10) в разрезе чередуются с туфами пеплопадов (слой 5), туффитами и кремнистыми породами.

Нижние контакты туфовых пластов резкие и четкие; как правило, туфы залегают на тонких туффитах, при этом часто в последних наблюдаются текстуры оползания и встряхивания, отражающие сейсмическую

Фиг. 5. Эрозионная поверхность подошвы туфового пласта (карьер плотины на правом берегу р. Жаксы-Каргала), зарисовка обнажения

1 — грубо-крупнозернистые туфы кварцевых альбитофиров; 2 — туфы кварцевых альбитофиров, содержащие гравийно-галечные обломки глинистых яшм, туффитов и спиллитов; 3 — глинистые яшмы



активность, предшествующую эрупциям. В тех случаях, когда один слой грубого туфа перекрывается другим, граница между ними устанавливается по наличию грубых обломков подстилающих пород, обилию кристаллокластов, либо по незначительному преобладанию грубой фракции в нижней части слоя. Иногда удается наблюдать волнистую эрозионную поверхность подошвы туфового пласта (фиг. 5).

Контакты с вышележащими породами также чаще резкие, иногда постепенные. Грубые туфы (например, по р. Кос-Истек) по четкой границе перекрываются мелко- и тонкозернистыми сортированными мощностью 0,1–0,4 м, обладающими тонкой горизонтальной, реже — тонкой волнистой и косой слоистостью, представляющими собой отложения, сформированные из материала пеплопадов.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Для рассматриваемых туфовых накоплений характерны признаки, свойственные отложениям пирокластических потоков: наличие пемзовых фрагментов и небольшого количества обломков подстилающих пород, отсутствие сортировки материала и слоистости. Спекание материала, столь характерное для большинства туфов данной генетической группы, при условиях отложения их в субаквальной обстановке и указанных выше малых мощностях трудно ожидать.

Выявление туфов пирокластических потоков в Сакмарской зоне Урала указывает на существование во время их формирования вулканических построек, возвышающихся над уровнем моря, так как, видимо, только наземные пирокластические потоки, проникая в область литорали, могут сохранять свои структурно-текстурные признаки. При поступлении пирокластических потоков в море происходило уменьшение количества пемзовых фрагментов, удельный вес которых меньше единицы, и началась интенсивное выделение газов; все это приводило к уплотнению осадка и обогащению нижних и концевых частей потоков кристаллокластами; часто наблюдаемая округлая форма последних определена их оплавленностью и не может рассматриваться как результат переработки тефры.

На территории Сакмарской зоны выделяются два района (среднее течение р. Киндерля и нижнее течение р. Кос-Истек), которые характеризуются широким распространением кварц-плагиоклаз-пемзовых раз-

новидностей туфов, их значительными мощностями (до 4—8 м) и многократным появлением их в разрезе. Следовательно, в современной структуре Сакмарской зоны упомянутые выше два района можно рассматривать как наиболее близко расположенные к субаэральным вулканическим постройкам ордовикско-силурийского времени. К сожалению, фрагментарная и недостаточная обнаженность ордовикско-силурийских толщ, их сильная дислоцированность не позволяют проводить детальный фациальный анализ, достоверно установить направление перемещения материала и проследить по простираанию изменения в строении пирокластических потоков.

Приведенный фактический материал дает представление о характере эруптивной вулканической деятельности, имевшей место в ордовике — силуре Южного Урала.

1. Высокое содержание в туфах кристаллокластов указывает на длительную интрателлурическую кристаллизацию, предшествующую эрупциям.

2. Из рассмотрения характера стратификации туфовых пачек следует, что эрупции обычно были разделены значительными интервалами времени, необходимыми для накопления тонкозернистых туфитовых и кремнистых пород, но могли и следовать друг за другом.

3. Ассоциация туфов пирокластических потоков и пеплопадов указывает на их формирование из раскаленных лавин, состоящих, по данным исследователей, наблюдавших это явление в наше время, из нижней плотной лавинной части и эруптивного интенсивно расширяющегося облака газов, вулканического пепла и пыли.

4. Присутствие туфов, в значительной мере состоящих из обломков микрофельзитовой основной массы кварцевых альфитофиров, позволяет предполагать, что извержения пирокластического материала сопровождалось ростом вулканических куполов.

5. Рассмотренные субаквальные пирокластические потоки, с одной стороны, обладают признаками наземных пирокластических потоков, с другой — они, несомненно, сформировались в морской обстановке. Это, очевидно, указывает на мелководные условия их отложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Ильинская М. Н., Коптева В. В., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В. Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны Урала. — Сов. геология, 1972, № 7.
- Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район). — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Kato I., Muroi I., Yamazaki T., Abe M. Subaqueous pyroclastic flow deposits in the Upper Donzurubo Formation, Nijo — San district, Osaka, Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1971, v. 77, No. 4.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
27.XII.1972

УДК 553. 632 : 551.736(470.4)

ЗОНЫ РАЗУБОЖИВАНИЯ ВЕРХНЕКАМСКОГО КАЛИЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ю. А. ТРЕТЬЯКОВ

Рассмотрены строение, состав пород и закономерности пространственного распределения локальных участков каменной соли (зон разубоживания) в нижней части калийных отложений Верхнекамского месторождения. По генетическому признаку выделены два вида зон разубоживания. Зоны разубоживания первого вида охватывают по разрезу несколько сильвинитовых пластов, имеют унаследованное расположение участков каменной соли по вертикали с уменьшением площади ее распространения в верхних пластах относительно нижних, седиментационного происхождения, пространственно связаны с относительно приподнятыми участками дна соленосного бассейна. Зоны разубоживания второго вида локализованы в пределах одного сильвинитового пласта и приурочены к участкам интенсивной его деформации; это постседиментационное образование.

Верхнекамское калийное месторождение характеризуется стратиграфической выдержанностью и ритмичностью строения разреза соляной толщи. Оно представлено чередованием пластов сильвинитового (карналлитового) состава и межпластовой каменной соли (Иванов, 1933, 1965). По простиранию пластов наблюдаются существенные изменения минерального состава. По краям месторождения калийные породы переходят в каменную соль или соленосные глины. В контуре регионального распространения калийных отложений встречаются локальные участки каменной соли. Это, так называемые, зоны разубоживания (зоны замещения, по терминологии рудничных геологов). Наиболее полно по мощности и площади развития они представлены в нижней части калийной толщи, сложенной сильвинитовыми пластами Красный I, II, III и полосчатым А.

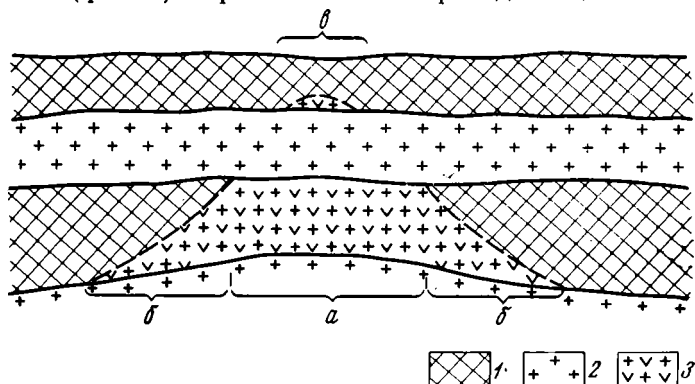
В обычном сильвинитовом разрезе строение и состав этих пластов детально охарактеризованы в процессе разведочных, эксплуатационных и тематических работ (Иванов, 1933; Дубинина, 1954). Нижний пласт Красный III (Кр III) сложен тремя сближенными сильвинитовыми слоями (снизу вверх: КрIII^а, КрIII^б, КрIII^в), разделенными внутрипластовой каменной солью. Вышележащий пласт Красный II (КрII) снизу вверх подразделяется на семь слоев, при этом нечетные слои содержат калия больше, чем четные. Пласт Красный I (КрI) и пласт А имеют однородное строение. Сильвинитовые пласты разделены межпластовой каменной солью, в почве которой залегает несколько маломощных прослоев соляной глины. Наименьшей стратиграфической единицей является годовой слой (Фивег, 1948), или годовая пачка, по терминологии Г. М. Коноваловой. В сильвинитовых пластах она представлена (снизу вверх) набором сезонных прослоев глины, перистого галита, сильвинита и зернистого галита. В годовых пачках межпластовой каменной соли отсутствует сильвинитовая часть при сохранении остальных прослоев.

Наши наблюдения в горных выработках рудников Первого, Второго Березниковского и Соликамского рудоуправлений показали, что в пре-

делах пластов красных сильвинитов по морфологическим признакам и текстурным особенностям пород выделяются два вида зон разубоживания. Ниже приводятся данные об их развитии в вертикальном разрезе, размерах в плане, характере взаимоперехода сильвинита и каменной соли, залегании пластов, составе породы и мощности пластов, закономерностях площадного распространения.

Первый вид зон представлен крупными телами каменной соли. Разубоживание распространяется от почвы первого сильвинитового пласта КрIII (слой КрIII^в) и может охватывать несколько вышележащих, изредка достигая верхних карналлитовых пластов. Форма зон изометричная или эллипсообразная. Длинная ось ориентирована в меридиональном или субмеридиональном направлении. Размеры зон в пласте КрII от 50×50 м до $1,5-2 \times 1,5$ км и более. В вертикальном разрезе участки каменной соли залегают друг над другом (Дубинина, 1954) с постепенным уменьшением площади распространения в верхних пластах относительно нижних. В зависимости от общего размера зон площадь распространения каменной соли в пласте КрIII $0,42-2,24$, а в пласте А — $0,30-0,93$ км². Тенденция уменьшения площади разубоживания вверх по разрезу характерна и для отдельного пласта: площадь, занятая каменной солью, в нижней его части больше, чем в верхней.

Переход сильвинита в каменную соль по простираанию пласта носит характер полного или частичного разубоживания. В первом случае пласт полностью сложен каменной солью, во втором — нижняя часть пласта обычно представлена каменной солью, а верхняя имеет сильвинитовый состав. Частичное разубоживание пласта наблюдается также в апикальной части зон (фиг. 1). Протяженность перехода от частичного разубо-

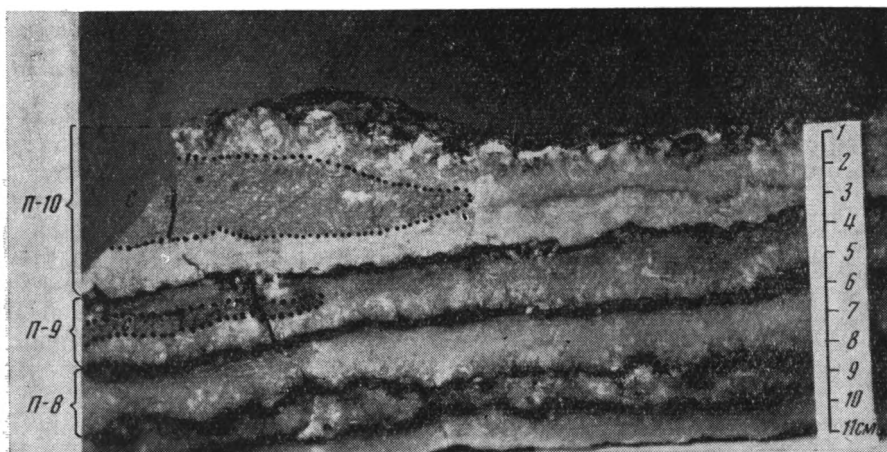


Фиг. 1. Схема строения зон разубоживания первого вида
1 — пласт красного сильвинита; 2 — межпластовая каменная соль; 3 — каменная соль зоны разубоживания; а — полное разубоживание пласта; б — частичное разубоживание по простираанию пласта; в — частичное разубоживание в апикальной части зоны

живания к полному в зонах площадью более $0,1$ км² несколько десятков метров в пласте КрIII и до 100 м и больше в пласте КрII; в зонах площадью менее $0,1$ км² интервал перехода в пласте КрII уменьшается до $10-20$ м.

В пределах пластов разубоживание, как правило, охватывает несколько годовых пачек. Отмечены случаи, когда $7-10$ годовых пачек сильвинита резко выклиниваются на протяжении $0,2-0,4$ м. Часто одна-две сильвинитовых пачки прослеживаются на $1-5$ м в пласте каменной соли, или через $3-5$ м от границы полного разубоживания наблюдаются отдельные линзы сильвинита. На участке взаимоперехода в годовой пачке выпадает из разреза ее сильвинитовая часть и соответственно умень-

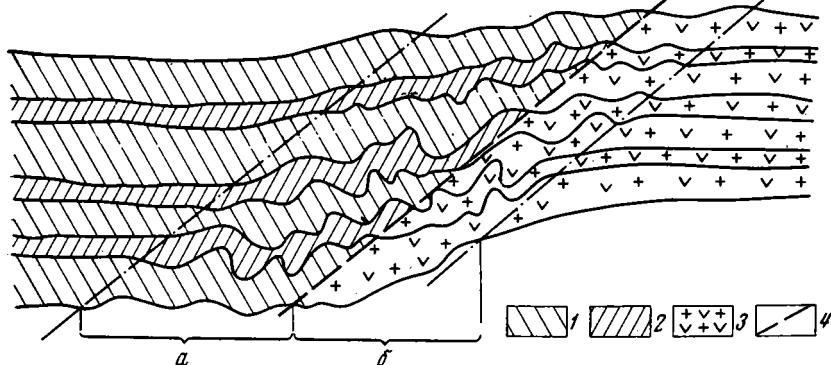
шается мощность пачки (фиг. 2). Уменьшение мощности отчетливо наблюдается в тех годовых пачках пласта Кр II, которые имеют мощные (до 5—7 см) прослои сильвинита. Иногда в прослое вместо сильвинита порода представлена зернистым галитом. В этом случае мощности пачки сильвинитового и галитового составов примерно одинаковы.



Фиг. 2. Выклинивание сильвинитовых прослоев (с) в 9 и 10-годовых пачках третьего слоя пласта Кр II (рудник Первого Березниковского рудоуправления)

Выклинивание сильвинитового прослоя может быть резким или происходит постепенно на протяжении 0,5—1 м. От места выклинивания по простиранию пачки часто отмечается редкая вкрапленность красного сильвина, или зернистый галит имеет красноватый оттенок.

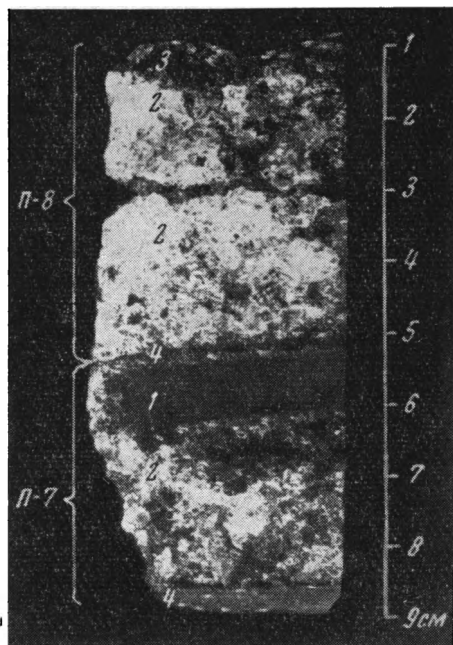
Залегание пластов в зоне разубоживания относительно спокойное с некоторым повышением рельефа в центральной части. Экзо- и эндоконтактовые участки зон интенсивно дислоцированы под влиянием постседиментационных тектонических процессов (фиг. 3). При частичном ра-



Фиг. 3. Схема залегания слоев пласта Кр II в экзо- и эндоконтактовых частях зоны разубоживания первого вида
1, 2 — соответственно нечетные и четные слои пласта сильвинитового состава; 3 — каменная соль зоны разубоживания; 4 — граница взаимоперехода сильвинита и каменной соли; а, б — соответственно, экзо- и эндоконтактовые части зоны

зубоживании пласта в апикальной части слои каменной соли залегают спокойно, а вышерасположенные слои сильвинитового состава осложнены внутрипластовыми, часто дисгармоничными складками. В пласте Кр II ширина дислоцированных участков по периферии зон 10—15 м. На

площади шахтных полей, где интенсивно развита складчатость, зоны разубоживания ограничены крупными складками. Например, на руднике Первого Березниковского рудоуправления (район ствола № 2) зона разубоживания, охватывающая пласты КрIII, КрII, и КрI, оконтурена с запада и востока узкими складками длиной до 1 км, шириной до 0,1 км и высотой около 20 м. Развитие складок по краям зон указывает, что участки разубоживания как жесткие тела существовали до складкообразования.



Фиг. 4. Строение 7 и 8-годовых пачек первого слоя пласта КрII в зоне разубоживания первого вида
1 — шпатовая соль прозрачная; 2 — галит зернистый светло-серый; 3 — галит зональный сильноглинистый; 4 — глина (рудник Первого Березниковского рудоуправления)

Минеральный состав зон разубоживания однороден. Порода представлена в основном обычной каменной солью разнотекстурированной структуры с большим количеством зональных кристаллов галита (Дубинина, 1954). В зонах малого размера (меньше 0,1 км² по горизонту пласта КрII) отмечаются прослои шпатовой соли, хорошо выдержанные по мощности и приуроченные к разным частям годовых пачек (фиг. 4). В сильвинитовых аналогах шпатовая соль отсутствует. В краевых частях зон малого размера, реже в центральной их части, встречаются кристаллы молочно-белого сильвина размером до 2—5 см в поперечнике, указывающие на слабое проявление постседиментационного процесса собирательной перекристаллизации хлористого калия. Для зон разубоживания больших размеров молочно-белый сильвин не типичен.

Для изучения химического состава зон разубоживания были отобраны бороздовые пробы с последующим их анализом. Сопоставление

химических составов каменной соли пластов КрIII, КрII, КрI, А и их сильвинитовых аналогов свидетельствует, что порода в зонах разубоживания обогащена хлористым натрием, сульфатом кальция нерастворимым в воде остатком и обеднена хлористым калием по сравнению с содержанием этих компонентов в сильвинитовой породе (табл. 1).

Силикатный анализ глинистой фракции водно-нерастворимых остатков каменной соли (табл. 2) показывает, что величина отношения Al_2O_3/SiO_2 в среднем равна 3, количество H_2O 0,52—2,94%, содержание окиси калия 6,22—6,86%. Химический состав всех проанализированных проб в целом близок составу гидрослюд засоленных бассейнов (Е. А. Яржемская). Вместе с тем имеются и существенные различия. В гидрослюдах из зон разубоживания содержание окисного железа (3,92—6,56%) больше, чем закисного (3,23—4,11%). По данным Е. А. Яржемской, в глинистой фракции нерастворимых остатков калийных солей закисное железо (1,33—10,02%) преобладает над окисным (1,23—4,67%). Содержание окиси магния в ней также выше (6,14—13,32%), чем в глинистой фракции зон разубоживания (5,41—5,91%).

Разное соотношение окисного и закисного железа в глинах калиеносных отложений и зон разубоживания свидетельствует, что на участках формирования зон разубоживания содержание кислорода в рапе было

Таблица 1

Среднее взвешенное содержание компонентов в сильвинитовых пластах и их галитовых аналогах на руднике Первого Березниковского рудоуправления, %

Пласты, слой	Количество проб, шт		KCl		NaCl		MgCl ₂		CaSO ₄		H ₂ O	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
A	37	4	35,54	0,61	62,12	94,93	0,37	0,18	1,77	2,06	1,44	1,87
KpI	95	5	34,08	0,22	63,97	94,41	0,14	0,21	1,26	2,15	1,42	2,68
KpII, 1	58	4	37,46	0,42	58,07	91,42	0,20	0,24	1,70	2,47	2,35	4,94
KpII, 2	60	4	11,16	0,43	82,66	92,50	0,21	0,18	2,29	2,24	3,36	4,40
KpII, 3	60	4	36,25	0,28	60,68	94,67	0,12	0,13	1,87	2,31	0,97	2,45
KpII, 4	60	14	17,24	0,33	77,66	92,83	0,17	0,18	2,17	2,55	2,36	3,71
KpII, 5	60	12	35,15	0,25	62,50	95,95	0,11	0,13	1,20	1,73	0,96	1,53
KpII, 6	59	20	14,96	0,26	79,66	92,40	0,17	0,18	1,30	2,74	2,71	4,14
KpII, 7	59	18	30,10	0,23	67,38	94,97	0,11	0,13	1,49	2,12	0,85	1,97
KpIII ^a	186	9	31,96	0,27	64,52	92,75	0,11	0,19	1,87	3,06	1,38	3,19
KpIII ^b	186	14	21,15	0,17	75,29	95,42	0,13	0,16	1,92	2,04	1,32	1,92
KpIII ^b	186	4	20,87	0,16	75,71	94,79	0,16	0,19	1,48	2,42	1,55	2,00

1 — сильвинитовый разрез; 2 — зона разубоживания; химический анализ сильвинитовой породы выполнен в лаборатории Первого Березниковского рудоуправления, каменной соли зон разубоживания — в Березниковском филиале ВНИИГА.

Таблица 2

Химический состав фракции <0,0015 мм водно-нерастворимых остатков каменной соли зон разубоживания пласта KpII на руднике Первого Березниковского рудоуправления, вес. %

№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п	H ₂ O	Сумма
1	48,75	15,49	3,92	3,87	0,75	5,96	0,02	1,05	6,58	0,25	12,47	1,80	100,71
2	47,17	15,62	4,93	4,11	0,87	5,75	0,01	1,05	6,42	0,23	12,46	0,52	99,14
3	46,53	15,86	4,47	3,96	1,85	5,66	0,02	1,00	6,50	0,68	13,38	2,00	100,86
4	44,81	14,73	4,51	3,52	2,09	5,91	0,02	1,01	6,22	0,85	15,17	2,94	101,78
5	45,71	15,05	4,68	3,89	1,62	5,58	0,02	0,92	6,42	0,67	14,03	2,92	101,51
6	48,95	15,07	6,56	3,23	0,64	5,41	0,01	0,88	6,86	0,23	10,46	1,46	99,78

Анализы выполнены в центральной лаборатории Уральского геологического управления.

выше, чем в рапе на сопредельных площадях, где шла садка калийных солей. Так как источником кислорода служила воздушная среда, то им в первую очередь была обогащена приповерхностная часть слоя рапы. Неравномерное окисление глины на разных участках указывает на неодинаковое их положение относительно поверхностного слоя рапы, что возможно только при расчлененном рельефе дна солеродного бассейна. В этом случае зоны разубоживания должны быть приурочены к древним поднятиям, а калиеносные отложения — к сопредельным понижениям.

Пониженное содержание магния в глинах из разубоженных пластов по сравнению с магнезиальностью глин калиеносных отложений отражает более низкую магнезиальность рапы на площади формирования зон разубоживания. В период садки калийных солей уменьшение магнезиальности рапы соответствует понижению ее минерализации до галитовой стадии.

Важная особенность строения зон разубоживания — уменьшение мощности пластов. Многочисленные наблюдения в рудниках показали, что уменьшение мощности пласта KpII происходит прежде всего за счет резкого ее изменения в нечетных слоях, содержащих в сильвинитовом разрезе до 30—37% хлористого калия, и на участках разубоживания менее 0,5% (табл. 3).

Изменение мощности особенно типично для зон малого размера. На руднике Первого Березниковского рудоуправления (участок 5, камеры 193, 195, 197) в зоне разубоживания размерами 160×30 м мощность пласта КрII—3,03 м против 6 м в окружающем сильвинитовом разрезе. На руднике Второго Березниковского рудоуправления (восточный выемочный штрек 5) слои 3—6 пласта КрII в зоне разубоживания имеют мощности соответственно 0,30; 0,30; 0,25; 0,20 м. В 25 м от зоны разубоживания мощности вышеуказанных слоев уже сильвинитового состава увеличиваются соответственно до 0,75; 0,35; 0,80; 0,21 м и выдерживаются на протяжении дальнейших 70 м, где проводились замеры. Характерно, что на площади данного шахтного поля залегание сильвинитовых пластов практически горизонтальное и не осложнено складками. Одновременное уменьшение мощности пластов и содержания хлористого калия в зонах разубоживания по сравнению с сильвинитовым разрезом указывает на седиментационный характер формирования каменной соли в этих зонах.

Второй вид зон разубоживания характеризуется локализацией в пределах одного пласта и четким структурным контролем. Наиболее детально данный вид зон изучен в пласте КрII. На участках интенсивного смятия пласта, в осевых частях крупных складок или флексуобразных перегибах, сильвинитовая порода теряет слоистость. Контакты зон ра-

Таблица 3

Мощности слоев пласта КрII сильвинитового и галитового составов на руднике Первого Березниковского рудоуправления, м

Слой	Сильвинитовый разрез	Зона разубоживания	Слой	Сильвинитовый разрез	Зона разубоживания
1	1,57	1,08	5	1,24	0,74
2	0,34	0,29	6	0,33	0,26
3	1,02	0,58	7	1,42	0,75
4	0,41	0,41			

зубоживания нечеткие, расплывчатые. Текстура породы становится пятнистой. Видны обрывки сильвинитовых слоев, часто закрученных и разорванных. Цвет породы розовато-белый. Вместе с красным сильвинитом встречаются кристаллы сильвина молочно-белого, иногда мелкие (до 3—6 см) блоки прозрачной шпатовой соли. Содержание хлористого калия 6—10% по сравнению с 11—37% в породе обычного сильвинитового состава. Чаще всего зоны разубоживания данного вида приурочены к слоям 1, 2, 3 пласта КрII и реже встречаются в нижних слоях, хотя флексуобразный перегиб или складка охватывают весь пласт. Размеры зон 4—20 м по длине и 1—5 м по ширине. Иногда зоны разубоживания локализованы в пределах одного или двух слоев, но обязательно контролируются складкой. Их форма в этом случае линзообразная, изометричная. Размеры: длина 0,5—10 м, мощность 0,4—0,7 м. Состав и текстура породы аналогичны вышеописанному.

Приуроченность зон разубоживания второго вида к верхней части пласта КрII, т. е. контакту с глинистыми прослоями, залегающими в почве вышележащего междупластья, изменение текстуры породы, присутствие кристаллов молочно-белого сильвина, блоков шпатовой соли и пространственная связь зон с дислоцированными участками указывают на постседиментационный характер их формирования. Образование локальных участков разубоживания, вероятно, связано с механическим перераспределением сильвина на участках тектонического напряжения породы при участии остаточных маточных рассолов, захороненных в глинистых прослоях.

Вне площади действующих рудников зоны разубоживания первого вида вскрыты скважинами поверхностного бурения. Наблюдения по керну показывают, что в вышележащем над зоной сильвинитовом пласте состав породы идентичен как над контуром разубоживания, так и вне его. Это подтверждается также следующими статистическими расчетами. Рассмотрено изменение среднего содержания компонентов породы и мощности пласта КрII для двух групп скважин поверхностного бурения. В первую группу вошли 17 скважин, в которых пласт КрIII сложен каменной солью, а вышележащий пласт КрII имеет сильвинитовый состав. Для каждой из 17 скважин взята ближайшая скважина, где пласты КрIII и КрII представлены сильвинитом. Они составили вторую группу. Среднее расстояние между каждой парой скважин двух групп 1—2 км. Для оценки средних значений двух выборок компонента (среднего значения первой и второй группы скважин) использован метод критерия t (Митропольский, 1961). Задача статистического исследования сводилась к проверке нулевой гипотезы, состоящей в том, что две частные совокупности взяты из одной и той же генеральной совокупности. Принят 5%-ный уровень значимости, при котором $P=0,05$. Если вероятность P окажется $>0,05$, то различие между средними случайно.

Установлено, что средние значения компонентов двух групп отличаются несущественно (табл. 4). Следовательно, химический состав крас-

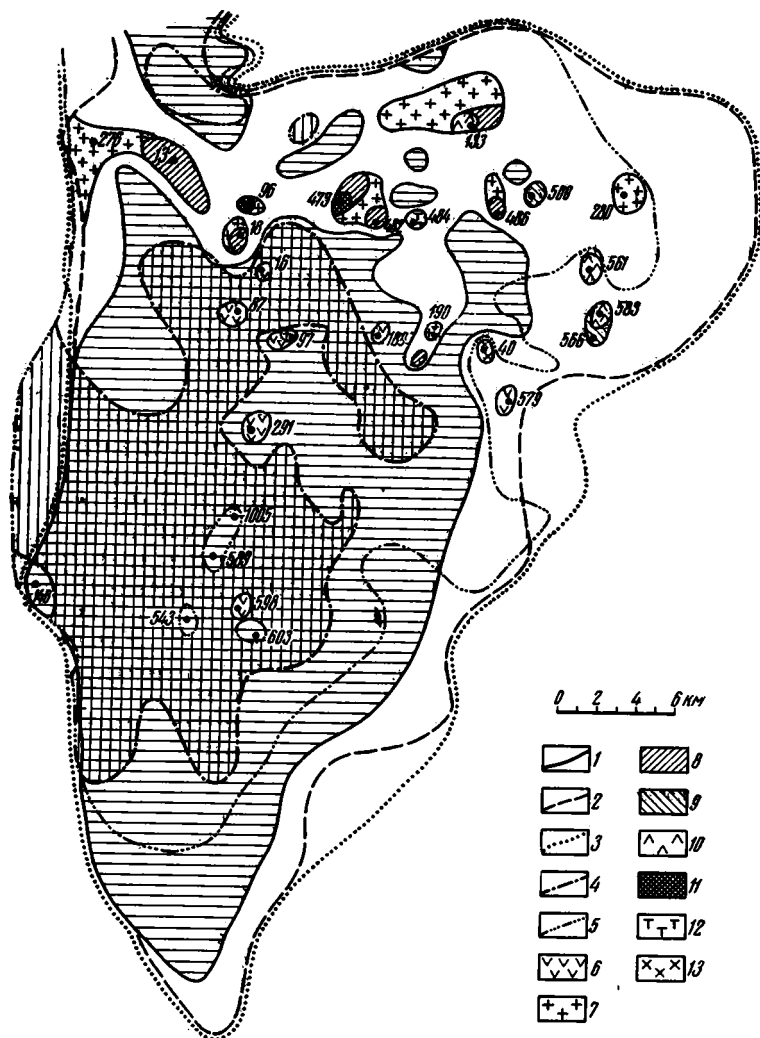
Таблица 4

Среднее содержание компонентов пласта КрII сильвинитового состава и значения вероятностей

Компоненты	Среднее содержание в сильвинитовом пласте, %		P
	над зоной разубоживания	вне зоны разубоживания	
KCl	28,44	25,84	$>0,2$
MgCl ₂	0,21	0,22	$>0,7$
NaCl	67,51	69,50	$>0,3$
Сумма	96,16	94,76	
CaSO ₄ + Н. о.	3,46	3,98	$>0,1$
Br	0,047	0,043	$>0,9$
Мощность пласта, м	4,25	4,48	$>0,8$

ного сильвинита в пласте один и тот же как над контуром зон разубоживания, так и вне его.

Пространственное распределение зон разубоживания первого вида контролируется литологическим составом породы пластов КрIII и Б. Пласт Б залегает непосредственно на пласте А. На одних участках он сложен пестрым сильвинитом, на других — карналлитовой (сильвинит-карналлитовой) породой. На плане вещественного состава вышеуказанных пластов в южной части месторождения (фиг. 5) видно, что зоны разубоживания приурочены к площади, где нижние слои КрIII (слой КрIII^a или совместно КрIII^a и КрIII^б) регионально представлены каменной солью. Другими словами, на данной площади в слоях КрIII^a и КрIII^б отлагался не сильвин, а галит. Так как формирование зон разубоживания шло от нижних пластов к верхним, то эта связь не только пространственная, но и генетическая. При формировании пластов красных сильвинитов площадь садки сильвинита закономерно увеличивалась от нижнего слоя КрIII^a вверх по разрезу и достигла максимума в пласте КрII, а площадь регионального отложения каменной соли сократилась в центре месторождения до уровня локальных участков. Вместе с тем зоны разубоживания локализованы в тех частях месторождения, где пласт Б



Фиг. 5. Распространение зон разубоживания и вещественный состав пластов Кр III и Б в южной части Верхнекамского месторождения
 1, 2, 3, 4, 5 — контуры распространения сильвинитовых слоев соответственно Кр III^а, Кр III^б, сильвинитового пласта Кр II, пласта Б карналлитового (сильвинит-карналлитового) состава, пласта Б сильвинитового состава; распространение по разрезу зон разубоживания: 6 — Кр III^а; 7 — Кр III; 8 — Кр III, Кр II; 9 — Кр III, Кр II, Кр I; 10 — Кр III, Кр II, Кр I, А; 11 — Кр III, Кр II, А, Б; 12 — от почвы Кр III^а до верхних карналлитовых пластов; 13 — Кр III, Кр I, А — каменная соль, Кр II — сильвинит; числа на схеме — номера скважин

регионально представлен пестрым сильвинитом. В контуре пласта Б карналлитового или сильвинит-карналлитового состава встречаются единичные зоны разубоживания малого размера (длиной не более 0,2 км), охватывающие по разрезу часть пласта Кр III, реже Кр III и Кр II вместе. Контур распространения пласта Б карналлитового или смешанного состава расположен внутри контура пласта Кр III, где все его слои представлены красным сильвинитом. Площади садки первого сильвинитового слоя Кр III^а и первого пласта карналлитового (сильвинит-карналлитового) состава пространственно тяготеют к осевой, наиболее погруженной части юга месторождения (Иванов, 1965). Площади регионального распространения каменной соли в слое Кр III и пестрого сильвинита в пласте Б совпадают с краевой, несколько приподнятой частью юга месторождения.

По вопросу генезиса первого вида зон разубоживания Верхнекамского месторождения существуют две противоположные точки зрения. На основе детального петрографического изучения породы зон разубоживания и характера взаимоперехода сильвинита и каменной соли В. Н. Дубинина, Я. Я. Яржемский (1953) и В. Н. Дубинина (1954) пришли к выводу о седиментационном генезисе данного явления. Формирование зон разубоживания происходило под влиянием локального изменения состава рапы подтоком менее концентрированных растворов, в основном морского происхождения. По мнению А. Е. Ходькова (1956), образование зон разубоживания (замещения) — результат замещения сильвина галитом под воздействием восходящих рассолов, насыщенных по хлористому натрию, выделяющихся при уплотнении нижележащих осадков.

Изложенный фактический материал о строении зон разубоживания первого вида (уменьшенная мощность пластов, низкая магнезиальность гидрослоя, отсутствие обогащения по хлористому калию в сильвинитовом пласте над зоной, интенсивная складчатость по краям и спокойное залегание пластов в центре зоны, большие размеры, постепенный переход от частичного разубоживания пласта к полному) и пространственная их приуроченность к площади, где в нижних слоях пласта КрIII вместо сильвинита шла садка галита, свидетельствуют о седиментационном их образовании.

Присутствие редких кристаллов молочно-белого сильвина вторичного происхождения на участках взаимоперехода красных сильвинитов и каменной соли говорит о подчиненном участии постседиментационных процессов, в частности собирательной перекристаллизации хлористого калия, при формировании современного облика зон разубоживания.

Унаследованное расположение каменной соли зон разубоживания в вертикальном разрезе и локальный характер их распространения в плане также свидетельствуют, что зоны разубоживания образовались на относительно приподнятых участках дна солеродного бассейна. Такими площадями могли быть краевые части месторождения и неровности рельефа дна в приосевой его части. То, что осадка солей шла на фоне расчлененного рельефа дна, подтверждают и угловые несогласия в подстилающей каменной соли. Вторных выработках Первого Березниковского рудника угловое несогласие наблюдается между подошвой маркирующего глинисто-ангидритового слоя и нижележащей каменной солью. Мощность глинистого слоя 1,3—1,5 м, и расположен он в 20 м ниже сильвинитового пласта КрIII. Под маркирующей глиной каменная соль собрана в пологие складки, вершины которых на глубину 0,3—1,5 м размыты. Разрыв четко фиксируется по срезу сезонных прослоев каменной соли. Для данного стратиграфического горизонта угловое несогласие установлено практически во всех горных выработках, вскрывших маркирующий глинисто-ангидритовый слой в западном и восточном крыльях Березниковского поднятия (Голубев, 1972).

Аналогичное явление зафиксировано и при проходке ствола № 3 Соликамского рудника. На 54 м ниже маркирующего глинисто-ангидритового слоя наблюдается угловое несогласие между прослоем глины мощностью 4 см и нижележащими слоями каменной соли. Мощность смытой каменной соли 0,4 м. Наличие угловых несогласий свидетельствует не только о расчлененности рельефа дна, но и указывает на незначительную глубину солеродного бассейна.

На основе изложенного выше можно следующим образом объяснить происхождение зон разубоживания, распространяющихся по разрезу непосредственно от подстилающей каменной соли. Формирование нижних калиеносных прослоев (слой КрIII*) происходило в относительно пониженных, интенсивно опускавшихся участках дна солеродного бассейна. Здесь в первую очередь скапливались тяжелые обогащенные калием

межкристалльные рассолы (Фивег, 1955). В пределах положительных структур дна, которыми являлись краевые части бассейна и пологие поднятия в центре водоема, межкристалльные рассолы имели еще галитовый состав.

Режим наддонной рапы был крайне неустойчивым. Незначительные колебания ее концентрации смещали солевое равновесие $KCl:NaCl$ в сторону кристаллизации сильвина или галита. Поэтому в калиеносном разрезе слоя $KpII^*$ из 17 годовых пачек только 9 представлены сильвинитом.

Прогрессирующее осолонение рапы водоема сопровождалось многочисленными периодами ее опреснения. Практически ежегодно, но в небольшом количестве, в бассейн поступали воды поверхностного стока с уральской суши (Уразов, 1932). При движении по склонам котловины воды выщелачивали ранее отложившуюся каменную соль галитовой оторочки месторождения и превращались в слабоминерализованные по хлористому натрию растворы. В водоеме они растекались по поверхности более плотной маточной рапы и смешивались первоначально с верхними ее горизонтами, а впоследствии в какой-то мере и нижними слоями. При этом солевое соотношение $KCl:NaCl$ рапы уменьшалось. На фоне расчлененного рельефа дна бассейна один и тот же объем растворов поверхностного стока перемешивался с разными объемами маточной рапы. Это приводило к большому опреснению ее над приподнятыми участками по сравнению с пониженными, а ежегодное поступление слабоминерализованных растворов обусловило устойчивость данного режима.

В итоге на мелководной площади наддонная рапа достигала насыщения только по хлористому натрию. В ходе галогенеза рапа водоема все более и более обогащалась хлористым калием (Уразов, 1932). Объемы поступавших опресняющих вод ежегодно оставались примерно одинаковы. Поэтому интенсивность неравномерного рассолонения рапы над положительными и отрицательными структурами дна прогрессирующе уменьшалось. Происходило своеобразное «затапливание» склонов мелководных участков рассолами, насыщенными хлористым калием. Этим объясняется уменьшение площадей распространения каменной соли зон разубоживания в вертикальном разрезе.

Кроме вод с Уральского континента в солеродный бассейн с большими перерывами между отдельными подтоками поступали метаморфизованные растворы морского происхождения, насыщенные в основном хлористым натрием (Уразов, 1932). Вторжение значительных объемов опресняющих растворов приводило к длительному (на несколько десятков лет) рассолонению маточной рапы на всей площади акватории и вызывало перерыв в садке калийных солей. Из рассолоненной рапы отлагался галит межпластовой каменной соли. Вследствие идентичности условий кристаллизации галита с поверхности водоема мощности межпластовой соли на сопредельных площадях оказались равными. Слои межпластовой соли облекали неровности дна, что и обусловило унаследованный характер рельефа локальных структур во времени. При формировании разубоженных участков в сильвинитовых пластах морские растворы играли подчиненную роль по сравнению с водами поверхностного стока. На это указывает такой факт: режим опреснения часто сохранялся в течение 30—40 лет (количество годовых пачек в калиеносных пластах) на ограниченной площади 200×50 м. Такие размеры имеют некоторые зоны разубоживания первого вида по горизонту пласта $KpII$. В мелководном солеродном бассейне мало вероятно сохранение локального участка рассолоненной рапы в течение столь длительного срока, вызванного фактическим ее опреснением.

Сопоставление строения годовых пачек калиеносных пластов и их галитовых аналогов показывает, что в основном они отличаются строением

ем сильвинитового прослоя при идентичности состава и сложения выше- и нижерасположенных сезонных прослоев. Кристаллизация сильвина при понижении температуры рассолов (Уразов, 1932; Валяшко, 1962) указывает на то, что в холодный период условия осадконакопления на разных площадях были неодинаковы. Последнее объясняется различной концентрацией наддонной рапы над приподнятыми и пониженными участками. В понижениях из насыщенных по хлориду калия рассолов кристаллизовался сильвин с некоторой примесью зернистого галита. В мелководных частях бассейна рапа не достигала насыщения по хлористому калию и сильвин не отлагался. В небольшом количестве осаждался только зернистый галит как составная часть полиминерального сильвинитового прослоя. Реже в зимний период соляной осадок совсем не образовывался. Если в некоторые годы сильвин все же кристаллизовался, то в данных условиях, где межкристальная рапа оставалась насыщенной только по хлористому натрию, он растворялся (Валяшко, 1962). При этом могло происходить высаливание галита.

Обобщая вышеизложенное, отметим, что в пластах красных сильвинитов Верхнекамского месторождения имеются два вида зон разубоживания. Зоны первого вида характеризуются значительными размерами и имеют седиментационное происхождение. Они сформировались в пределах приподнятых структур дна солеродного бассейна в результате неравномерного опреснения концентрированной рапы слабоминерализованными растворами в основном поверхностного стока. Зоны разубоживания второго вида приурочены к интенсивно дислоцированным участкам калийных пластов и образовались под влиянием постседиментационных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд-во Моск. ун-та, 1962.
- Голубев Б. М. О несогласованном залегании пород внутри соляной толщи Верхнекамского месторождения.— Тр. ВНИИГ, Л., 1972, вып. 56.
- Дубинина В. Н., Яржемский Я. Я. К вопросу о фациальных переходах в соляной толще Верхнекамского месторождения.— Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 6.
- Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения.— Тр. ВНИИГ, Л., 1954, вып. 29.
- Иванов А. А. Опыт сравнительной характеристики разреза сильвинитовой зоны в пределах разведанной части Верхнекамского месторождения.— Калий, 1933, № 1.
- Иванов А. А. Пермские соленосные бассейны Печеро-Камского Предуралья. Новосибирск, «Наука», 1965.
- Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961.
- Уразов Г. Г. О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения.— Тр. Глав. геол. развед. упр. М., 1932, вып. 43.
- Фивег М. П. О годовом цикле седиментации каменной соли Верхнекамского месторождения.— Докл. АН СССР, 1948, т. 61, № 6.
- Фивег М. П. Об условиях формирования Верхнекамской соленосной серии.— Тр. ВНИИГ, Л., 1955, вып. 30.
- Ходьков А. Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении.— Тр. ВНИИГ, Л., 1956, вып. 32.

Всесоюзный н.-и.
и проектный институт галургии
Березники

Дата поступления
19.XI.1971

УДК 551.491.82 : 552.14

ПРОБЛЕМА РАДИОГЕННОЙ МЕТАМОРФИЗАЦИИ ПРИРОДНЫХ ВОД И ГОРНЫХ ПОРОД

И. Ф. ВОВК

Рассмотрены возможные изменения химического, газового и биологического составов природных вод и горных пород под воздействием ионизирующих излучений, источники которых — естественные и искусственные радиоактивные изотопы и космические лучи, как одна из проблем радиогеологии. Затронуты вопросы метаморфизации химического и газового составов подземных вод и эпигенетических преобразований горных пород за счет радиолиза подземных вод.

Проблема радиогенной метаморфизации природных вод и горных пород относится к числу основных проблем радиогеологии, которую В. И. Вернадский, выступая на 17-й сессии Международного геологического конгресса в 1937 г., определял следующим образом: радиогеология изучает ход радиоактивных процессов на нашей планете, их отражение и проявление в геологических явлениях (Вернадский, 1954).

Под радиогенной метаморфизацией природных вод и горных пород мы понимаем изменение их структуры, химического, газового и биологического составов под воздействием ионизирующих излучений, источники которых — естественные и искусственные радиоактивные изотопы и космические лучи.

Цель настоящей статьи — раскрыть понятие радиогенной метаморфизации природных вод и горных пород и обратить внимание на важную роль естественных и искусственных радиоактивных излучений в формировании их состава, в частности на то, что более глубокое ознакомление с этой проблемой в ряде случаев приводит к неожиданным выводам, требующим пересмотра некоторых существующих гидрохимических и геохимических представлений.

Радиоактивные изотопы и космические лучи оказывают на природные объекты физическое и химическое воздействие, которое заключается в ионизации среды и ядерных превращениях, вследствие чего происходят разнообразные химические реакции и другие процессы.

Хорошо известно, что некоторые минералы, содержащие радиоактивные элементы, со временем под действием излучения приобретают свойства аморфных тел (явление метамиктизации). Ядерные превращения являются источником He и Ag в земной коре. Кроме того, они приводят к изменению реакционной емкости начальных и конечных продуктов распада. Для изотопов химических элементов, расположенных в начале периодической таблицы и подверженных β -распаду (K^{40} , Rb^{87} и др.), реакционная емкость продуктов распада почти вдвое больше, а для изотопов химических элементов, расположенных в конце ее (Th^{232} , U^{235} , U^{238}) и подверженных α -распаду, примерно вдвое меньше реакционной емкости исходных продуктов ядерных реакций. В первом случае это приводит к преобладанию восстановительного действия конечных продуктов

распада, которое может проявляться, например, в разложении воды освобождающимися атомами металлов (Ca^{40} , Sr^{87} и др.) с образованием свободного водорода; во втором — к преобладанию окислительного действия, что подтверждается более высоким соотношением UO_3/UO_2 в более древних урановых минералах.

По существу этим и ограничиваются традиционные представления о радиогенной метаморфизации подземных вод и горных пород. Совершенно упускается из виду, что облучение воды, пропитывающей породы земной коры, приводит к ее радиолизу с образованием наряду со свободным водородом и кислородом целого набора высокореакционных радикальных и молекулярных продуктов, проявляющихся в зависимости от среды как сильные окислители или сильные восстановители.

Разложение воды на водород и кислород радиоактивными излучениями было замечено сразу же после открытия радиоактивности и детально исследовано большим количеством экспериментов в последующие, особенно послевоенные годы (Аллен, 1963).

Базируясь на предположении Н. Д. Зелинского о радиолизе подземных вод как источнике водорода в процессах гидрогенизации органического вещества в земной коре, В. А. Соколов (1948) выполнил ориентировочные расчеты, показавшие, что количество водорода, образующегося в осадочных породах в результате разложения воды α -частицами, может быть весьма значительным, исчисляющимся за миллионы лет десятками тысяч тонн на 1 км^3 водонасыщенной породы.

Действительно, нетрудно показать (Вовк, 1970, 1973), что при кларковом содержании радиоактивных элементов в глинистых горных породах поглощенная доза выражается величиной примерно $2t \text{ рад}$, где t — время, лет. За период, начиная с девона ($3 \cdot 10^8$ лет), поглощенная доза радиации в подземных водах составляет $6 \cdot 10^8 \text{ рад}$ или $3,7 \cdot 10^2 \text{ эв/л}$ ($1 \text{ рад} = 6,24 \cdot 10^{13} \text{ эв/г}$). При среднем значении радиационного выхода разложения воды 5 молекул на 100 эв (Пикаев, 1965) за указанный период радиоактивными излучениями может быть разложено более 50 г/л подземной воды. Таким образом, налицо исключительно мощный источник водорода и кислорода в земной коре.

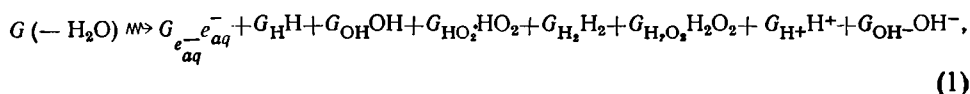
Присутствие водорода в тех или иных количествах в подземных водах и природных газах Земли общеизвестно. Имеется много данных также по содержанию в них свободного кислорода, причем нередко он встречается в таких количествах (до нескольких десятков и сотен $\text{см}^3/\text{л}$) и на таких глубинах (2000—5000 м), что объяснить его присутствие там проникновением атмосферного кислорода невозможно. Материалы по гелиеисотопности природных газов мира (Якуцени, 1968) указывают на наличие парагенетической связи между кислородом и гелием, радиационное происхождение которого несомненно. Наблюдается тесная корреляционная связь между содержанием кислорода в пробах газа и радиоактивностью подземных вод (Гуцало, 1971). Все это убедительно говорит о важной роли радиолиза подземных вод в продуцировании этих газов в земной коре.

В отличие от водорода, выделяющегося в свободном виде, кислород при радиолизе воды выделяется в виде высокореакционных соединений (OH , H_2O_2 , HO_2), которые выполняют его окислительные функции, и, лишь реагируя между собой, дают небольшой выход свободного кислорода. При наличии свободного объема (зона аэрации, газовая залежь) выделяется гремучий газ.

Исходя из экспериментальных данных в радиационно-химическом выходе водорода при радиолизе воды и расчетных значений поглощенных доз естественных радиоактивных излучений в главных типах пород земной коры, нами подсчитано (Вовк, 1973) количество водорода, образовавшегося за счет разложения воды в земной коре. Общая масса водорода, образовавшегося путем радиолиза подземных вод за время $t =$

$=4 \cdot 10^9$ лет, для которого имеются доказательства о существовании гидросферы, составляет $2,44 \cdot 10^{15}$ т. Эквивалентные количества выделившегося при разложении воды кислорода и разложившейся воды равны соответственно $19,52 \cdot 10^{15}$ и $21,96 \cdot 10^{15}$ т. Указанное количество водорода по массе равно общей массе биосферы, составляющей $2,5 \cdot 10^{15}$ т (Григорьев, 1971), а выделившийся при радиолизе воды кислород почти в 20 раз превышает его современное содержание в атмосфере (примерно $1 \cdot 10^{15}$ т), что свидетельствует о большой роли этого источника кислорода в окислительных процессах, протекающих в земной коре.

Радиолиз воды оказался гораздо более сложным явлением, чем простое разложение на водород и кислород. По современным представлениям (Пикаев, 1969), его можно представить в следующем виде:



где $G(-H_2O)$ — выход разложения воды, молекул/100 эв, $G_{e_{aq}^-}$, G_H и т. д. — выходы соответствующих продуктов радиолиза воды (гидратированного электрона, атомарного водорода и т. д.) на 100 эв.

Появление в водных растворах под действием радиации радикалов H и OH и молекулярных продуктов H_2 и H_2O_2 вызывает изменение кислотно-щелочных свойств и окислительно-восстановительного потенциала среды. Радиоактивные излучения оказывают существенное влияние на протекание процессов растворения, катализа, изотопного обмена и адсорбции из водных растворов (Верещинский, Пикаев, 1963).

Рассмотрим кратко некоторые свойства и реакции продуктов радиолиза воды с растворенными веществами, имеющие, на наш взгляд, наиболее важное значение для более глубокого понимания геохимии природных процессов в земной коре.

Гидратированный электрон и атомарный водород — весьма эффективные восстановители. Атомарный водород уже при комнатной температуре гидрогенизирует жирные органические кислоты и углеводороды, соединяется с азотом, фосфором, мышьяком, серой, выделяет медь, серебро, свинец и другие металлы из солей. Гидратированный электрон обладает еще более сильными восстановительными свойствами. Это — самый мощный из известных восстановителей в природе. В нейтральных и щелочных растворах он эффективно восстанавливает металлы по реакции



С меньшей скоростью он переводит гидрокарбонаты в карбонаты по реакции



Радикалы OH , HO_2 и перекись водорода H_2O_2 обычно проявляют сильные окислительные свойства, легко переводят, например, закисные формы железа и других элементов в окисные, окисляют органические вещества, ионы галогенов и др.

Гидрокарбонаты кальция, натрия и аммония в водных растворах под действием излучения восстанавливаются до щавелевой кислоты по такому предполагаемому механизму:



Радикал CO_2^- легко образуется также по реакции



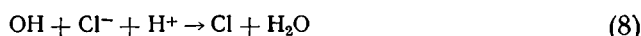
Возможность преобразования гидрокарбонатов в оксалаты по реакции (5) в природных условиях подтверждается тем, что на урановых месторождениях в парагенезисе с кальцитом встречается минерал вевелит (CaC_2O_4) (Соколова и др., 1971).

Облучение карбоновых кислот и их водных растворов приводит к разложению их с образованием широкого набора продуктов, главными из которых являются CO_2 и H_2 . Доказательства участия радиоактивных излучений в преобразовании органического вещества в геологических условиях приведены в книге «Действие радиации на органические материалы» (1965).

Сульфаты довольно устойчивы к действию облучения. В разбавленных и умеренно концентрированных растворах H_2SO_4 наблюдалось образование надсерных кислот (H_2SO_5 и $\text{H}_2\text{S}_2\text{O}_8$), и единственным продуктом восстановления был водород.

Нитраты при радиоллизе их водных растворов в качестве главного продукта дают нитрит; кроме того, в зависимости от условий образуются H_2 , O_2 , H_2O_2 , N_2 , NO , NO_2 . При облучении водных растворов нитритов происходит образование нитратов и H_2 , а также NO и NO_2 (Аллен, 1963).

Ионы галогенов вступают в быстрые реакции с гидроксил-радикалами (Спинкс, Вудс, 1967).



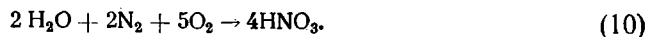
Эти реакции протекают быстрее, чем реакции радикалов OH с органическими веществами, поэтому при наличии в системе органики будут протекать реакции взаимодействия ее с атомами хлора с образованием хлорорганических соединений.

Выделение газообразного хлора при облучении водных растворов хлоридов с концентрацией более 3 моль/л подтверждено экспериментально (Брусенцева, Долин, 1958).

Очень важными реакциями в зоне контакта подземных вод с нефтяными и газовыми месторождениями являются реакции радиационно-химического преобразования N_2 , CO , CO_2 , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} и других углеводородов. Отличительная их черта — преобладание окисления над всеми другими процессами, инициируемыми α -излучением, поскольку выделяющийся при радиоллизе подземных вод молекулярный водород инертен в реакционном отношении. Он имеет низкую молекулярную тормозную способность, и на его долю приходится лишь небольшая часть ионизации. Потому он не всегда вступает в химические реакции и под действием облучения, значительно уступая в этом выделяющимся вместе с ним кислороду и хлору.

При облучении даже атмосферного воздуха образуется обширный набор продуктов реакции. Наряду с окислами азота в нем в небольших количествах образуются аммиак, окись углерода, углеводороды, формальдегид, дициан, синильная кислота, гидроксил-амин и другие вещества. Многие из них обнаружены в природе в атмосферном воздухе и атмосферных осадках.

При исследовании радиационно-химического взаимодействия N_2 и O_2 во влажном воздухе было обнаружено, что в нем образуется HNO_3 по реакции



Вполне естественно допустить, что именно по этому механизму под воздействием космических и солнечных лучей образуются нитраты, присутствующие в атмосферной воде.

В недрах Земли, по-видимому, более распространенной должна быть реакция



Ее принципиальная возможность была показана Линдом и Бардвеллом, вычислившими, что при обычной температуре равновесие этой реакции под действием α -лучей достигается в смеси, содержащей 9,09 об. % NH_3 . Позже было экспериментально найдено, что при 24° С равновесие устанавливается в смеси, содержащей 4,7 об. % NH_3 (Линд, 1965).

М. Т. Дмитриев и С. Я. Пшежецкий (1964) установили, что растворенный в воде азот под влиянием ионизирующих излучений образует нитрат, нитрит и аммиак. После облучения получаются химически активные растворы. С увеличением интенсивности или продолжительности облучения в нитрат аммония переходит весь растворенный в воде азот. Эта реакция исследуется с целью практического применения для непосредственного получения азотных удобрений в орошаемой воде путем ионизирующего воздействия на нее радиоактивных излучений (Дмитриев, 1970). С этих позиций видно, что объяснение наличия нитратов, нитритов и аммиака в природных водах лишь их загрязнением, как это делается в гидрохимии, не всегда обосновано, так как в природе закономерными должно быть радиационно-химическое происхождение их фоновых содержаний, а загрязнение дает лишь очаги. Вероятно, это также одна из причин того, что в глубинных водах, где поглощенная доза радиации возрастает, содержание связанного азота, в частности NH_4^+ , бывает довольно высоким.

Окисление CH_4 под действием α -излучения протекает до полного окисления метана в воду и углекислый газ, причем глубокое окисление происходит даже при большом недостатке O_2 по реакции



Окисление этана протекает в стехиометрической смеси аналогично окислению метана до H_2O и CO_2 . В отличие от этого при окислении пропана и бутана в продуктах реакции кроме воды получены другие жидкие соединения, свидетельствующие о неполном окислении исходных продуктов.

По появлению капель жидкости, которые превращались затем в белое воскообразное вещество (вероятно, полимер формальдегида), в экспериментах по облучению смеси CH_4 и CO_2 было установлено, что под действием ионизирующих излучений происходит прямое присоединение CO_2 к метану. Этот синтез очень интересен, так как он позволяет сочетать наиболее окисленное и восстановленное соединение углерода и, по-видимому, имеет место в природе.

Взаимодействие водорода с ненасыщенными углеводородами под действием излучения приводит к их гидрированию. Радиационно-химические реакции водорода и двуокиси углерода дают воду и белое твердое воскообразное вещество, нерастворимое в воде, по реакции



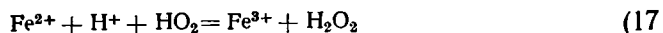
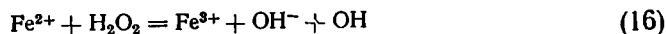
Радиационно-химическое хлорирование углеводородов и других органических и неорганических веществ может приводить к образованию в земной коре таких соединений, как PH_4Cl , CH_3Cl , NOCl , CCl_2O , SiCl_4 , CCl_4 и др. Синтез этих соединений под действием излучений протекает очень эффективно. Иногда, как в случае образования фосгена по реакции (14), он носит цепной характер с исключительно большими выходами (вплоть до 250 000 молекул на 100 эв) (Линд, 1965):



В результате радиационно-химического связывания и улетучивания хлора на контакте подземных вод с углеводородными залежами может изменяться показатель метаморфизации подземных вод ($r\text{Na}/r\text{Cl}$), что недоучитывается гидрогеологами.

Радиоактивные излучения оказывают большое влияние на формы нахождения элементов в природных водах и являются важным фактором их миграции в земной коре.

Хорошо известно (Аллен, 1963; Пикаев, 1965), что в сернокислых водных растворах под влиянием излучения происходит окисление железа по реакциям:



Если в систему добавить какие-либо активные органические вещества и сульфат меди, то наблюдается обратный процесс: даже в присутствии кислорода воздуха происходит восстановление Fe^{3+} , так как под действием облучения ионы Cu^+ быстро реагируют с трехвалентным железом:



Аналогично протекают многочисленные другие окислительно-восстановительные реакции в водных растворах и суспензиях. Многие из них в последнее время усиленно изучаются с целью практического применения в технологических процессах для получения чистых веществ, выделения элементов в свободном виде, извлечение металлов из руд и концентратов и т. п. Полученные результаты, безусловно, представляют интерес для анализа гидрогеохимических процессов.

При действии излучения на золи Fe_2O_3 решающее значение имеют процессы восстановления железа на поверхности частиц и переход двухвалентного железа в водный раствор, следствием чего является коагуляция золя. При дозе излучения $6,2 \cdot 10^{19}$ эв/см³ (10^8 рад) концентрация Fe^{2+} в растворе оказалась равной $4,95 \cdot 10^{-3}$ г-экв/л (исходная концентрация золя Fe_2O_3 —0,31 г/л) (Нанобашвили, Бах, 1955).

В наших опытах по облучению диспергированных порообразующих минералов (кварца, микроклина, лабрадорита, олигоклаза, флогопита, мусковита и др.) с дозой гамма-радиации 10^8 рад выход железа из минералов в воду составлял до 16,2 мг/л при навеске минералов 10 г на 15 мл воды, в то время как в контрольных (необлученных) пробах содержание железа в воде было ниже чувствительности его определения (0,2 мг/л).

Под действием рентгеновского излучения на золи Cr_2O_3 с возрастанием дозы от 0 до $1,08 \cdot 10^{19}$ эв/см³ концентрация в водном растворе увеличилась от 0 до $3,2 \cdot 10^{-4}$ г-экв/л (Нанобашвили, Бах, 1955). В других условиях наблюдалось восстановление Cr^{6+} до Cr^{3+} (Веселовский и др., 1958).

Золи и высшие окислы марганца, ванадия, олова и церия восстанавливаются под действием излучения до низших окислов, а окись титана дает перекисные соединения.

При облучении золя CdS концентрацией 300 мг/л дозой порядка $5 \cdot 10^{19}$ эв/мл он полностью перешел в истинный раствор в результате превращения его в легкорастворимый CdSO_4 (Радиолиз сернистых соединений, 1967). При этом величина pH понизилась примерно от 6 до 4.

Аналогично ведут себя под облучением водные золи других сульфидов (Ag_2S , NiS , Au_2S , Na_2S , In_2S_3 , CoS , HgS , Ti_2S). Предполагается, что радиационное окисление сульфидов может найти практическое применение для извлечения рассеянных и редких элементов из сульфидных руд. Оно, несомненно, играет важную роль в природе в процессах мобилизации и выноса рудных компонентов из горных пород.

Предпринята попытка использовать радиационное окисление водных растворов сернистых соединений для удаления серы из сернистых нефтей и сырого бензола. Во фракциях сырого бензола Руставского металлургического комбината, облученных совместно с водой частицами высоких энергий, процент серы снизился с 1,0 до 0,05 при дозе $2,4 \cdot 10^{19}$ эв/мл; при поглощении же $2,4 \cdot 10^{20}$ эв/мл сера была удалена полностью (Радиолиз сернистых соединений, 1967).

Полученные данные по ртути (Размадзе, Нанобашвили, 1965) показывают, что радиационно-химическое восстановление ртути в водных растворах ее солей происходит во всех средах: воздушной, азотной и водородной. В диапазоне поглощенных доз от 0 до $12,95 \cdot 10^{19}$ эв/л имеет место линейное уменьшение концентрации ионов двухвалентной ртути и соответствующее увеличение ионов одновалентной ртути. Значения рН уменьшаются во всех средах для всех исследованных солей ($\text{Hg}(\text{NO}_3)_2$, $\text{Hg}(\text{CH}_3\text{COO})_2$, HgCl_2).

Приведенные примеры показывают, что действие излучения на водные растворы и суспензии соединений элементов с переменной валентностью, находящихся в высших степенях окисления, приводят к их восстановлению, а элементов, находящихся в низших степенях окисления — к окислению, что способствует переходам и миграции химических элементов в системе порода — вода.

Б. И. Лосев и др. (1958) изучали действие γ -излучения Co^{60} на угли в водной среде и среде четыреххлористого углерода с целью растворения и извлечения германия. При дозе облучения 10^8 рад в водной среде выход германия составил до 50% от первоначального его содержания в угле. В практике извлечения редких и рассеянных элементов из минералов полиметаллических руд и угля важен метод хлорирования. В рассматриваемой работе это явление было использовано для извлечения германия из углей в четыреххлористом водороде (источнике атомарного хлора). При интегральной дозе 10^8 рад весь содержащийся в буром угле германий перешел в жидкую фазу. Этот эксперимент открывает еще одно возможное следствие радиолиза подземных вод с высоким содержанием хлоридов, при котором выделяется свободный хлор: перевод микроэлементов из адсорбированного состояния вторных породах в подземные воды. В частности, он указывает путь к выяснению механизма накопления радия в высокоминерализованных хлоридных водах.

Мобилизация и перевод химических элементов из твердой фазы в жидкую под воздействием излучения усиливаются не только в результате окислительно-восстановительных реакций, но и за счет воздействия радиоактивных излучений на кристаллическую решетку минералов (образования различного рода дефектов структуры минералов), интенсификации обменных и других процессов. В выполненных нами экспериментах (Вовк, 1972) по облучению водных суспензий главных породобразующих минералов дозой гамма-лучей $1 \cdot 10^8$ рад переход К, Na, Ca, Mg и Si из твердой фазы в растворенное состояние в облученных пробах был в среднем в 5—7 раз выше, чем в необлученных. При этом по способности переходить из минералов в воду под воздействием излучения исследованные элементы располагаются в следующий ряд: $\text{Fe} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{K} > \text{Si}$.

Очевидно, эти и другие металлы должны накапливаться в подземных водах с глубиной по мере снижения темпов водообмена и увеличения поглощенной дозы.

Действие радиоактивных излучений на системы подземные воды — горные породы значительно усиливается вследствие каталитического воздействия на них веществ горных пород и миграции энергии, поглощенной в твердом теле, по межатомным связям кристаллической решетки к поверхности раздела фаз. Выполненные в последние годы экспериментальные исследования показали, что за счет этих процессов воздействие радиоактивных излучений на вещества, находящиеся в адсорбированном состоянии на поверхности твердого тела, значительно возрастает. Примечательно, что при гетерогенном радиолизе за счет передачи энергии от твердого тела могут протекать реакции, которые термодинамически являются запрещенными (Жаброва, 1965).

Несомненно также, что естественные радиоактивные излучения оказывают бактерицидное действие на микробиологический состав природных вод. Опыты показали (Шамб и др., 1958), что при концентрациях перекиси водорода порядка 0,001—0,1% при комнатной температуре она угнетает рост микроорганизмов, а в концентрации выше 0,1% убивает их. Перекись водорода по химическому действию эквивалентна двум радикалам OH , но последние значительно превосходят ее своей активностью, особенно в отношении органических веществ. Предполагается, что гибель живых организмов при действии на них радиоактивных лучей вызывается разрушением живых клеток радикалами OH , которые образуются за счет радиолиза содержащейся в организмах и окружающей их воды.

А. А. Филиппова (1970) указывает, что в итоге длительных наблюдений за содержанием микрофлоры и солей урана в подземных водах Оренбургской и Северо-Казахстанской областей установлена корреляционная зависимость между интенсивностью развития углеводородокисляющих бактерий и содержанием солей урана: увеличение концентрации урана сопровождалось меньшей интенсивностью развития микрофлоры и наоборот. Результаты экспериментальных исследований, выполненных на образцах пород с различной естественной радиоактивностью, изложенные в этой работе, убедительно свидетельствуют об ингибирующем действии повышенной радиоактивности пород на углеводородокисляющие бактерии. Весьма чувствительны к действию радиоактивных излучений также кишечные палочки и многие другие виды бактерий.

Учитывая тесную взаимосвязь процессов формирования химического состава подземных вод и эпитгенетического изменения горных пород, естественно допустить, что радиолиз воды в недрах Земли может обуславливать разнообразные преобразования горных пород типа лимонитизации, хлоритизации, каолинизации, полимеризацию и окисление органики и др.

Как известно (Мелков, Пухальский, 1957) характерный поисковый признак для урановых месторождений — околорудные изменения вмещающих пород, проявляющиеся в их окраске. Наиболее характерно покраснение боковых пород близ ураноносных тел, обусловленное их гематитизацией. В других случаях урановые месторождения окаймляются сероцветными и обеленными зонами (явления серицитизации, каолинизации, аргиллитизации, хлоритизации, флюоритизации, алуинитизации, окремнения и др.). Например, на месторождении Амброзия Лейк в США, где урановое оруденение тесно связано с твердым битумом, который состоит из гуминовых кислот, чрезвычайно характерно обеление тех участков, где залегает урановая руда, представленная единственным минералом — коффинитом, на остальных участках песчаник красный (Zitting et al., 1957).

По нашему мнению, околорудные изменения боковых пород на месторождениях радиоактивных руд нередко являются вторичными, вызванными воздействием ионизирующих излучений радиоактивных эле-

ментов на породы и циркулирующие в них воды. Образовавшись однажды в пределах того или иного геохимического барьера, месторождения радиоактивных руд сами становятся вторичными геохимическими барьерами. Аналогичный подход правомерен и к участкам захоронения радиоактивных отходов (Вовк, 1970₂).

В глубоко погруженных частях артезианских бассейнов распад естественных радиоактивных изотопов, несомненно, играет заметную роль в геохимической эволюции подземных вод, в особенности поровых растворов и горных пород.

Таким образом, радиогенная метаморфизация природных вод и горных пород — одна из важных проблем гидрогеохимии и литологии, заслуживающая внимательного изучения. Основные направления исследований — теоретический анализ воздействия ионизирующих излучений на системы природных вод и заключающих их образований, экспериментальные исследования путем облучения природных вод в сочетании с горными породами, режимные гидрогеохимические наблюдения на участках захоронения радиоактивных отходов, анализ фактического материала по химическому составу природных вод и вмещающих горных пород, исходя из радиационно-химических позиций. Они определяются требованиями современного этапа развития радиогидрогеологии на базе достижений науки после выхода в свет обобщающей работы А. Н. Токарева и А. В. Щербакова (1956).

ЛИТЕРАТУРА

- Аллен А. О. Радиационная химия воды и водных растворов. М., Атомиздат, 1963.
- Брусенцева С. А., Долин П. И. Влияние концентрации КВ и КС на выход молекулярных продуктов радиолиза в водных растворах. — В кн.: Тр. I Всес. совещания по радиационной химии. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Верещинский И. В., Пикаев А. К. Введение в радиационную химию. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Веселовский В. И., Залкинд Ц. И., Миллер Н. Б., Аладжапова Н. А. Исследование механизма и кинетики окислительно-восстановительных реакций в водных растворах под действием радиоактивных излучений. — В кн.: Сборник работ по радиационной химии. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Вовк И. Ф. Способ определения поглощенной дозы естественных радиоактивных излучений в подземных водах. — Доповіді АН УРСР, 1970₁, № 10, сер. Б.
- Вовк И. Ф. Некоторые физико-химические аспекты взаимодействия радиоактивных отходов промышленности и природных вод. — В сб.: Охрана подземных вод Украинской ССР от загрязнения и истощения, вып. 5. Киев, «Наукова думка», 1970₂.
- Вовк И. Ф. Вынос химических элементов из породообразующих минералов и горных пород под воздействием радиоактивных излучений. — Доповіді АН УРСР, 1972, № 4, сер. Б.
- Вовк И. Ф. Радиолит подземных вод как источник водорода и кислорода в земной коре. — Доповіді АН УРСР, 1973, № 1, сер. Б.
- Григорьев С. М. Роль воды в образовании земной коры. М., «Недра», 1971.
- Гуцало Л. К. Радиолит воды как источник свободного кислорода в подземной гидросфере. — Геохимия, 1971, № 12.
- Действие радиации на органические материалы. М., Атомиздат, 1965.
- Дмитриев М. Т. Практические аспекты радиационной химии воздуха. — Изотопы в СССР, 1970, № 17.
- Дмитриев М. Т., Пшежецкий С. Я. Реакции растворенного в воде азота под действием ионизирующих излучений. — Атомная энергия, 1964, № 8.
- Жаброва Г. М. О передаче энергии поглощающим твердым телом. — В сб.: Элементарные процессы в химии высоких энергий. М., «Наука», 1965.
- Линд С. Радиационно-химические процессы в газах. М., Атомиздат, 1965.
- Лосев Б. И., Тростянская М. А., Былына Э. А. Действие γ -излучения на угли в водной среде и среде четыреххлористого углерода. — Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 2.
- Мелков В. Г., Пухальский Л. И. Поиски месторождений урана. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Наюбашвили Е. М., Бах Н. А. Действие рентгеновского излучения на стабильность зольей оксидов металлов. — В кн.: Сборник работ по радиационной химии. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Пикаев А. К. Импульсный радиолит воды и водных растворов. М., «Наука», 1965.

- Пикаев А. К. Сольватированный электрон в радиационной химии. М., «Наука», 1969.
- Радиолиз сернистых соединений, ч. I. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1967.
- Размадзе Н. А., Нанобашвили Е. М. Радиационно-химические превращения в водных растворах солей ртути.— В сб.: Исследования в области электрохимии и радиационной химии. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1965.
- Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. М.— Л., Гостоптехиздат, 1948.
- Соколова Н. Т., Моторина З. М., Кремнева М. А. Органическое вещество в процессе околожильного гидротермального метасоматоза (Тез. докл. Межд. геохим. конгр.), М., ГЕОХИ, 1971.
- Спинкс Дж., Вудс Р. Введение в радиационную химию. М., Атомиздат, 1967.
- Токарев А. Н., Щербаков А. В. Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Филиппова А. А. Изучение влияния естественной гамма-активности на жизнедеятельность углеводородокисляющих бактерий в связи с формированием геохимических аномалий.— В сб.: Новые методы и аппаратура ядерной геофизики и геохимии. М., ОНТИ, 1970.
- Шамб У., Сеттерфилд Ч., Вентворс Р. Перекись водорода. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Якуцени В. П. Геология гелия. М., «Недра», 1968.
- Zitting R. T., Masters J. A., Groth F. A., Webb N. D. Geology of the Amorsia Lake Area Uranium Deposits. McKinley County, New Mexico. Mines Magazine, 1957, v. 47, No. 3.

Институт геологических наук
АН УССР
Киев

Дата поступления
5.1.1973

УДК 553.1 : 53 : 552.51

О СВЯЗИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ИХ ГРАНУЛОМЕТРИЕЙ

Б. М. ОСОВЕЦКИЙ

На примере современных аллювиальных и терригенных верхнепермских и юрских отложений рассматривается зависимость минерального состава тяжелой фракции от granulометрии. С этой целью использованы минералогические анализы по пяти размерным фракциям. Установлена корреляционная связь содержания отдельных минералов в определенных granulометрических фракциях со средним размером зерен аллювиальных осадков. Существующая тесная зависимость минерального состава терригенных пород от их granulометрии может быть использована при корреляции немых толщ, установлении направления переноса обломочного материала, поисках первоисточников отдельных минералов и т. д.

Обширные сведения накоплены по вопросу об изменении содержания тяжелых минералов терригенных пород по размерным фракциям (Russell, 1936; Рухин, 1947; Калинин, 1948; Логвиненко, 1948; Страхов и др., 1954; Сидоренко, 1955; Шванов, 1964; Лазаренко, 1964 и др.). Установлено, что минералы повышенного удельного веса обычно концентрируются в мелких размерных фракциях и наоборот. По Н. М. Страхову (1954), распределение кластических минералов по granulометрическому спектру определяется четырьмя факторами: размерами зерен в материнских породах, устойчивостью минералов к механическому истиранию при переносе, удельным весом компонентов, степенью granulометрической и минералогической сортировки материала. В свою очередь неравномерное распределение минералов по размерным фракциям обуславливает различие минерального состава литологических разностей терригенных пород. Последнее обстоятельство учитывается многими исследователями в своих работах (Дистанов, 1953; Страхов и др., 1954; Лазаренко, 1964 и др.).

При разнообразных литологических исследованиях обычно изучается минеральный состав какой-либо одной размерной фракции, на основе чего делаются выводы палеогеографического характера, намечаются терригенно-минералогические провинции и т. д. При этом нередко упускается из виду то, что состав даже одной размерной фракции определенно зависит от granulометрии отложений.

Одними из первых изменение минерального состава определенной размерной фракции (алевритовой) в зависимости от granulометрии пород отметили Л. В. Пустовалов и А. Д. Султанов (1946_{1,2}) на примере продуктивной толщи Прикуринской низменности. Они показали, что в тонкообломочных породах по сравнению с крупнообломочными относительно возрастает содержание устойчивых минералов (турмалина, циркона, граната, эпидота), минеральных новообразований (лимонита, выветрелых минералов) и чешуйчатых минералов (биотита, хлорита). Для неустойчивых минералов отмечена обратная тенденция: содержание авгита и роговой обманки увеличивается в более крупнообломочных

породах. Описанное изменение минерального состава авторы объяснили прогрессивным развитием процесса осадочной дифференциации.

В. В. Коперина (1951), изучая каменноугольные породы Кузнецкого бассейна, показала, что в алевритовой фракции мелкообломочных разностей пород в отличие от крупнообломочных уменьшается содержание устойчивых минералов — циркона, граната, турмалина, но увеличивается количество малоустойчивого апатита. Она объяснила изменение состава алевритовой фракции различной скоростью переносившего материал водного потока.

У. Г. Дистанов (1953) изучил миоценовые угленосные отложения Центральной Башкирии, а также породы уфимского и нижнебавлинского возрастов. Во фракции 0,25—0,01 мм он установил значительные различия процентного содержания минералов в породах разного гранулометрического состава. Например, максимальное содержание рутила, турмалина и апатита отмечено в глинах, циркона и пикотита — в алевритах, силлиманита — в песках.

Н. М. Страхов (1954) приводит данные (по Рубею) о том, что в более грубообломочных отложениях по сравнению с тонкообломочными относительно возрастает роль наиболее тяжелых минералов (во фракции 0,25—0,354 мм). Н. М. Страхов объясняет это сортировкой минералов по удельному весу в водном потоке.

В. Е. Рясина (Рясина, 1961; Рясина-Каждан, 1965) изучила аллювиальные осадки Волги и установила, что в крупноалевритовой фракции содержание ильменита, магнетита, циркона, ставролита, граната и других минералов повышенного удельного веса уменьшается от песков русловой фации к старичным илам. Обратная зависимость наблюдается для турмалина, роговой обманки, апатита, эпидота, т. е. минералов с пониженным удельным весом.

А. А. Лазаренко (1964) получил аналогичные результаты для осадков различных фаций рек Днепр, Десна, Ока по фракции 0,063—0,05 мм. В то же время для мелкопесчаной фракции (0,21—0,16 мм) получены несколько противоречивые данные.

Все эти исследования позволяют сделать вывод о зависимости минерального состава отдельных размерных фракций от гранулометрии терригенных отложений, обусловленной изменением динамики водного потока при формировании разнообразных осадков. Эту точку зрения высказывают В. В. Коперина (1951), Н. М. Страхов (1954), В. Е. Рясина (Рясина, 1961; Рясина-Каждан, 1965), А. А. Лазаренко (1964) и др.

Однако имеющийся по данному вопросу материал не может полностью удовлетворить нас по следующим причинам: полученные разными исследователями результаты неоднозначны, некоторые из них, например Ю. А. Лаврушин (1963), вообще не установили зависимости минерального состава осадков от их гранулометрии; наиболее детальные исследования проведены только по алевритовой фракции; изучен ограниченный ряд литологических типов отложений (преимущественно мелкообломочные); район исследований в каждом случае был небольшим по площади.

Цель данной работы — рассмотреть вопрос об изменении состава отдельных размерных фракций тяжелых минералов в аллювиальных отложениях разнообразного литологического типа, устранив указанные выше недостатки. Автор изучил по пяти размерным фракциям, характеризующим весь гранулометрический спектр тяжелых минералов, минеральный состав современных осадков рек Кама, Вятка, Белая (нижнее течение), Чепца, Вишера (нижнее течение), Иньва, Буй (всего 185 проб) и проанализировал 15 проб коренных пород аллювиального происхождения: верхнепермских песчаников (верхнетатарский подъярус) и среднеюрских песков и галечников. Пробы песчаников верхней перми отобраны из обнажений коренных пород по берегам Вятки от села Мулино до

г. Котельнича. Пробы среднеюрских отложений взяты из нескольких обнажений по долинам верхних течений Камы и Вятки.

Вес каждой пробы 1—2 кг. В полевых условиях, производился гранулометрический рассев псефитовой части. Песчаная часть осадков рассевалась в лабораторных условиях (навеска 100—200 г). По данным гранулометрического анализа рассчитан средний арифметический размер зерен отложений (*Ma*). Навеска 100 г материала с размером частиц менее 1,0 мм разделялась в бромформе. Тяжелая фракция рассевалась на следующие классы частиц, мм: 1—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,17; 0,17—0,1; 0,1—0,056; <0,056. Класс 1—0,5 мм обычно содержит незначительное количество минеральных зерен и поэтому изучался только качественно. Все остальные классы разделялись на магнитную, электромагнитную и неэлектромагнитную фракции. Последние взвешены с точностью до 0,0001 г. Минералогический анализ произведен в каждой фракции всех классов по 500 зернам минералов. При расчете содержаний минералов в отдельных классах частиц (размерных фракциях) сначала определялся процент числа зерен данного минерала от общего числа зерен фракции (500), а затем — общее содержание минерала в классе с учетом весовой доли в нем магнитной, электромагнитной и неэлектромагнитной фракций.

СВЯЗЬ СОДЕРЖАНИЯ МИНЕРАЛОВ В РАЗМЕРНЫХ ФРАКЦИЯХ С ГРАНУЛОМЕТРИЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ

Учитывая работы предыдущих исследователей (Коперина, 1951; Страхов и др., 1954; Рясина, 1961), в качестве главного фактора, определяющего характер изменения содержания минералов в каждой размерной фракции по литологическим типам аллювия, нами рассмотрен удельный вес. Тяжелые минералы были разделены по удельному весу на три группы: <3,5; 3,5—4,5; >4,5.

В аллювии различных рек Прикамья основными минералами большого удельного веса (>4,5) являются ильменит, хромит, гематит, магнетит, циркон; минералы среднего удельного веса (3,5—4,5) — ставролит, гранаты, лимонит, кианит, лейкоксен, рутил. В группе минералов малого удельного веса (<3,5) резко преобладает эпидот, в меньших количествах распространены пироксены, турмалин, амфиболы, сфен, обломки пород.

При сравнении минерального состава размерных фракций в различных литологических типах осадков получены следующие результаты. Для всех изученных рек Прикамья при переходе от грубообломочных осадков к мелкообломочным в песчаных фракциях уменьшается содержание минералов среднего и большого удельного весов. Особенно четко эта тенденция проявляется для наиболее крупных частиц (табл. 1).

В крупноалевритовой фракции содержание минералов среднего и большого удельного весов меняется по литологическим типам аллювия неодинаково для разных рек. Так, в аллювии одних рек (нижние течения рек Вятка и Вишера) для минералов большого удельного веса прослеживается та же тенденция, что и в песчаных фракциях. В аллювии других рек (верхнее течение Вятки) наблюдается обратная тенденция. Наконец, аллювий некоторых рек характеризуется незакономерным изменением содержаний наиболее тяжелых минералов крупноалевритовой размерности по литологическим типам осадка (Кама, Чепца). По-видимому, первая тенденция отмечается для аллювия, сформированного при относительно слабой скорости водного потока, а вторая — для аллювия тех участков рек, где наблюдаются более высокие скорости течения.

Изменение содержания минералов с разным удельным весом по литологическим типам аллювия по рекам, %

Лито- логия	Кама (32) *		Вятка (100)				Чепца (20)		Вишера (7), ниж- нее течение	
			нижнее те- чение		верхнее тече- ние					
	удельный вес									
	3,5—4,5	>4,5	3,5—4,5	>4,5	3,5—4,5	>4,5	3,5—4,5	>4,5	3,5—4,5	>4,5
Фракция 0,5—0,25 мм										
1	64,8	0,8	35,2	0,3	51,9	0,4	20,8	0,1	36,6	0,7
2	50,3	0,3	28,6	0,2	42,3	0,2	13,9	0,1	29,2	0,3
3	44,7	0,6	19,8	0,1	27,7	0,3	8,5	—	18,6	0,1
4	27,6	0,3	15,9	0,1	24,0	0,1	6,8	—	Н. д.	Н. д.
5	25,0	0,2	7,6	—	Н. д.	Н. д.	6,0	—	15,0	—
Фракция 0,25—0,17 мм										
1	48,1	7,0	22,2	1,8	34,4	3,2	25,1	5,3	44,4	10,0
2	47,9	4,1	16,5	0,8	28,6	3,0	15,4	1,1	32,4	2,1
3	42,0	3,7	15,0	0,6	21,8	3,5	9,3	1,4	21,0	—
4	28,4	3,7	9,5	0,2	21,9	1,5	7,7	1,0	Н. д.	Н. д.
5	21,1	1,3	6,3	—	Н. д.	Н. д.	7,5	0,3	7,6	0,6
Фракция 0,17—0,1 мм										
1	28,8	21,1	20,5	16,2	22,6	12,2	16,8	38,4	33,2	38,2
2	28,7	19,5	17,0	11,0	23,9	17,9	19,6	9,5	32,1	13,7
3	32,7	16,2	16,0	7,5	20,6	22,4	10,6	17,3	29,3	8,3
4	21,4	16,6	12,7	4,7	21,2	15,0	12,3	15,3	Н. д.	Н. д.
5	23,2	10,8	11,6	1,7	Н. д.	Н. д.	11,9	5,9	13,6	4,5
6	22,1	10,0	6,1	1,5	»	»	8,6	7,0	Н. д.	Н. д.
Фракция 0,1—0,056 мм										
1	21,9	34,5	17,8	41,3	22,1	22,1	10,6	41,6	16,3	56,5
2	23,5	28,9	15,0	25,3	20,5	25,9	11,1	21,0	16,8	17,8
3	24,7	27,2	17,0	24,2	20,0	36,0	10,0	24,1	30,6	18,9
4	19,6	35,6	15,5	30,0	18,2	37,8	10,1	45,1	Н. д.	Н. д.
5	24,5	32,5	17,7	25,9	Н. д.	Н. д.	11,0	26,2	20,3	12,0
6	20,0	34,0	19,8	13,0	»	»	10,3	24,7	Н. д.	Н. д.
Фракция <0,056 мм										
1	15,3	56,1	14,2	31,0			12,0	19,9	9,5	43,9
2	22,2	8,4	16,9	18,4			14,9	11,4	16,5	21,5
3	14,6	18,2	17,8	21,5			10,0	8,7	10,0	9,0
4	11,4	43,7	14,3	27,8			9,1	29,3	Н. д.	Н. д.
5	15,4	27,0	17,9	27,1			11,3	26,0	5,1	7,3
6	11,0	32,1	25,8	19,5			13,6	24,7	Н. д.	Н. д.

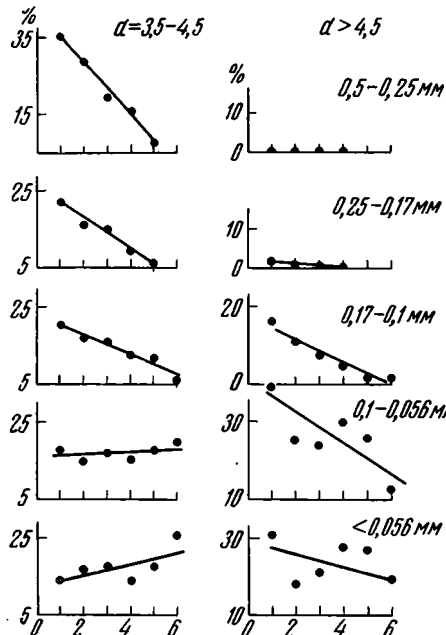
* Число анализов: 1 — песчано-гравийно-галечные осадки: песок; 2 — среднезернистый с гравием, 3 — среднезернистый, 4 — средне-мелкозернистый, 5 — мелкозернистый; 6 — глина; Н. д. — нет данных.

Для мелкоалевритовых частиц результаты весьма противоре-
речивы как в аллювии одного и того же участка реки, так и в разных
реках.

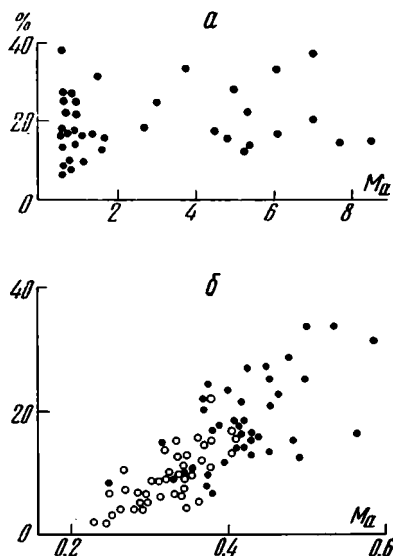
Один из наиболее обоснованных фактическим материалом вариан-
тов зависимости содержания минералов разного удельного веса и раз-
мера от литологического типа аллювия изображен графически на при-
мере осадков среднего и нижнего течения Вятки (фиг. 1). Аналогичные
результаты получены при изучении юрских аллювиальных отложений
(табл. 2).

Приведенные данные позволяют сделать основной вывод о неодинаковой в различных размерных фракциях роли удельного веса как фактора, определяющего изменение их состава по литологическим типам осадков.

Полученные зависимости были обработаны с помощью методов математической статистики. Для этого оказалось необходимым выявление однозначного показателя granulometрии отложений, который был бы



Фиг. 1. Изменение по литологическим типам аллювия среднего и нижнего течений Вятки содержания тяжелых минералов среднего и высокого удельных весов (d) в различных размерных фракциях
1 — песчано-гравийно-галечные осадки; песок; 2 — среднезернистый с примесью гравия и гальки, 3 — среднезернистый, 4 — средне-мелкозернистый; 5 — мелкозернистый; 6 — глина



Фиг. 2. Зависимость содержания ставролита во фракции 0,5—0,25 мм от среднего размера зерен аллювия Вятки

a — для песчаных с гравием и песчано-гравийно-галечных осадков (черные кружки); b — для всех типов осадков (M_a в отсеиве — 1 мм), белые кружки — песчаные осадки

наиболее тесно связан с содержанием основных тяжелых минералов. Таким показателем, в частности, мог быть средний арифметический размер зерен осадка. Однако на примере аллювия многих рек нами установлено, что содержание основных минералов тяжелой фракции определенно зависит от среднего размера зерен песчаных осадков, но не связано со средним размером зерен галечников, гравелитов и песков с примесью псефитового материала.

Из этого не следует, что состав тяжелой фракции грубообломочных разнородностей осадков в отличие от песчаных случаен. Содержание основных минералов в галечниках оказалось довольно тесно связанным со средним размером зерен, рассчитанным только по фракции < 1 мм (табл. 3). Характер этой зависимости принципиально не отличается от того, который был установлен для песчаных осадков. Так, во фракциях $> 0,17$ мм с уменьшением среднего размера зерен песчаной части в псефитах снижается содержание минералов повышенного удельного веса (ставролита, граната, рудных) подобно тому, как это наблюдается и в песчаных осадках, но в алевролитовых фракциях эта тенденция сменяется на обратную.

Изменение содержания основных тяжелых минералов по литологическим типам юрских отложений, %

Фракция, мм	Литология *	Эпидот	Ставролит	Гранат	Кизанит	Рудные
0,5—0,25	1	28,6	31,1	6,4	6,6	1,4
	3	43,7	23,0	3,6	2,8	1,0
	4	79,7	11,0	1,2	1,2	—
0,25—0,17	1	48,5	13,1	6,3	3,4	16,7
	2	58,0	14,0	3,0	1,6	4,6
	3	72,6	6,0	2,1	1,5	3,7
	4	84,1	4,8	2,1	0,9	0,2
0,17—0,1	1	42,1	7,8	4,8	2,5	29,7
	2	45,3	6,3	3,0	1,4	20,5
	3	61,6	2,5	3,0	1,2	19,7
	4	78,6	2,2	3,7	1,5	5,1
0,1—0,056	1	29,8	2,5	3,3	1,6	52,0
	2	29,9	13,1	9,2	1,6	12,2
	3	45,5	1,5	2,6	1,4	36,6
	4	53,5	2,4	2,5	1,2	21,7
<0,056	1	37,8	1,9	2,5	0,7	38,3
	3	55,1	1,4	3,3	2,0	23,6
	4	44,3	1,0	3,8	0,9	29,3

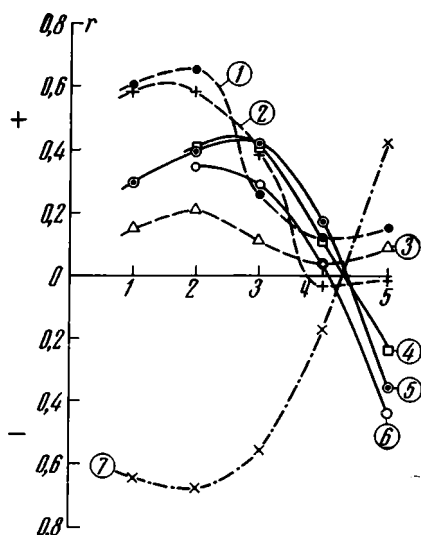
* 1 — песчано-гравийно-галечные отложения, песок: 2 — среднезернистый, 3 — средне-мелкозернистый, 4 — мелкозернистый.

Таблица 3

Изменение содержания главных тяжелых минералов песчано-гравийно-галечного аллювия р. Вятки в зависимости от размера частиц песчано-алеврито-глинистой фракции, %

Фракция, мм	Ма отсева <1 мм	Эпидот	Ставролит	Гранат	Ильменит + хромит	Гематит + магнетит	Число проб
0,5—0,25	0,5—0,45	47,6	20,9	19,7	0,5	—	4
	0,45—0,4	60,3	15,7	12,2	0,2	—	7
	0,4—0,3	61,1	13,8	9,7	0,1	—	3
0,25—0,17	0,5—0,45	67,7	9,9	11,0	1,7	—	4
	0,45—0,4	69,6	8,8	10,9	1,2	0,3	7
	0,4—0,3	75,3	5,3	7,2	1,0	0,2	3
0,17—0,1	0,5—0,45	61,3	4,1	10,0	10,2	2,4	4
	0,45—0,4	53,5	3,7	10,7	11,3	5,0	7
	0,4—0,3	56,9	4,5	9,0	10,6	4,0	3
0,1—0,056	0,5—0,45	48,6	2,1	7,9	17,5	7,5	3
	0,45—0,4	31,8	1,5	7,4	26,2	12,6	7
	0,4—0,3	24,5	1,3	5,3	30,6	15,4	3
<0,056	0,5—0,45	51,7	0,7	4,6	14,8	6,4	3
	0,45—0,4	42,2	0,2	7,6	15,6	8,3	1
	0,4—0,3	35,4	0,2	2,6	28,1	18,9	1

В итоге в качестве количественного показателя гранулометрии осадка был выбран средний размер зерен, рассчитываемый только для частиц <1 мм, т. е. песчано-алеврито-пелитовой части осадка. Если в отложениях вообще отсутствовали псефитовые обломки, то их средний размер зерен определялся, естественно, по всей массе частиц. Возможности и преимущества применения выбранного показателя для изучения закономерностей изменения минерального состава осадков можно проследить на примере содержания ставролита в аллювии р. Вятки (фиг. 2).



Фиг. 3. Изменение величины коэффициента корреляции между содержанием основных минералов и средним размером зерен аллювия
Вятки по размерным фракциям
Фракции, мм: 1—0,5—0,25; 2—0,25—0,17; 3—0,17—0,1; 4—0,1—0,056; 5—<0,056.
Цифры в кружках: 1—ставролит, 2—гранат, 3—турмалин, 4—циркон, 5—ильменит, 6—магнетит+гематит, 7—эпидот

Рассмотрим рассчитанные коэффициенты корреляции и уравнения регрессии между выбранным показателем гранулометрии аллювия и содержанием основных тяжелых минералов для ряда рек Прикамья по отдельным размерным фракциям (табл. 4).

Величина данных коэффициентов корреляции для каждого минерала закономерно меняется при переходе от одной размерной фракции к другой в соответствии с некоторой одновершинной кривой (фиг. 3). По форме кривой и значениям коэффициентов корреляции изученные минералы можно разделить на четыре группы.

В первую группу входят минералы среднего удельного веса (гранат, ставролит, кианит), для которых кривая, построенная по величине ко-

Таблица 4

Значение коэффициентов корреляции (r) между содержанием минералов и средним размером зерен песчано-алевритово-глинистой части аллювиальных осадков Прикамья

Минерал	Фракция, мм				
	0,5—0,25	0,25—0,17	0,17—0,1	0,1—0,056	<0,056
Р. Вятка (106 проб)					
Ставролит	+0,61	+0,68	+0,26	+0,12	+0,15
Гранат	+0,59	+0,50	+0,39	-0,03	-0,01
Турмалин	+0,15	+0,21	+0,11	+0,04	+0,09
Ильменит	+0,30	+0,40	+0,42	+0,17	-0,35
Циркон	Н. д.	+0,41	+0,41	+0,11	-0,23
Магнетит + гематит	»	+0,35	+0,29	+0,04	-0,43
Эпидот	-0,64	-0,67	-0,55	-0,17	+0,42
Р. Кама (30 проб)					
Ставролит	+0,67	+0,72	+0,20	+0,09	+0,43
Гранат	+0,63	+0,58	+0,14	-0,19	+0,09
Кианит	+0,72	+0,59	+0,05	-0,25	+0,09
Турмалин	-0,10	+0,06	-0,17	+0,14	+0,04
Ильменит	-0,14	+0,31	+0,26	-0,24	-0,33
Эпидот	-0,52	-0,59	-0,44	-0,01	-0,01
Р. Чепца (20 проб)					
Ставролит	+0,56	+0,53	+0,46	+0,17	+0,27
Гранат	+0,54	+0,44	+0,43	-0,08	+0,07
Гематит	Н. д.	+0,27	+0,28	-0,07	-0,41

эффициентов корреляции, имеет максимум во фракциях 0,5—0,25 и 0,25—0,17 мм. Максимальная величина коэффициентов корреляции превышает +0,50. Для алевритовых фракций характерны очень низкие значения величин коэффициентов корреляции.

Вторую группу составляют рудные минералы (ильменит, магнетит, гематит и др.), имеющие высокий удельный вес. Для них максимум кри-

вой приходится на фракции 0,25—0,17 и 0,17—0,1 мм и соответствует значениям коэффициентов корреляции от +0,35 до +0,42. В крупно-алевритовой фракции для всех минералов наблюдаются минимальные величины коэффициента корреляции, а в мелкоалевритовой знак связи становится обратным (до -0,43).

Эпидот — единственный из всех минералов, который имеет вогнутую кривую. Вероятно, это обусловлено двумя основными причинами: по сравнению с минералами первых двух групп (особенно второй группы) эпидот обладает более низким удельным весом; эпидот питают верхнепермские отложения, а предыдущие минералы (особенно первой группы) — юрские и меловые породы, размываемые на севере Прикамья. В результате эпидот в аллювии Прикамья становится как бы антиподом минералов первых двух групп и компенсирует изменение их содержания. В соответствии с этим в мелкоалевритовой фракции коэффициент корреляции для эпидота становится положительным.

Турмалин имеет кривую коэффициентов корреляции, аналогичную кривым минералов первой группы, но величина максимального коэффициента корреляции для него значительно ниже (+0,21). Турмалин имеет общие источники питания с минералами первой группы, однако по удельному весу он ближе к эпидоту. В соответствии с этим форма кривой и величина коэффициентов корреляции для турмалина занимают промежуточное положение между минералами первой группы и эпидотом.

Следовательно, форма кривых, построенных по коэффициентам корреляции между содержанием минералов в определенной фракции и средним размером зерен осадка, зависит от удельного веса минералов и источников их питания.

Наиболее тесная связь содержания минералов с гранулометрией аллювия наблюдается для песчаных частиц (0,5—0,1 мм). При этом для каждого минерала, вероятно, можно найти размерную фракцию, в которой связь его содержания со средним размером зерен осадка окажется особенно тесной. Применение такой фракции при минералогических исследованиях может дать большой эффект.

В крупноалевритовой фракции нет ни одного случая, в котором коэффициент корреляции превышал бы 0,25. Тем самым мы приходим к выводу, что состав крупноалевритовой фракции не зависит от гранулометрии осадка. Эти результаты, казалось бы, противоречат выводам, сделанным В. В. Копериной (1951), В. Е. Рясиной (Рясина, 1961; Рясина-Каждан, 1965) и А. А. Лазаренко (1964). Однако следует учесть, что наши данные получены при изучении комплекса осадков с преобладанием галечных и среднепесчаных, а данные упомянутых авторов опираются на исследование мелкопесчаных, суглинистых и глинистых осадков.

Пределы колебаний содержания отдельных минералов в крупноалевритовой фракции очень велики. Так, для нижнего течения Вятки, в районе г. Вятские Поляны, в крупноалевритовой тяжелой фракции содержание (%) эпидота — 14—61, тематита — 1—23, лимонита — 0—12, ильменита — 3—22. Столь резкие изменения состава не зависят от среднего размера зерен аллювия.

Для мелкоалевритовой фракции по сравнению с песчаной отмечаются прямо противоположные зависимости между содержанием минералов и средним размером зерен осадка. Коэффициенты корреляции для минералов малого или среднего удельного веса (эпидота для Вятки, ставролита для Камы) положительные, а для минералов наибольшего удельного веса (рудных) — отрицательные.

Изменение характера связи содержания минералов с гранулометрией аллювия обусловлено различием способов переноса частиц в водном потоке. Песчаные частицы тяжелых минералов переносятся в русло

преимущественно волочением или сальтацией. На участках реки, где происходит снижение скорости водного потока, эти частицы выпадают в осадок в строгом соответствии с их гидравлической крупностью. Поэтому осадок, отложенный при большей скорости водного потока, относительно обогащен зернами с повышенной гидравлической крупностью (т. е. крупными минералами высокого удельного веса).

Мелкоалевритовые частицы переносятся почти исключительно во взвешенном состоянии. Их выпадение в осадок происходит благодаря микропульсациям водного потока в моменты резкого снижения его скорости. Пульсации водного потока достигают наибольших значений при образовании грубообломочного аллювия. При этом моменты наиболее резкого снижения скорости потока сопровождаются выпадением в осадок практически всех минералов мелкоалевритового размера независимо от их удельного веса. На участках отложения мелкообломочного аллювия колебания скорости потока относительно среднего значения не столь велики, поэтому при некотором понижении скорости потока в осадок попадают преимущественно мелкоалевритовые частички с наибольшей гидравлической крупностью, т. е. с большим удельным весом.

Крупноалевритовые зерна занимают переходное положение между песчаными и мелкоалевритовыми по способу переноса в русле, поэтому и характер связи между содержанием минералов и гранулометрией осадка также переходный.

Для основных минералов аллювия Вятки рассчитаны уравнения регрессии между их содержанием и средним размером зерен осадка. Линии регрессии для песчаных фракций, где наблюдаются наиболее высокие коэффициенты корреляции, приведены на фиг. 4.

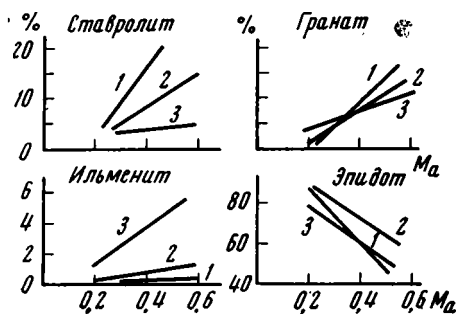
Совокупности линий регрессии для трех песчаных фракций можно разделить на три типа. К первому типу относится система расходящихся линий регрессии, в которой сверху располагается линия для наиболее крупной фракции (ставролит, гранат, кианит). Для минералов данного типа наибольшее влияние гранулометрии на их содержание проявляется в самой крупной размерной фракции. Ко второму типу относится система расходящихся линий регрессии, в которой сверху располагается линия для наиболее мелкой песчаной фракции (рудные минералы). Третьим типом системы линий регрессии является их совокупность, полученная для эпидота. В отличие от предыдущих систем линии регрессии для эпидота характеризуют обратную пропорциональную зависимость и почти параллельны друг другу.

Т а б л и ц а 5

Значения коэффициентов корреляции и уравнения регрессии между содержанием ставролита (0,5—0,25 мм), граната (0,25—0,17 мм) и средним размером зерен аллювия для различных участков р. Вятки

№ п. п.	Участок	Коэффициент корреляции (r)		Уравнение регрессии		Число проб
		ставролит	гранат	ставролит	гранат	
1	Верхнее течение (участок размыва юрских и меловых пород)	+0,61	+0,34	$x^*=94,2 y-20,5$	$x=28,5 y-4,5$	11
2	Устье р. Кобры — устье р. Чепцы	+0,50	+0,39	$x=51,6 y+4,2$	$x=19,7 y+3,7$	13
3	Среднее течение (от устья р. Чепцы до сел. Лебяжье)	+0,72	+0,66	$x=70,4 y-13,1$	$x=30,3 y-3,9$	40
4	Нижнее течение (ниже сел. Лебяжье)	+0,73	+0,68	$x=48,6 y-6,9$	$x=28,1 y-4,8$	34

* x — содержание минерала, y — средний размер зерен осадка (по фракции < 1 мм).



Фиг. 4. Линии регрессии между содержанием основных тяжелых минералов и средним размером зерен аллювия Вятки для песчаных фракций. Фракции, мм: 1 — 0,5—0,25; 2 — 0,25—0,17; 3 — 0,17—0,1



Фиг. 5. Линии регрессии между содержанием ставролита (0,5—0,25 мм), граната (0,25—0,17 мм) и средним размером зерен осадка для различных участков Вятки 1—4 — участки р. Вятки (табл. 5)

При выяснении зависимости содержания отдельных минералов от гранулометрии аллювия на различных участках р. Вятки была установлена изменчивость соответствующих коэффициентов корреляции и уравнений регрессии (табл. 5). Линии регрессии для ставролита и граната по четырем изученным участкам Вятки приведены на фиг. 5.

Наиболее высокие содержания граната и ставролита наблюдаются на тех участках, где происходит интенсивный современный подъем земной коры и имеются источники, обогащенные данными минералами.

В долине Вятки интенсивный современный подъем земной коры приурочен ко второму участку, на котором река несколько раз пересекает Шихово-Сырмянский вал Вятской зоны поднятий. Именно для этого участка отмечены наиболее высокие содержания граната и ставролита, а также низкие величины коэффициентов корреляции.

Основной источник граната и ставролита в аллювии Вятки — юрские и меловые породы, размываемые рекой на севере, а также частично притоками Вятки (реки Великая, Молома) на западе. Поэтому первый (а для граната и третий) участок также характеризуется сравнительно высоким содержанием исследуемых минералов и низкими значениями коэффициента корреляции (фиг. 5).

Исключая из рассмотрения современные поднимающиеся участки земной коры, приходим к выводу, что с удалением вниз по течению от основного источника поступления минерала в долину реки происходит снижение его содержания, а также повышение величины коэффициента корреляции между содержанием минерала и средним размером зерен аллювия. В частности, указанные коэффициенты корреляции достигают максимального значения в аллювии нижнего течения Вятки.

По-видимому, сделанный вывод имеет более общий характер. Отсюда при палеогеографических исследованиях высокими коэффициентами корреляции между содержанием минерала и средним размером зерен отложений будут характеризоваться терригенные толщи, претерпевшие наибольшее число стадий осадочной дифференциации. Небольшая величина соответствующего коэффициента корреляции для исследуемого минерала — признак сравнительно недавнего его поступления в терригенную толщу из коренных пород. В то же время такие толщи должны располагаться в непосредственной близости от первоисточника данного минерала. Это указывает на возможность разработки соответствующей методики поисков первоисточников отдельных минералов. Ранее аналогичное предположение было высказано В. Ф. Мягковым и В. Л. Баталовым (1968) и использовано ими для прогноза местоположения вероятных первоисточников алмазов.

СВЯЗЬ ВАЛОВОГО СОДЕРЖАНИЯ МИНЕРАЛОВ С ГРАНУЛОМЕТРИЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ

Применение при палеогеографических исследованиях и корреляции терригенных толщ методики с изучением какой-либо одной размерной фракции сильно ограничивает возможности минералогических анализов (Рухин, 1947; Дистанов, 1953). Например, для изучения определенных литологических типов пород оказывается наиболее подходящей одна размерная фракция, для других — иная. В том случае, когда необходимо выяснить палеогеографические условия формирования терригенных пород разнообразного литологического состава, ни одна из размерных фракций не сможет удовлетворить исследователя. Здесь наиболее целесообразной может оказаться методика с изучением нескольких размерных фракций. При этом сопоставление минерального состава пород можно проводить по объемно-весовым содержаниям минералов, средневзвешенным по отдельным размерным фракциям.

Расчет объемно-весовых процентов минералов тяжелой фракции производился в соответствии с методикой А. А. Кухаренко (1961) по формуле

$$q = \frac{\sum a_i p_i}{p},$$

где q — объемно-весовой процент минерала; a_i — содержание минерала в размерной фракции ($i=1, 2, 3, 4, 5$, где 1 — фракция 0,5—0,25 мм, 2—0,25—0,17 мм, 3—0,17—0,1 мм, 4—0,1—0,056 мм, 5—<0,056 мм), p_i — вес соответствующей размерной фракции; p — общий вес тяжелой фракции.

Полученные объемно-весовые проценты минералов мы предлагаем называть валовыми, поскольку они представляют собой содержание, средневзвешенное по размерным фракциям всего гранулометрического спектра тяжелых минералов.

Валовое содержание всех тяжелых минералов закономерно связано с литологическим типом отложений в четвертичном аллювии Прикамья и коренных породах (табл. 6). В равнинном аллювии Прикамья с переходом от грубообломочных к мелкообломочным разностям уменьша-

Таблица 6

**Изменение валового содержания тяжелых минералов по литологическим
типам аллювия и коренных пород Прикамья, % ***

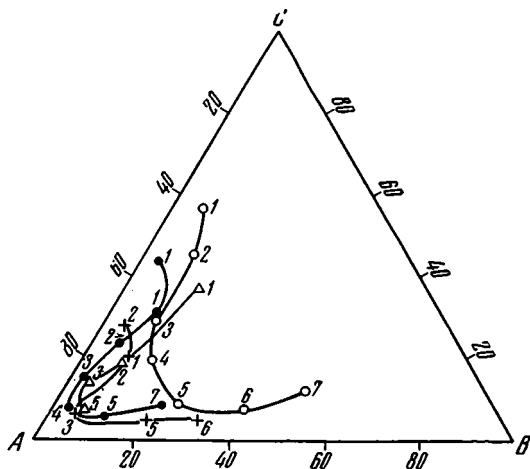
Минерал	Аллювий Прикамья (185 проб)							Юрские отложения (5 проб)			Верхнепермские песчаники (10 проб)		
	1	2	3	4	5	6	7	2	4	5	3	4	5
Эпидот	52,4	62,5	69,3	75,6	65,8	51,3	50,5	28,1	61,0	77,9	75,8	69,6	42,5
Ставролит	19,7	13,3	5,5	3,0	2,6	2,3	1,4	29,1	5,4	3,5	0,2	0,3	0,2
Гранат	11,5	7,2	4,3	4,1	4,4	3,0	4,9	3,4	2,6	2,9	0,3	0,3	0,4
Кианит	3,9	2,3	1,2	1,1	1,1	1,1	1,2	6,3	1,5	1,2	0,1	+	0,1
Турмалин	2,5	2,1	1,0	1,1	0,9	0,5	0,5	0,3	0,7	1,5	+	0,1	0,1
Лейкоксен	1,3	1,7	1,5	1,4	2,0	2,5	1,5	1,1	2,0	3,3	1,0	0,4	0,8
Амфиболы	0,8	0,8	0,9	1,1	1,5	1,3	0,8	0,2	0,5	0,7	1,2	1,0	2,2
Пироксены	0,6	0,8	1,6	0,6	2,0	2,1	1,5	0,3	0,3	0,5	0,1	0,4	0,7
Лимонит	3,5	4,4	3,9	2,7	3,6	8,4	12,9	26,3	7,8	0,6	11,2	12,7	16,0
Сфен	0,2	0,2	0,5	0,6	0,7	1,2	1,4	0,1	0,9	0,9	0,5	0,5	0,7
Рутил	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,9	1,4	+	0,3	0,4	+	+	0,1
Ильменит	1,3	1,5	2,6	2,4	4,4	9,2	14,4	1,0	2,6	1,7	1,0	1,0	1,0
Хромит	1,2	1,4	3,1	2,5	3,3	5,3	2,7	0,5	4,3	1,5	1,0	0,9	2,4
Циркон	0,3	0,3	0,5	0,3	0,9	2,0	2,9	+	0,8	1,0	0,2	0,2	0,2
Магнетит	0,3	0,3	0,9	0,6	1,2	1,6	0,3	0,1	0,8	0,5	0,4	0,9	5,4
Гематит	0,3	0,6	3,0	2,7	4,1	7,8	1,7	0,6	6,5	0,1	2,8	2,8	5,5
Слюда	—	—	—	+	0,1	0,2	0,3	+	0,1	0,2	0,2	0,7	6,7

* За 100% принято содержание 17 наиболее распространенных минералов; 1 — песчано-гравийно-галечные осадки с крупным песком; песок: 2 — среднезернистый с примесью гравия, 3 — среднезернистый, 4 — средне-мелкозернистый, 5 — мелкозернистый; 6 — суглинок и супесь; 7 — глина

ется содержание минералов среднего и малого удельных весов с повышенным средним размером зерен (ставролит, гранат, кианит, турмалин) и увеличивается содержание минералов с пониженным средним размером зерен (устойчивые высокого удельного веса: циркон, рутил, ильменит, хромит, гематит, магнетит, лимонит и неустойчивые малого удельного веса: амфиболы, пироксены, сфен, слюды). Эпидот как бы компенсирует эти две тенденции; его содержание достигает максимума в средне-мелкозернистых песках, где уже существенно снижается содержание крупных минералов и еще невелико содержание мелких. Для коренных пород наблюдаются лишь отдельные отклонения от закономерности, описанной для аллювия.

Наиболее резкие изменения валовых содержаний тяжелых минералов можно проследить в пределах одного разреза, состоящего из отложений разных литологических типов. Отдельные примеры приведены на треугольной диаграмме (фиг. 6).

Фиг. 6. Треугольная диаграмма валового состава тяжелой фракции в отдельных разрезах современного аллювия некоторых рек Прикамья. *A* — эпидот, пироксены, амфиболы, лейкоксен, слюды, обломки пород; *B* — рудные минералы (лимонит, рутил, циркон, ильменит, хромит, гематит, магнетит); *C* — гранат, ставролит, кианит, турмалин; 1 — песчано-гравийно-галечные осадки, песок; 2 — среднезернистый с гравием и галькой, 3 — среднезернистый, 4 — средне-мелкозернистый, 5 — мелкозернистый; 6 — суглинок; 7 — глина; кружки: черные — р. Вятка, район г. Советска, белые — р. Кама, ниже сел. Лойно; крестики — р. Чепца, район г. Глазова; треугольники — р. Вишера, выше устья р. Колвы



Значительные колебания состава тяжелой фракции наблюдаются в песчано-гравийно-галечном аллювии; обусловлены они разной крупностью песчаного заполнителя и аналогичны тем изменениям, которые отмечены для лесчаных осадков (табл. 7).

Для наиболее распространенных минералов аллювия Вятки были рассчитаны коэффициенты корреляции между их валовым содержанием и средним размером зерен аллювия во фракции < 1 мм (табл. 8). По величине и знаку коэффициентов корреляции все минералы могут быть разделены на группы.

1. $r > +0,45$, это — ставролит, гранат, кианит, турмалин, общее — большой средний размер зерен и северная питающая провинция.

2. $r = +0,25 - 0$, это — лимонит и лейкоксен, средний размер зерен ниже, часть зерен этих минералов образуется в местных питающих

Таблица 7

Изменение валового содержания главных тяжелых минералов в песчано-гравийно-галечных осадках р. Вятки с различной крупностью песка, %

Ма отсева — 1 мм	Эпидот	Ставролит + гранат	Рудные	Число проб
0,6—0,5	41,2	32,2	3,2	3
0,5—0,45	55,6	26,1	4,4	7
0,45—0,4	59,3	23,6	6,1	8
0,4—0,3	63,9	14,1	9,7	3

Значения коэффициентов корреляции (r) между валовым содержанием минералов и средним размером зерен аллювия р. Бятки (по 106 анализам)

Показатели	Ставролит	Гранат	Кианит	Турмалин	Лимонит	Лейкоксен	Пироксены	Амфиболы	Сфен	Ильменит	Хромит	Циркон	Рутил	Гематит + магнетит	Эпидот
r	+0,76	+0,54	+0,48	+0,48	+0,17	0	-0,11	-0,26	-0,36	-0,18	-0,20	-0,24	-0,28	-0,40	-0,54
$Ma^*, мм$	0,25—0,21														
	0,15—0,10														
	0,21														

* В среднезернистом песке.

породах в качестве аутигенных новообразований.

3. $r=0-0,40$, к данной группе относятся две подгруппы минералов: а) неустойчивые минералы малого удельного веса — пироксены, амфиболы, сфен; б) рудные устойчивые минералы высокого удельного веса, характеризующиеся малыми размерами зерен, — рутил, циркон, ильменит, хромит, гематит, магнетит.

4. $r > -0,50$, это — эпидот, который характеризует питающую провинцию верхнепермских пород.

ВЫВОДЫ

1. Минеральный состав тяжелой фракции аллювия тесно связан с гранулометрическим составом. В каждой размерной фракции ($>0,1 мм$) при переходе от грубообломочных к мелкообломочным отложениям уменьшается содержание минералов повышенного удельного веса. Состав алевритовых фракций мало меняется в разных литологических типах осадков.

Валовое содержание минеральных зерен крупного размера (гранат, ставролит, турмалин, кианит) от грубообломочных к мелкообломочным разностям осадков понижается, а минералов небольшого размера (рудные и неустойчивые), наоборот, увеличивается. Валовое содержание эпидота достигает максимальных значений в среднеобломочных осадках (обычно в средне-мелкозернистых песках).

2. Теснота корреляционной зависимости между содержанием каждого минерала и средним размером зерен осадка неодинакова в разных размерных фракциях, достигая в одной из них максимального значения. Для минералов среднего удельного веса и крупного размера (ставролит, гранат, кианит) максимальный коэффициент корреляции (выше $+0,60$) наблюдается во фракциях $0,5-0,25$ и $0,25-0,17 мм$. Для рудных минералов небольшого размера максимальный коэффициент корреляции (выше $+0,40$) отмечен во фракциях $0,25-0,17$ и $0,17-0,1 мм$. Для эпидота отмечена тесная отрицательная связь, достигающая максимума во фракции $0,25-0,17 мм$. В мелкоалевритовой фракции знак коэффициента корреляции для эпидота и рудных минералов меняется на обратный. В крупноалевритовой фракции вообще не наблюдается заметной связи содержания минералов с Ma осадка. Валовое содержание тяжелых минералов крупного размера (ставролит, кианит, турмалин, гранат) имеет тесную положительную связь с Ma осадка, а валовое содержание минералов небольшого размера (рудные и неустойчивые) — слабую отрицательную. Валовое содержание эпидота имеет тесную отрицательную связь с размером зерен осадка.

3. Величина коэффициента корреляции между содержанием какого-либо минерала определенной крупности и *Ma* осадка зависит от удаленности исследуемого участка от первоисточника данного минерала. С удалением от первоисточника минерал претерпевает больше стадий осадочной дифференциации, и его содержание в породах характеризуется все более тесной связью с размером зерен осадка.

4. Обращает на себя внимание почти полная аналогия полученных зависимостей современных осадков и древних аллювиальных отложений (верхнепермских и среднеюрских) — дополнительное свидетельство решающей роли динамики водного потока в формировании минерального состава аллювия. Это подтверждает высказанное Н. М. Страховым и др. (1954) положение о том, что аллювий наследует многие характерные черты размываемых терригенных пород.

5. При палеогеографических исследованиях и расчленении немых толщ может быть использован график зависимости содержания минерала в определенной специально выбранной фракции от *Ma* осадка. В одновозрастной толще для всех типов осадка точки на графике должны располагаться вблизи одной линии — линии регрессии. Разновозрастные толщи должны характеризоваться различными линиями, вокруг которых группируются соответствующие точки. При изучении одновозрастной толщи на значительной площади с помощью такого же графика можно будет установить направление переноса минерала в течение определенного геологического времени и его первоисточники.

ЛИТЕРАТУРА

- Дистанов У. Г. К вопросу о выборе размерных фракций для минералогических анализов. — Докл. АН СССР, 1953, т. 91, № 3.
- Калинка М. К. Распределение «тяжелых» минералов во фракциях различного диаметра и влияние этого фактора на точность минералогических анализов. — Докл. АН СССР, 1948, т. 62, № 5.
- Коперина В. В. К вопросу о единой методике минералогического анализа терригенной части осадочных пород. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М., «Наука», 1964.
- Логвиненко Н. В. Некоторые вопросы минералогии и петрографии осадочных пород. — Зап. Всес. минералог. о-ва, 1948, т. 77, № 3.
- Мягков В. Ф., Баталов В. Л. Закономерности распределения алмазов в аллювиальных россыпных месторождениях Урала. — Уч. зап. Пермск. ун-та, 1968, № 166.
- Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. О распределении «тяжелых» минералов по типам пород продуктивной толщи Прикуринской низменности. — Докл. АН СССР, 1946, т. 52, № 2.
- Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. О сопряженности гранулометрического, минералогического и химического состава пород продуктивной толщи Прикуринской низменности. — Докл. АН СССР, 1946, т. 52, № 3.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во Ленингр. ун-та, 1947.
- Ряпина В. Е. О некоторых закономерностях распределения терригенных минералов в различных фациях современного аллювия р. Волги. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 1.
- Ряпина-Каждан В. Е. Зависимость минералогического состава и закономерности его распределения от гранулометрии и фациального типа современных аллювиальных отложений (на примере р. Волги). — Уч. зап. Тартуского ун-та, 1965, вып. 168.
- Сидоренко А. В. К вопросу о связи минералогического и механического состава песков. — Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 5.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Э. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Шванов В. Н. О распределении минералов в гранулометрических фракциях песков, отложенных водой и ветром. — Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1964, № 6, вып. 1.
- Russell R. D. The size distribution of minerals in Mississippi river sands. — J. Sediment. Petrol., 1936, v. 6, No. 6.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ХИМИЗМА ЯТУЛИЙСКИХ МЕТАПЕСЧАНЫХ ПОРОД КАРЕЛИИ

В. З. НЕГРУЦА

Рассматривается поведение химических элементов ятулийских метапесчаников. Устанавливается фациальный ряд ятулийских пород Карелии от континентальных, возникших в пределах сравнительно стабильной в ятулийское время тектонической единицы (протоплатформы) через параличские (прибрежно-морскую), фиксирующие переход от протоплатформы к протогеосинклинали, к пелагическим (открытого моря), сформированным в зоне интенсивного прогибания, испытавшей в конце ятулия наиболее интенсивный метаморфизм и складкообразование (протогеосинклиналь). Закономерность поведения химических элементов в ятулийских метапесчаниках Карелии рассматривалась по фациальному профилю континент — бассейн в соответствии с выделенными зонами. Намечаются основные черты сходства и различия докембрийского и фанерозойского литогенеза песчаных пород.

Ятулийские образования Балтийского щита — специфическая совокупность протерозойских метаосадочных и вулканогенных пород, характерная особенность которой — широкое развитие метаморфизованных кварцевых песчаных пород, сочетающихся с древними корами выветривания и рудоносными кварцевыми конгломератами. Это выдвигает ятулий в число важнейших объектов для изучения общих закономерностей докембрийского литогенеза и докембрийского рудообразования.

За основу статьи приняты результаты анализов 56 сводных проб, собранных автором и Т. Ф. Негруца в Карелии и на Кольском полуострове. Учтены также опубликованные данные (Сборник..., 1967; Предовский и др., 1967).

СТРАТИГРАФИЯ

Ятулийские толщи Карелии составляют среднюю часть карельского куплекса, возраст метаморфизма которого более 1850—1900 млн. лет (Негруца, Богданов, 1969). Ятулий подразделяется на две разновозрастные осадочно-вулканогенные серии (Негруца, Негруца, 1968): сегозерскую и онежскую, фиксирующие два крупных цикла колебательных движений земной коры. Серии имеют сходный между собой план строения. На метаморфизованной коре выветривания залегают конгломерато-песчаные породы континентальных или прибрежно-бассейновых фаций, выше идут континентальные или бассейновые (морские?) песчаные, песчано-глинистые и глинисто-карбонатные отложения. Последние через толщи переслаивания сменяются вверх по разрезу регрессивной толщей метавулканогенных пород преимущественно основного и среднего составов. Серии отделены друг от друга региональными стратиграфическими и местными угловыми несогласиями и отличаются латеральным изменением обстановок осадконакопления. Для сегозерского времени устанавливается погружение бассейна осадконакопления в направлении с юга на север Карелии; в онежское время наиболее устойчивая область седиментации располагалась на юге Карелии, бывшая до этого сушей.

Для ятулийского времени на территории Карелии выделяются три главные тектонические зоны: устойчивая с преимущественно континентальным осадконакоплением, переходная с паралическим характером седиментации и подвижная с преобладающим интенсивным прогибанием и устойчивым морским типом осадконакопления.

Устойчивая зона объединяет структуры, так называемого, срединного массива Л. Я. Харитонова, или ятулийского материка, по Вяюрюнену. Для нее типичны разнообразные и мощные толщи кварцевых конгломератов, резкое (скачкообразное) изменение мощностей осадочных горизонтов, частые и крупные внутриформационные размывы и стратиграфические несогласия, плохая сортированность терригенных пород, присутствие по всему разрезу текстур крайнего мелководья (косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания), пологая складчатость и слабый метаморфизм пород (начальная стадия зеленосланцевой фации). Песчаные породы этой зоны по составу серицит-кварцевые, карбонат-серицит-кварцевые и карбонат-серицит-кварц-полевошпатовые. Полевой шпат, представленный кислым плагиоклазом (альбит — андезин) и микроклином, исключительно обломочного происхождения, сильно изменен (по трещинам в нем развиваются серицит, карбонат, кварц, гидрокислы железа), не окатан и присутствует обычно в количестве первых процентов. Значительные содержания полевого шпата (10—25, местами до 45%) встречаются редко и характерны для грубозернистых песчаников типа делювия и временных потоков. Обычно такие песчаники сильно карбонатные и иногда ассоциируют с доломитами.

Более типичны для устойчивой зоны мономинеральные кварцевые метапесчаники. Конгломераты, ассоциирующие с песчаниками, также преимущественно кварцевые, иногда с обломками вмещающих пород, попавших в осадок еще слабо затвердевшими. Аллотигенные акцессорные минералы: циркон, монацит, лейкоксенизированный рутил, титаномagnetит, реже гранат, эпидот и в единичных случаях кианит, ставролит, хромит, турмалин.

Характерная черта ятулийских образований устойчивой зоны — разномасштабная ритмичность вверх по разрезу, выраженная уменьшением размера обломочных частиц (от валунно-галечных до пелитовых) и улучшением их сортированности. Весьма обычна приуроченность к верхней части ритмов сильножелезистых песчаных метаалевролитов и метаргиллитов. Ритмы всегда трансгрессивные, границы между ними четкие, часто с крупными карманами размыва.

В переходной зоне, обрамляющей с юго-запада, севера и северо-запада область, охарактеризованную выше (Янисярвская и Выгозерско-Шомбозерская структуры), ятулийские толщи отличаются большей полнотой разреза, повышенной мощностью, карбонатно-сланцево-конгломерато-песчаниковым составом, сложной складчатостью и более интенсивным метаморфизмом, отвечающим зеленосланцевой фации. Здесь заметно меньше развиты конгломераты, значительно больше — первично глинистые породы и характерно появление тонкослоистых доломитов с прослоями хемогенных кварцитов, которые тяготеют к верхней части макроритмов. Появляются выдержанные горизонты песчаных пород, резко возрастает средний коэффициент сортировки обломочных пород. Ритмичность по-прежнему весьма четкая, но ритмы по составу и мощности значительно более выдержанные: прослеживаются по простиранию на многие десятки километров. Наряду с преобладающей ритмичностью трансгрессивного типа присутствуют и трансгрессивно-регрессивные асимметричные ритмы. Песчаные породы переходной зоны отличаются от аналогичных отложений устойчивой зоны несколько меньшей общей карбонатностью и большим средним содержанием слюдисто-кварцевого

цемента. Весьма характерны песчаники, обогащенные аутигенным пиритом, магнетитом и мартитом. Кварцевые конгломераты здесь встречаются реже; они исключительно средне- и мелкогалечные; более обычны гравийные конгломераты. Полимиктовые конгломераты, характерные в этой зоне для базальных слоев онежской серии, также состоят практически из галек кварца и гранита.

Подвижная зона, в пределах которой располагаются на севере Панаярвская, Куоляярвская и Кукасозерская структуры, а также Пелозерская подзона Лехтинской структуры, а на юге Ладожская структура, отличается песчано-карбонатно-сланцевым сравнительно более глубоководным характером ятулийских толщ, их сложной и интенсивной складчатостью и повышенным метаморфизмом (до амфиболитовой фации включительно). Разрезы ятулия здесь полные непрерывные, размывы и несогласия внутри него отсутствуют или незначительны и имеют характер подводных размывов вследствие проявления донных течений; ритмичность менее четкая, обычно симметричная трансгрессивно-регрессивного типа; кварцевые конгломераты в этой зоне среди ятулийских толщ отсутствуют или образуют редкие (в основании ятулия) сантиметровые прослои.

Песчаные породы подвижной зоны преимущественно средне-, мелко- и тонкозернистые (редко до гравелитистых) тонкогоризонтально-слоистые с базальным слюдястым или карбонатным цементом. Более широко развиты первично глинистые и мергелистые сравнительно глубоководные отложения; с ними ассоциируют значительные по мощности пласты карбонатных пород (преимущественно известняки). Песчаники по составу мусковит-плагиоклаз-кварцевые. Обломочная фракция представлена кварцем; плагиоклаз (олигоклаз — андезин) и слюды (мусковит и биотит) метаморфогенные и возникли главным образом за счет глинистого цемента; иногда присутствуют новообразованные гранат, ставролит, кианит. Реже встречаются незначительные по мощности первично аркозовые песчаники; характерны прослои хемогенных, иногда с гематитом, кварцитов (метасилициты). Акцессорными, достоверно аллотигенными, минералами являются циркон и монацит; из аутигенных весьма обычны окислы железа и пирит.

Таким образом, устанавливается четкий фациальный ряд ятулийских пород Карелии: от континентальных, возникших в пределах сравнительно стабильного в ятулийское время массива (протоплатформы), через параллические (прибрежно-морские), фиксирующие переход от протоплатформы к протогеосинклинали, к пелагическим (открытого моря), сформированным в зоне интенсивного прогибания, испытавшей в конце ятулия наиболее интенсивный метаморфизм и складкообразование (протогеосинклиналь).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

Исходя из установленной структурно-фациальной зональности песчаников ятулия, химические анализы были разделены на три группы. В первую группу включены анализы, характеризующие породы протоплатформы (континентальная генетическая ассоциация), сюда отнесены анализы метапесчаников ятулия Сегозерской и Янгозерской структур; во вторую (параллическая генетическая ассоциация) — ятулийских песчаников Лехтинской, Выгозерской и Янисярвской структур; в третью (пелагическую) — песчаных пород кварцевой толщи Панаярвской структуры и северо-восточного крыла Лехтинской структуры. Имеющиеся анализы метапесчаных отложений Ладожской, Куоляярвской и Кукасозерской структур вследствие спорности отнесения этих толщ к ятулию при расчете среднего содержания не учтены.

Полученные результаты отображены в таблице. В ней же приведены вычисленный автором (по литературным данным) средний состав дая-

тулийских гранитов, за счет размыва которых преимущественно образовались ятулийские толщи, а также данные А. Б. Ронова и др. (1963) по среднему составу основных генетических ассоциаций гумидных песчаных пород Русской платформы.

Четкое представление об изменении химического состава трех основных генетических ассоциаций метапесчаников карельского ятулия дает треугольная диаграмма (фиг. 1), составленная по методу В. К. Головенка (1966), где видно, что состав песчаных пород Карелии варьирует в широких пределах. Наибольший разброс, свидетельствующий о наименьшей сортированности, показывают точки составов метапесчаных пород континентальной литогенетической ассоциации. Члены геохимического ряда этой ассоциации образуют все переходы от разновидностей, превышающих по степени зрелости «ортокварциты», до песчаных пород, химический состав которых по насыщенности Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , щелочноземельными и щелочными компонентами превышает средний состав граувакк.

Поле песчаников паралической генетической ассоциации отличается несколько более ограниченной площадью на диаграмме, что указывает на более значительную сортированность пород; тем не менее и они показывают все переходы от ортокварцитов через кварциты и аркозы до граувакк.

Метапесчаные породы пелагической генетической ассоциации образуют ограниченное поле, резко отличное от полей песчаников двух предыдущих ассоциаций, но в целом связанное с ними зоной совмещенных контуров и, таким образом, характеризуют крайние члены непрерывного ряда ятулийских метапесчаников. Состав пелагических песчаников ятулия близок среднему составу граувакк, отличаясь несколько большим содержанием щелочных и щелочноземельных компонентов. Причем, если изменение состава песчаников двух первых ассоциаций отражает прямо пропорциональный рост сумм $Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$ и $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$ при одновременном снижении содержания SiO_2 , то в пелагических песчаниках с увеличением содержания инертных компонентов (Al_2O_3 и др.) пропорционально снижается сумма окислов легкоподвижных элементов (K_2O и др.).

Весьма показательным в этом отношении является анализ зависимости между содержанием в песчаниках Al_2O_3 и K_2O (фиг. 2). В метапесчаниках континентальной и паралической ассоциаций содержание калия возрастает пропорционально содержанию глинозема; для пелагических песчаников картина обратная: с увеличением содержания глинозема содержание калия снижается.

Из этого, очевидно, следует, что в пределах континента и прибрежной части моря механизм накопления щелочей и глинозема был сходным, тогда как в пелагической части моря эти компоненты разделялись и попадали в осадок вследствие разных причин в разное время. Анализ поведения рассматриваемых компонентов в пределах однотипных ритмов песчаных пород показывает, что в случае ритмичности континентальной и прибрежно-морской литогенетической ассоциаций абсолютное содержание кремнезема постепенно снижается к кровле ритма; одновременно и практически пропорционально в этом направлении растут значения $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO$ и $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$.

В пелагических метапесчаниках по направлению к кровле трансгрессивной части ритма несущественно понижается абсолютное содержание кремнезема и резко падает содержание $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO$, тогда как сумма щелочных и щелочноземельных компонентов в этом направлении резко и неуклонно возрастает. Сопоставляемые ритмы отображают изменение гидродинамических условий бассейнов от весьма бурных вначале до спокойных в конце. На континенте и в прибрежной части моря в периоды бурного волнения в осадке накапливался главным

Средний химический состав ятулийских метапесчаных пород

Регионы	Генетические ассоциации	Количество анализов	Вес. %									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	K ₂ O	
Карелия	Континентальная	26	82,05	0,33	6,39	1,80	0,94	1,52	1,29	0,07	2,56	
	Параличская	49	81,45	0,19	7,91	1,14	1,54	1,30	1,16	0,04	2,92	
	Пелагическая (открытое море)	10	65,90	0,49	14,30	2,39	1,81	2,50	4,09	0,17	3,29	
	Сумма или среднее	85	80,75	0,25	8,03	1,45	1,21	1,41	1,32	0,07	2,81	
	Средний состав до-ятулийских гранитов	173	70,63	0,24	15,12	1,47	1,17	0,83	1,56	0,04	3,45	
Русская платформа (Ронов и др., 1963)	Континентальная	76	79,90	0,57	6,55	2,52	1,45	0,72	1,66	0,056	1,41	
	Гумидная прибрежно-морская	85	75,18	0,48	6,68	2,33	1,40	1,07	3,08	0,043	1,41	
	Гумидная пелагическая (открытое море)	9	65,37	0,59	8,03	4,23	1,82	1,35	6,24	0,069	1,82	
	Сумма или среднее	170	76,73	0,53	6,70	2,52	1,45	0,93	2,97	0,05	1,44	

образом кварц, а в его открытой части (в пелагической зоне) — кварц и обильно поступавшие в это время из прибрежной зоны обломочные и, очевидно, взвешенные частицы минералов глинозема, железа и титана. По мере затухания гидродинамических процессов поступление терригенных и взвешенных частиц в открытое море ослабевало. Здесь наряду с продолжением осаждения оставшейся части взвешенных частиц начинались процессы химической садки CaO и MgO, приводившие к образованию осадков, богатых щелочноземельными компонентами. На континенте и в прибрежной зоне в это время происходило осаждение взвешенных глинистых частиц, способных, очевидно, сортировать растворенные в воде щелочи. Поэтому, чем больше осаждалось этих частиц, тем больше закреплялось в осадок щелочей, т. е. содержание $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO$ и $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$ должно было расти пропорционально, что и наблюдается (фиг. 1).

Сопоставление средних составов песчаников рассматриваемых выше трех генетических ассоциаций (таблица) показывает, что в направлении от континента к бассейну последовательно снижается содержание SiO₂ и растет содержание Al₂O₃, FeO, K₂O и Na₂O. Для TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO и CaO характерно некоторое уменьшение содержания в прибрежных метапесчаниках с резким увеличением в пелагических метапесчаниках. Такое поведение элементов характерно для гумидных песчаных пород фанерозоя (Ронов и др., 1965, 1966).

Сходство в распределении химических элементов в ятулийских и постдокембрийских песчаных породах подтверждает предположение ряда ученых (Коржинский, 1955; Сердюченко, 1956; Сидоренко, 1961) о сохранении метаморфизованной породой основных особенностей ее первичного химического состава и находится в соответствии с данными других исследователей Карелии (Безденежных и др., 1966; Предовский и др., 1967; Корякин, 1971).

На фиг. 3 показано изменение относительного содержания породообразующих окислов и их отношений на профиле континент — море в ятулийских метапесчаных породах и гумидных и аридных песчаниках Русской платформы. Для большей наглядности графики построены путем сравнения содержания соответствующего окисла в разных типах песчаников с содержанием его в карельских гранитоидах, за счет которых образовались ятулийские песчаники. За нулевую линию принято содержание соответствующего окисла в гранитах Карелии. Такие графики наглядно отображают степень концентрации разных компонентов в пес-

Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Сорг	CO ₂	SO ₃	п. п. п.	Сумма	Отношения						
								Al ₂ O ₃ /SiO ₂	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	K ₂ O/Na ₂ O	FeO/Fe ₂ O ₃	CaO/MgO	K ₂ O+Na ₂ O/Al ₂ O ₃
0,17	0,09	0,19	—	—	—	2,50	99,90	0,07	0,05	37,59	15,06	0,52	0,84	0,42
0,54	0,15	0,11	—	—	—	1,60	100,05	0,09	0,02	14,65	5,40	1,35	0,89	0,43
3,30	0,16	0,11	—	—	—	1,52	100,03	0,21	0,03	4,33	0,99	0,75	1,63	0,46
0,54	0,12	0,14	—	—	—	1,58	100,03	0,10	0,07	14,87	5,20	0,83	0,93	0,42
3,83	0,01	0,23	—	—	—	0,91	99,49	0,21	0,01	3,94	0,90	0,79	1,88	0,48
0,30	0,085	—	0,33	1,71	0,13	2,71	100,10	0,08	0,09	21,83	4,70	0,58	2,31	0,26
0,43	0,189	—	0,51	2,84	0,26	3,28	99,85	0,09	0,07	15,53	3,28	0,60	3,63	0,28
0,93	0,159	—	0,55	5,06	0,37	3,93	100,52	0,12	0,07	8,63	1,96	0,43	4,62	0,34
0,40	0,141	—	0,43	2,44	0,21	3,06	100,0	0,09	0,08	16,75	3,60	0,58	3,19	0,27

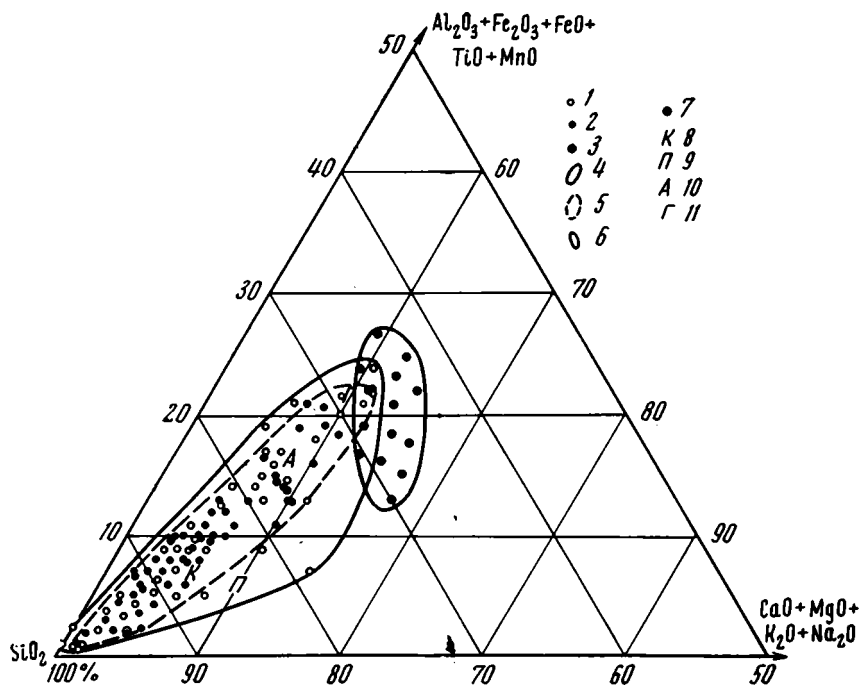
чанных породах. Значения, располагающиеся на графиках выше нулевой линии, отмечают обогащение песчаников данным компонентом в сравнении с исходной породой области сноса; точки, размещающиеся ниже нулевой линии, показывают, что песчаники этим компонентом недосыщены.

Из-за отсутствия данных по составу области сноса песчаников Русской платформы расчет для них велся по отношению к тем же гранитам Карелии. Очевидно, картина была бы значительно нагляднее, если бы сравнение велось по отношению к составу области сноса каждой из сравниваемых групп песчаников.

Тем не менее анализ этих графиков отчетливо показывает, что ход осадочной дифференциации в ятулийское время в принципе подчинялся тем же основным закономерностям, что и соответствующие процессы в гумидные этапы фанерозойского седиментогенеза. Следовательно, в сравнительном плане можно говорить о гумидном типе ятулийского литогенеза.

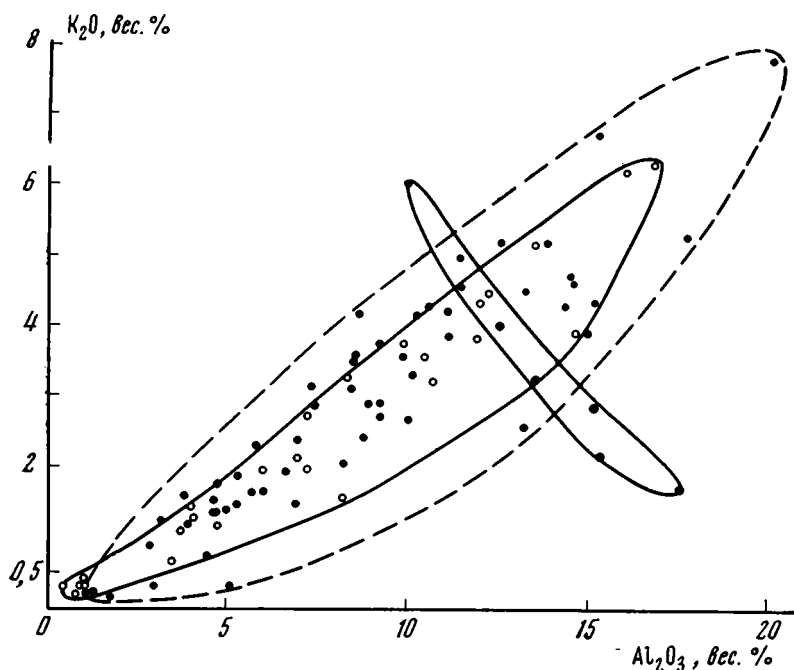
Анализ таблицы, графиков и диаграммы (фиг. 4) показывает, между тем, и существенные различия между ятулийскими метапесчаниками и фанерозойскими песчаниками породами Русской платформы. Прежде всего это отличие выражается в большем содержании в ятулийских метапесчаниках соответствующих фаций SiO₂, Al₂O₃, MgO, K₂O и Na₂O и пониженном содержании в них Fe₂O₃ и CaO. Метапесчаники континентальной ассоциации ятулия резко отличаются от соответствующих песчаников Русской платформы более высокими значениями таких характерных модулей, как Al₂O₃/Na₂O; K₂O/Na₂O; FeO/Fe₂O₃ и K₂O+Na₂O/Al₂O₃. Вместе с тем для ятулия в целом характерно резко пониженное по сравнению с песчаниками Русской платформы значение CaO/MgO — не более 1,63, в среднем 0,93, а для фанерозойских гумидных песчаников соответствующих фаций Русской платформы его величина 2,31—4,62 (среднее 3,19). Это находится в соответствии с установленным А. Б. Роновым с соавторами фактом, что сверху вниз по разрезу осадочных отложений фанерозоя Русской платформы содержание K₂O в песках увеличивается, а значение CaO/MgO падает.

Сравнение среднего состава песчаников ятулия Карелии и фанерозоя Русской платформы (гумидный тип) показывает, что первые по сравнению со вторыми обогащены SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, K₂O и Na₂O и бедны TiO₂ и CaO. Частично эти различия, очевидно, обусловлены разным исходным составом областей сноса, но главное, по-видимому, за-

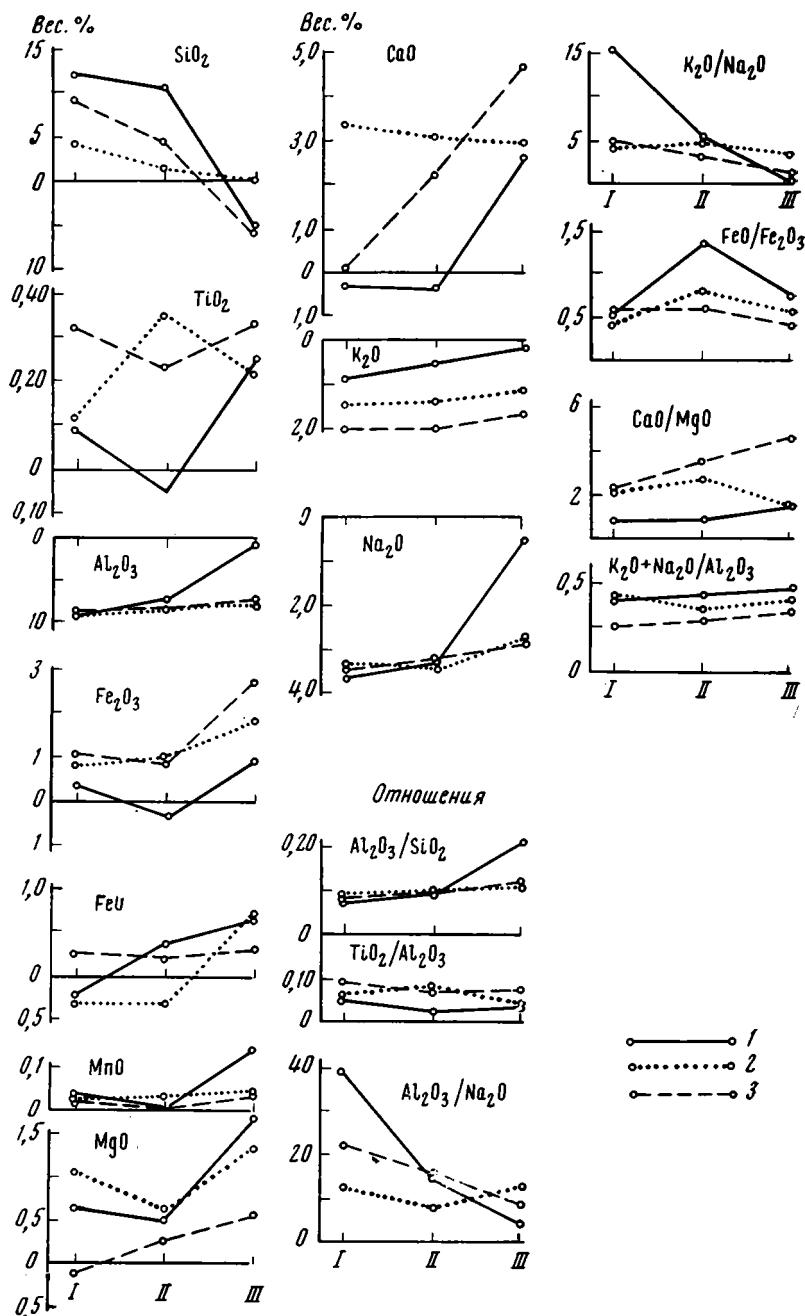


Фиг. 1. Треугольники колебания химического состава ятулийских метапесчаных пород Карелии

Генетические ассоциации: 1 — континентальная, 2 — паралическая, 3 — пелагическая (открытое море); поля пород разных генетических ассоциаций: 4 — континентальной, 5 — паралической, 6 — пелагической; главные типы песчаных пород (Ронов и др., 1963): 7 — ортокварцит (по Петтиджону), 8 — кварцит (по Мидлтоу), 9 — пески (по Кларку), 10 — аркозы (по Петтиджону), 11 — траувакка (по Петтиджону)

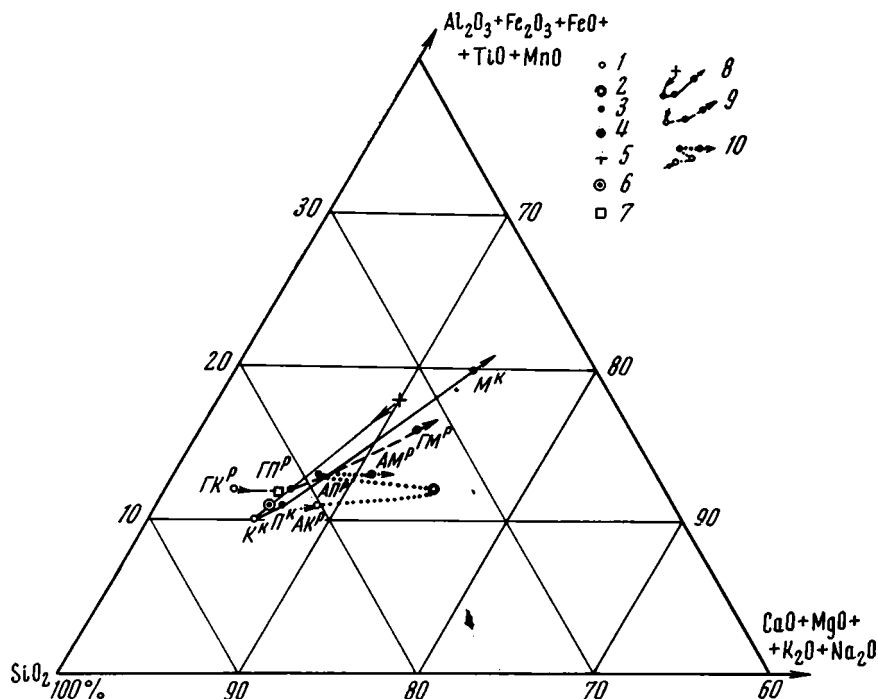


Фиг. 2. График зависимости между содержанием K_2O и Al_2O_3 в ятулийских метапесчаных породах Карелии
Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 3. Геохимическая характеристика ятулийских метапесчаных пород Карелии и песчаников Русской платформы (разница (%) между содержанием элемента в песчаных породах и доятулийских гранитоидах)

1 — ятулийские метапесчаные породы; 2 — песчаники аридного климата; 3 — песчаники гумидного климата; генетические ассоциации: I — континентальная, II — паралическая, III — пелагическая



Фиг. 4. Треугольник колебаний среднего состава песчаных пород и ятулийских метапесчаников Карелии

1 — песчаные породы континентальной ассоциации: К^к — Карелии, Г^кР — гумидные Русской платформы; 2 — то же лагунные Русской платформы; 3 — то же параличские: П^к — Карелии, Г^пР — гумидные, А^пР — аридные Русской платформы; 4 — то же пелагические; М^к — Карелии, Г^мР — гумидные, А^мР — аридные Русской платформы, А^кР — аридные континентальные Русской платформы; средний состав: 5 — доятулийских гранитов, 6 — ятулийских метапесчаников Карелии, 7 — песчаных пород Русской платформы (по А. Б. Ронову и др.); направление осадочной дифференциации для: 8 — ятулийских метапесчаных пород Карелии, 9 — гумидных песчаных пород Русской платформы, 10 — аридных песчаных пород Русской платформы

ключается в различии между докембрийским и фанерозойским климатами.

В этой связи важно подчеркнуть, что в ятулийское время территория Карелии, в том числе и ее наиболее стабильная часть, судя по совокупности литолого-фациальных и структурно-формационных данных, характеризовалась несравненно большей тектонической активностью (мощные толщи конгломератов, терригенный в целом характер седиментогенеза, интенсивный вулканизм и т. д.), чем Русская платформа. Исходя из этого, согласно существующим представлениям, следовало бы ожидать, что ятулийские метапесчаные породы окажутся менее зрелыми, чем песчаники Русской платформы. Между тем, как следует из приведенных данных, наблюдается обратное: метапесчаные породы ятулия превышают по зрелости даже наиболее зрелые песчаники гумидных формаций Русской платформы. Важно подчеркнуть, что это, судя по предварительным данным, характерно и для докембрийских метапесчаных пород других регионов мира (Украинский кристаллический щит, Канадский и Бразильский щиты, Южноафриканский район и др.). Следовательно, есть все основания считать, что докембрийские агенты выветривания (атмосфера, поверхностные и грунтовые воды) были много агрессивнее, чем в последующие геологические периоды. Такой вывод согласуется с мнением о повышенном содержании в докембрийской атмосфере углекислых и кислых дымов (Вернадский, 1934; Виноградов, 1959; Страхов, 1963, 1968; Ронов, 1964).

Геохимия докембрийских метасадочных, в том числе и песчаных, пород охватывает широкий круг неизученных вопросов, главным из которых является установление геохимических закономерностей осадконакопления на ранних этапах развития земной коры, чтобы дать научно обоснованный прогноз полезных ископаемых.

Задача настоящего сообщения — проследить сходство и различие химизма ятулийских (являющихся типичными для среднего протерозоя) и фанерозойских песчаников, что важно для понимания металлогенетической специализации докембрия. Вскрытие существа устанавливаемых различий и познание закономерностей геохимии ятулийского седиментогенеза должно быть предметом дальнейшего изучения. Имеющиеся в настоящее время геохимические данные еще скудны, неодинаковы по своей ценности, поэтому предлагаемые выводы мы рассматриваем как предварительные.

ЛИТЕРАТУРА

- Безденежных Л. П., Негруца Т. Ф., Негруца В. З. Методика фашиальных исследований протерозоя Карелии и Кольского п-ва.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., «Недра», 1966.
- Вернадский В. Н. Очерки геохимии (2-е русск. изд.). Л.— М.— Грозный — Новосибирск, Горгеонефтеиздат, 1934.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Головенок В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, М., «Недра», 1966.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В сб.: Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Корякин А. С. О признаках первично-элювиального генезиса некоторых метаморфических пород Карелии.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., «Недра», 1971.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблемы геологии ятулия.— В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 143, Л., 1968.
- Негруца В. З., Богданов Ю. Б. Протерозой. Геологическое строение СССР, т. 1. М., «Недра», 1969.
- Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л., «Недра», 1967.
- Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., «Наука», 1963.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.
- Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ.— Геохимия, 1965, № 8.
- Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах.— Геохимия, 1966, № 7.
- Сборник химических анализов горных пород Карельской АССР.— Петрозаводск, 1967.
- Сердюченко Д. П. О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3, 4. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1956.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.492(574.11)

ОБЛОМОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ В БОКСИТАХ МУГОДЖАРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Л. И. КИСЕЛЕВ

Месторождения и рудопроявления бокситов Мугоджар относятся к платформенным образованиям и в большинстве своем связаны с отложениями альба, залегающими на коре выветривания пород фундамента (Киселев, 1966). По условиям залегания выделяются следующие типы месторождений: карстово-котловинные, карстово-контактные, карстово-полевые, котловинные, плащевидные и склоновые. Нередко на одном и том же месторождении можно наблюдать сочетание двух типов залежей, например склоновых и карстово-контактных или плащевидных и склоновых.

Следует отметить тесную генетическую связь бокситов с латеритной апт-альбской корой выветривания алюмосиликатных бескварцевых пород, таких, как основные эффузивы, габбро и др.

Бокситы всех месторождений, за исключением латеритных образований, несмотря на их различия в условиях залегания, имеют обломочно-бобовую структуру, причем количество обломочного материала заметно увеличивается в периферийных частях залежей — возле области питания, которой являлись выступы фундамента с развитой на них корой выветривания, и в дальней зоне выклинивания пласта боксита. В этих случаях вследствие обилия кластического материала структура бокситов становится бобово-обломочной.

Изучение обломочного (терригенного) материала показало, что он имеет местное происхождение, приносился с соседних с залежами бокситов возвышенностей. Сортировка и окатанность обломочного материала слабые. Это прежде всего алюможелезистые бобовины, их обломки, кварц, каолинизированные или гиббситизированные полевошпатовые породы, обломки устойчивых при выветривании минералов. Обломки бывают угловатыми, угловато-окатанными и иногда хорошо окатанными. Их размеры в поперечнике от 2—5 см до десятых долей миллиметра, в последнем случае они входят в состав цемента бокситов с обломочной и микробобово-обломочной микроструктурами. Среди терригенного материала в каменистых бокситах и бокситовых породах обломки различных пород и минералов чаще играют подчиненную роль, количественно значительно уступая терригенным бобовинам и их обломкам.

Терригенные бобовины имеют довольно правильную округлую форму, преобладающие размеры их около 1,0—2,0 мм в поперечнике. Они очень густо окрашены и почти не просвечивают в шлифе в параллель-

ных николях. Бобовины обычно разбиты густой сеткой трещин усыхания, идущих от поверхности к центру бобовин и имеющих близкое к радиальному направление. Терригенные бобовины содержат переменное количество остроугольных зерен преимущественно кварца размером 0,03—0,1 мм, которые большей частью замещены микрозернистым гиббситом или выщелочены. Обломки в бобовинах чаще распределены более или менее равномерно, но иногда концентрируются в их центральных частях. Иногда внутри терригенных бобовин отмечаются микробобовины, представляющие собой сгустки глиноземисто-железистого состава размером около 0,15—0,4 мм.

Говоря о бобовинах в бокситах, можно привести следующие соображения, позволяющие считать их терригенными. Наряду с бобовинами довольно правильной округлой формы в бокситах присутствуют, а иногда и преобладают, их обломки. Они имеют угловатую, угловато-окатанную и даже хорошо окатанную формы, иногда форму полусферы. Поверхность бобовин и их обломков часто разрушена, неровная. Как отмечалось выше, бобовины обычно разбиты многочисленными радиальными трещинками усыхания, идущими от поверхности бобовины в глубь ее. Эти трещинки не проникают в окружающие бобовины вторичные оболочки, образовавшиеся уже в боксите.

На терригенный характер бобовин, по мнению ряда исследователей (Лисицына, Пастухова, 1963), указывает также их состав, отличный от состава аутигенных бобовин: в первую очередь присутствие в них скрытокристаллической или тонкодисперсной безводной окиси алюминия (корунда). Источником терригенных бобовин и их обломков, по-видимому, являлась самая верхняя глиноземисто-железистая или железистая зона латеритной коры выветривания, при разрушении и переотложении материала которой содержащиеся в ней железистые конкреции и их обломки попадали в карстовые воронки и впадины (Лисицына, Пастухова, 1963). Каменистые бокситы содержат значительно большее количество терригенных бобовин, чем другие литологические разновидности бокситовых пород. Можно предположить, что они образовались в местах скопления бобовин и их обломков, которые служили центрами, куда стягивались ферриалюмогелти.

Состав обломков пород и минералов в бокситах из различных месторождений и рудопроявлений несколько отличен, что зависит главным образом от состава пород коры выветривания, являвшихся материнскими для них.

Обломки и гальки каменистых бокситов, часто встречаемые в каменистых же бокситовых породах, обычно по структуре и составу очень близки тем бокситам, в которых они обнаружены, со всеми присущими этим породам особенностями. Таковы гальки в бокситах месторождений Талдык-Ащисай и Юго-Западного Тургая. В каменистых бокситах месторождения Талдык-Ащисай обломки каменистых бокситов иногда имеют значительные размеры: от нескольких сантиметров в поперечнике до валунов размером около 1 м и более. В толщу боксита такие обломки, по-видимому, попали в период его образования из вышележащих уже сформированных пластов боксита в результате проседания карстовых воронок и обрушения их стенок.

Для каменистых бокситовых пород месторождений Сорколь, Актогай и Восточно-Кемпирсайское характерны гальки псевдоморфных латеритных бокситов, не встреченные пока в бокситах других месторождений Мугоджар. Эти породы сохраняют реликтовые структуры материнских пород. В гальках латерита из бокситов Актогайского месторождения структура реликтовая габбровая, Сорколя и Восточно-Кемпирсайского — реликтовая диабазовая, Сорколя — также и вариолитовая. Пластинчатые и чешуйчатые агрегаты гиббсита замещают в габбро, диабазе и вариолите плагноклаз. Размеры отдельных индивидов гиббсита

0,001—0,005 мм, изредка до 0,01 и даже 0,1 мм. Гидроокислы железа (главным образом гетит) замещают темноватые минералы основных пород. Они частью выщелочены, на их месте остаются пустотки различных размеров и форм. Гиббситизация этих пород, по-видимому, имела место еще в коре выветривания, до поступления в бокситовые породы в виде галек, а не в самом боксите. В пользу этого говорят следующие факты: границы галек с вмещающей их бокситовой породой резкие, вокруг галек образована железистая рубашка толщиной до 1 мм, иногда периферические части галек несколько осветлены.

Среди обломочного материала значительная часть принадлежит нацело каолинизированным обломкам полевошпатовых пород. Так, в каменных бокситовых породах месторождения Талдык-Ащисай часты обломки каолинизированных девонских эффузивов и их туфов, развитых восточнее месторождения. В обломках нацело каолинизированных кристаллолитокластических туфов вполне четко видна обломочная структура исходных пород. Обломки пород в них имеют различную форму: неправильную угловатую, угловатую со сглаженными краями, иногда округлую; обломки кристаллов резко угловатые. Размеры обломков пород в туфах 2—5 мм; обломки кристаллов, принадлежащие кварцу и, по-видимому, полевым шпатам, в основном менее 1 мм. Обломки пород и полевых шпатов нацело замещены тонкодисперсным каолинитом с размером частиц менее 0,001 мм, в окрещенных николях они почти изотропны. Обломки кварца частью или нацело замещены микрокристаллическим гиббситом, иногда выщелочены. Замещенные каолинитом обломки пород в туфах также частью гиббситизированы. Единичные зерна циркона сохраняются без изменения. Обломки нацело каолинизированных пород нередко имеют остроугольную форму и ясно, что при рыхлом сложении они не могли сохранить ее при переносе. По-видимому, обломки полевошпатовых пород накапливались в виде древнего делювия невыветрелыми или слабыветрелыми и уже в горизонте боксита были подвергнуты латеритизации.

Обломки замещенных тонкодисперсным глиноземом глинистых пород преобладают в цементе каменных бокситов Талдык-Ащисайского месторождения. Каолинитовые породы довольно часты также в гальках из каменных бокситов юго-западного борта Тургайского прогиба. Они имеют разночешуйчатую структуру и сложены неправильными более или менее изометричными чешуйками каолинита с преобладающими размерами от тысячных долей до 0,01 мм. Эти породы обычно несколько ожелезнены.

Для бокситовых пород юго-западного борта Тургайского прогиба очень характерно присутствие среди обломочного материала бурых и красных железняков, обломков мартита. Эти породы в шлифе бесструктурны, в проходящем свете в параллельных николях очень густо окрашены, почти не просвечивают, в косом отраженном свете охристо-красные, иногда охристо-желтые. В них часты пустотки, выполненные карбонатом или карбонатом с гиббситом, реже только гиббситом, отдельные индивиды которого размером до 0,1 мм. Карбонат представлен сидеритом и образуется в результате процессов вторичной эпигенетической минерализации, широко развитой в бокситовых породах этого района.

Из обломков минералов, встреченных среди терригенного материала бокситовых пород, наиболее характерным, присутствующим в бокситах всех месторождений, является кварц. Зерна его обычно угловатые, редко угловато-окатанные; размеры преимущественно 0,1—0,5 мм, изредка до 3—5 мм в поперечнике. Обломки кварца чаще в той или иной степени замещены кристаллическим гиббситом, иногда карбонатом или гидроокислами железа. Замещение проявляется в первую очередь вдоль трещинок и в периферических частях зерен и постепенно захва-

тывает все зерно. Замещение обломочных зерен кварца кристаллическим гиббситом в бокситовых породах Соркольского месторождения было ранее отмечено Н. А. Лисицкой (1956). Кластические зерна кварца поступали в формирующуюся бокситовую породу неизмененными и уже в ней были замещены кристаллическим гиббситом и корродированы гидроокислами железа.

В бокситах Талдык-Ащисая изредка отмечаются листочки слюды, также замещенные кристаллическим гиббситом.

Угловатые обломки устойчивых к выветриванию минералов — ставролита и дистена — встречены неизмененными в бокситовых породах Соркольского месторождения и обломки дистена — в бокситах Талдык-Ащисая.

Переотложенный в карстовые воронки, на склонах, в замкнутых понижениях смешанный материал при условии свободной фильтрации атмосферных вод через его толщу испытывал преобразования, по своему характеру близкие таковым при латеритном процессе, которые и могли привести к образованию бокситовых пород с обломочно-бобовыми структурами. Эти преобразования сводились к выносу кремнезема и соответственно обогащению окисным железом и глиноземом и замещению им обломков кварца и каолининовых пород. Перераспределение глинозема обусловило образование в бокситовых породах микробобовин путем обрастания обломков различного состава концентрическими алюможелезистыми оболочками или появления алюможелезистых округлых, овальных и неправильно-округлых сгустков. Алюмогели и ферриалюмогели, образующие в бокситах прожилки и замещающие отдельные участки дementа, также образуются в результате перераспределения глинозема, но на несколько более поздней стадии латеритного процесса. Образование микробобовин и выделений ферриалюмогелей и алюмогелей, являющихся элементами так называемых вторичных структур в бокситовых породах, сформировавшихся в результате вторичных изменений переотложенного делювиального материала, в значительной степени стирает первичные обломочные структуры и делает их реликтовыми.

Таким образом, изучение обломков в бокситах и бокситовых породах некоторых месторождений Мугоджар позволяет признать обломочную природу исходного материала этих пород и сделать вывод о важной роли латеритного процесса в его преобразовании при формировании бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Киселев Л. И. Условия образования бокситовых месторождений Мугоджарского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Лисицкая Н. А. О замещении кварца гиббситом. — Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 5.
- Лисицкая Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР, вып. 95, 1963.

Казахский н.-и. институт
минерального сырья
Алма-Ата

Дата поступления
12.XI.1971

СОДЕРЖАНИЕ УРАНА В ОКЕАНСКИХ ФОСФОРИТАХ

Г. Н. БАТУРИН, А. В. КОЧЕНОВ

Фосфориты заметно выделяются среди других типов осадочных пород повышенным содержанием урана: $5-600 \cdot 10^{-4}\%$ (Холодов, 1963; Adams *et al.*, 1959; Sheldon, 1959). Вопрос о факторах, контролирующих накопление урана в фосфоритах, обсуждался во многих работах (Блисковский, Смирнов, 1966; Блох, Коченов, 1964; Гавшин, 1970; Наумов и др., 1963; Серебрякова, Разумная, 1962; Ames, 1960; Altschuler *et al.*, 1958 и др.), однако причины столь значительных колебаний содержания в них урана выяснены недостаточно. В связи с этим представляют интерес особенности распределения урана в океанских фосфоритах, среди которых встречаются наряду с древними и современные образования.

В настоящем сообщении приводятся результаты определений урана и P_2O_5 в 65 образцах фосфоритов, собранных советскими экспедициями в различных районах океана, и ряд соответствующих данных зарубежных исследователей. Для сравнения содержание урана было определено также в 60 образцах фосфоритов и фосфатных пород Русской платформы ($O-Pg_2^3$).

Фосфориты на дне океана представлены разнообразным по форме, составу и условиям залегания материалом, среди которого помимо костного детрита можно выделить фосфатные зерна, конкреции, плиты, глыбы, фосфатизированные породы. Возраст большинства известных океанских фосфоритов сравнительно древний (эоцен — ранний плейстоцен). Современные (голоценовые) фосфоритовые конкреции обнаружены пока только на шельфах Юго-Западной Африки и Чили (Батури, Безруков, 1971). Содержание P_2O_5 в исследованном материале в зависимости от количества нефосфатных примесей — $4,56-32,77\%$, урана — $1-524 \cdot 10^{-4}\%$, т. е. такое же, как и в древних фосфоритах на суше (табл. 1).

В шельфовых фосфоритах и фосфатизированных породах содержание урана — $3-166 \cdot 10^{-4}\%$, при средних колебаниях по каждому типу величин $5-79 \cdot 10^{-4}\%$.

Наиболее подробно процесс современного океанского фосфоритообразования изучен на внутреннем шельфе Юго-Западной Африки, где обнаружена серия аутигенных фосфоритовых конкреций и фосфатизированных копролитов, относящихся к единому генетическому ряду (Батури, 1969; Батури и др., 1970). Содержание урана в них неравномерно и постепенно увеличивается от рыхлых, наиболее молодых образований к литифицированным: от $3-8 \cdot 10^{-4}$ до $17-86 \cdot 10^{-4}\%$.

Одновременно возрастает (от $0,5-1$ до $1,6-24 \cdot 10^{-4}$) отношение U/P_2O_5 : сначала резко, затем плавно (фигура). Для литифицированных образцов характерна сравнительно высокая плотность, низкая пористость и влажность, частичная кристаллизация фосфата, а также образование плотной поверхностной глянцевой пленки из конденсированных органических веществ (Батури и др., 1970), что, видимо, препятствует дальнейшему накоплению урана. О том же свидетельствует выполаживание кривой U/P_2O_5 в уплотненных и плотных разностях (фигура). Следовательно, процесс концентрации в этом материале урана является в основном сингенетичным по отношению к фосфору. Литификация фосфоритовых конкреций и фосфатизированных копролитов на шельфе Чили происходит в целом так, как и на шельфе Юго-Западной Африки, с той, однако, разницей, что коэффициенты U/P_2O_5 отличаются большим постоянством ($1,0-1,8 \cdot 10^{-4}$). Последнее, видимо, связано с тем, что материал с шельфа Чили более однообразен по степени фосфатизации.

Таблица 1

Содержание урана и P_2O_5 в океанских фосфоритах (в скобках — предполагаемые значения)

Местонахождение	Образец	P_2O_5 , %			U, 10^{-4} %			U/ $P_2O_5 \cdot 10^{-4}$			Число образцов
		от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	
Внутренний шельф Юго-Западной Африки	Линзы фосфатизированного диатомового ила	5,10	11,54	8,32	3	8	5	0,3	0,8	0,5	3
	Рыхлые конкреции	23,85	26,53	25,20	9	19	14	0,5	0,8	0,6	3
	Уплотненные конкреции	27,88	31,09	29,37	9	80	35	0,3	3,1	1,4	6
	Плотные конкреции	31,16	32,77	33,09	17	86	53	0,6	2,5	1,6	5
	Рыхлые копролиты	23,69	27,53	25,85	3	52	28	0,1	1,9	1,0	2
	Уплотненный копролит	—	—	31,64	—	—	68	—	—	2,2	1
	Плотный копролит	—	—	32,06	—	—	77	—	—	2,4	1
Внешний шельф Юго-Западной Африки	Фосфоритовая глыба	—	—	21,27	—	—	68	—	—	3,2	1
	Фосфоритовые пески	4,56	25,96	12,27	8	120	50	2,0	5,0	4,2	7
	Рыхлые конкреции	14,92	15,73	15,32	7	45	28	0,5	3,0	1,8	3
Шельф Чили	Уплотненные конкреции	19,78	20,64	20,21	8	45	29	0,4	2,2	1,5	4
	Плотные конкреции	25,10	26,45	25,72	9	54	34	0,4	2,2	1,5	4
	Копролит плотный черный	—	—	30,67	—	—	30	—	—	1,0	1
Плато Блейк	То же, серый	—	—	32,33	—	—	40	—	—	1,3	1
	Фосфоритовая конкреция	—	—	18,07	—	—	10	—	—	0,6	1
	Фосфоритовые конкреции	—	—	(18—20)	18*	70*	37*	(1)	(4)	(2)	4
Банка Агульяс	Фосфоритовая плита	—	—	19,11	—	—	12	—	—	0,6	1
	Фосфоритовые конкреции	17,31**	23,95**	21,42*	10*	166*	79*	(0,4)	(9,8)	(3,8)	4
Шельф Марокко	Фосфоритовая конкреция	—	—	18,88	—	—	40	—	—	2,1	1
Шельф Анголы	Фосфатизированный конгломерат	—	—	8,98	—	—	72	—	—	8,0	1
Континентальный склон Калифорнии	Фосфоритовые конкреции	22,43***	29,66***	28,15***	40****	130****	77****	1,4	5,8	2,8	6
Подводное поднятие Чатам	Фосфатизированные фораминиферные известняки	—	—	21,8*****	117*	524*	230*	(5,3)	(24)	(10,4)	7
Подводные Срединно-Тихоокеанские горы	Фосфоритовые конгломераты, конкреции, глыбы, фосфатизированные известняки и гиадокластиты	4,76	31,60	—	1	7	3,4	0,05	0,35	0,15	19
Побережье Перу	Гуано	—	—	11,37	—	—	0,2	—	—	0,02	1
Русская платформа	Фосфориты и фосфатные породы	2,9	27,0	10,0	2	88	36	1,1	7,0	3,2	60

* Kolodny, Kaplan, 1970.

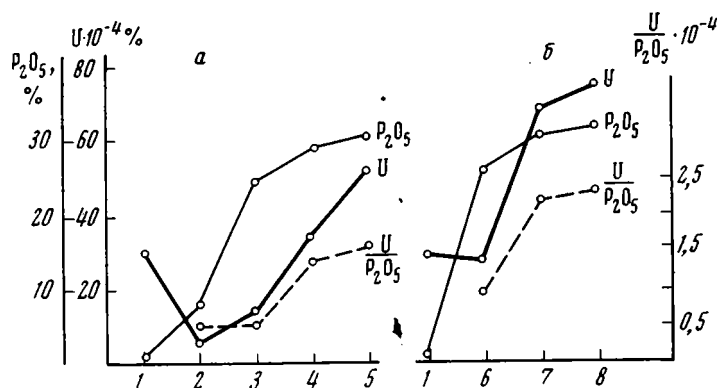
** Murray, Renard, 1891; Collet, 1905.

*** Dietz e. a., 1942.

**** Altschuler e. a., 1953.

***** Reed, 1952.

Осадки, вмещающие аутигенные фосфоритовые конкреции на шельфе Юго-Западной Африки (и, очевидно, Чили), обогащены органическим углеродом до 10—20% (Calvert, Price, 1960) и ураном до 30—60·10⁻⁴% (Батурин и др., 1971). Ен в поверхностном слое этих осадков — около 200 мв, рН 7,2—7,4; содержание урана в иловой воде в десятки раз выше, чем в морской (Батурин, 1971). Заметим, что при пониженных рН уранилкарбонатный комплекс, в форме которого растворенный уран находится в морской воде, становится неустойчивым (Старик, Колядин, 1957), что способствует сорбции урана фосфатами. Фосфоритовые кон-



Изменение средних содержаний урана, P₂O₅ и коэффициента U/P₂O₅ по мере литификации фосфатных образований в диатомовых илах шельфа Юго-Западной Африки

а — фосфоритовые стяжения; *б* — фосфатизированные копролиты морских львов; 1 — вмещающий диатомовый ил, 2 — линзы фосфатизированного диатомового ила, 3 — рыхлые конкреции, 4 — уплотненные конкреции, 5 — плотные конкреции, 6 — рыхлые копролиты, 7 — уплотненный копролит, 8 — плотный копролит

креции являются диагенетическими образованиями и формируются преимущественно ниже поверхности раздела вода — осадок. Следовательно, они извлекают уран не из морской, а из иловой воды. Интенсивность этого процесса зависит, в частности, от удельной поверхности сорбента. Так, в фосфоритовых песках с внешнего шельфа Юго-Западной Африки отношение U/P₂O₅ в целом выше, чем в крупных конкрециях из того же района.

Средние отношения U/P₂O₅ в фосфоритовых конкрециях, плитах и глыбах с банки Агульяс, шельфа Марокко, внешнего шельфа Юго-Западной Африки и Калифорнийского бассейна — 2—4·10⁻⁴, а в фосфатизированном конгломерате с шельфа Анголы — 8·10⁻⁴. Эти образования состоят из фосфоритовых желваков ранних генераций, сцементированных совместно с разнообразным обломочным и биогенным материалом фосфатом поздних генераций. Наблюдаемые в них повышенные по сравнению с молодыми конкрециями с шельфов Юго-Западной Африки и Чили коэффициенты U/P₂O₅ (при сопоставимости абсолютных концентраций урана) отражают, видимо, тот факт, что вторичная цементация произошла при ином, нежели первоначально, составе вмещающих осадков, после размыва (Батурин и др., 1970). При новой стадии диагенетических превращений мобилизация урана в осадках происходила относительно активнее по сравнению с фосфором. Аналогичное явление имело, видимо, место и при фосфатизации фораминиферовых илов с подводного поднятия Чатам, где отмечены максимальные для океанских фосфоритов концентрации урана и коэффициенты U/P₂O₅. Какова при этом бы-

ла роль собственно диагенетических и эпигенетических процессов пока неясно, однако влияние последних вполне возможно.

Фосфориты со дна центральной части Тихого океана (Безруков и др., 1969) характеризуются минимальными содержаниями урана ($1-7 \cdot 10^{-4}\%$) и коэффициентами U/P_2O_5 ($0,05-0,35 \cdot 10^{-4}$). В этом отношении их можно сопоставить с гуано, содержащим $0,2 \cdot 10^{-4}\%$ урана (образец с побережья Перу). Одним из факторов, лимитирующих концентрацию урана в пелагических фосфоритах, считается окислительная обстановка (Arrhenius, 1963). Вероятно, не меньшее значение имеет состав вмещающих пелагических осадков, которые обеднены ураном по сравнению с шельфовыми и содержат, по нашим определениям, $1-3 \cdot 10^{-4}\%$ урана.

Таблица 2

Уран в наружной и внутренней зонах фосфоритовых конкреций из Калифорнийского бассейна (Kolodny, Kaplan, 1970)

Образец	Общее содержание урана, $10^{-4}\%$	Относительное содержание U^{4+} , %	U^{234}/U^{238} в U^{4+}	U^{234}/U^{238} в образце в целом
Кр 33, наружная осветленная зона	67	58	0,78	0,98
Кр. 33, внутренняя темная зона	72	70	0,81	1,01
Кр 51, наружная осветленная зона	62	44	0,65	0,96
Кр 51, внутренняя темная зона	71	64	0,71	0,99

В тех случаях, когда восстановительная среда в осадках сменяется окислительной и обнажающиеся на дне фосфориты омываются кислородсодержащей водой, происходит частичное окисление и некоторая, хотя и незначительная, потеря урана из наружной зоны конкреций. Об этом свидетельствуют данные по содержанию, валентности и соотношению активностей U^{234}/U^{238} в наружной и внутренней зонах фосфоритовых конкреций с банок Форти-Майл и Серти-Майл из Калифорнийского бассейна (табл. 2).

Таблица 3

Увеличение содержания урана в биогенных фосфатах с шельфа Юго-Западной Африки по мере fossilization

Внешний облик материала	П. п. п., %			F, %			U, $10^{-4}\%$			Число образцов
	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	

Чешуя рыб

Белая, полупрозрачная, эластичная	35	45	40	0,70	1,10	0,92	2	28	13	3
Желтая, эластичная	30	35	32	—	—	—	30	90	62	3
Желтая, хрупкая	22	26	24	—	—	—	100	180	130	6

Кости рыб

Белые и желтые	23	40	34	1,19	2,16	1,67	13	60	26	10
Черные	8	12	10	2,60	2,80	2,70	100	700	400	2

Кости китообразных

Белые	32	42	35	1,00	1,35	1,12	4	9	6	3
»	—	—	22	—	—	1,55	—	—	13	1
Серые и черные	18	12	15	2,11	2,50	2,30	130	200	165	2
То же	6,5	10	8	2,45	2,80	2,67	160	670	340	4

Несмотря на региональные и локальные вариации, для литифицированных фосфоритовых конкреций из различных зон шельфов океана характерны относительно стабильные средние содержания урана ($52 \pm \pm 25 \cdot 10^{-4}\%$) и коэффициенты U/P_2O_5 ($2,3 \pm 0,8 \cdot 10^{-4}\%$), что свидетельствует в пользу сходства процесса накопления в них этого элемента. Близкие значения содержания урана (в среднем $36 \cdot 10^{-4}\%$) и U/P_2O_5 (в среднем $3,2 \cdot 10^{-4}\%$) отмечены также в проанализированных образцах фосфоритов и фосфатных пород Русской платформы.

В биогенных фосфатах (чешуе, костях рыб и млекопитающих), часто встречающихся в осадках совместно с фосфоритовыми конкрециями, процесс накопления урана происходит несколько иначе. Кости живых морских организмов практически не содержат урана. В осадках же биогенные фосфаты концентрируют уран более активно, чем конкреции, что, очевидно, связано с пористой структурой костной ткани, низкой степенью кристаллизации костного фосфата и высоким содержанием в нем органического вещества. По мере фоссилизации биогенных фосфатов содержание органического вещества (и, соответственно, потери при прокаливании) в них уменьшается, содержание фтора возрастает до 2—3%, а содержание урана — до $100 \cdot n \cdot 10^{-4}\%$ (табл. 3).

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н. Аутигенные фосфоритовые конкреции в современных осадках шельфа Юго-Западной Африки.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6.
- Батурин Г. Н. Уран в иловых растворах осадков юго-восточной Атлантики.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5.
- Батурин Г. Н., Безруков П. Л. Фосфориты на дне океанов.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Петелин В. П. Фосфоритообразование на шельфе Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 3.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Сенин Ю. М. Концентрация урана в современных океанических осадках в зонах подъема вод.— Геохимия, 1971, № 4.
- Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.
- Блисковский В. З., Смирнов А. И. О радиоактивности фосфоритов.— Геохимия, 1966, № 6.
- Блох А. М., Коченов А. В. Элементы-примеси в костном фосфате ископаемых рыб.— Геол. месторожд. редк. элем., 1964, вып. 24.
- Гавшин В. М. Некоторые условия концентрации урана природными сорбентами в процессе литогенеза.— Сб.: Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Наумов Г. Б., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И. Уран в осадочных породах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М., «Наука», 1963.
- Серебрякова М. Б., Разумная Е. Г. О формах нахождения урана в апатите.— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 6.
- Старик И. Е., Колядин Л. Б. Об условиях существования урана в морской воде.— Геохимия, 1957, № 3.
- Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах.— В сб.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах.— Тр. ИМГРЭ. М., 1963, вып. 17.
- Adams J. A. S., Osmond Y. K., Rogers J. J. W. The geochemistry of thorium and uranium.— In: Physics and chemistry of the Earth, v. 3, 1959.
- Altschuler Z. S., Clarke R. S., Young E. Y. Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1958, 314-D.
- Ames L. L. Some cation substitutions during the formation of phosphorite from calcite.— Econ. Geol., 1960, v. 65, No. 2.
- Arrhenius G. Pelagic sediments.— In: The Sea, v. 3, 1963.
- Calvert S. E., Price N. B. Minor metal contents of recent organic rich sediments of South West Africa.— Nature, 1960, v. 227, 5258.
- Collet L. W. Les concrétions phosphatées de l'Agulhas Bank (Cape of Good Hope).— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1905, v. 25.
- Dietz R. S., Emery K. O., Shepard F. P. Phosphorite deposits on the sea floor of southern California.— Bull. Geol. Soc. America, 1942, v. 53.

- Kolodny Y., Kaplan I. R. Uranium isotopes in sea-floor phosphorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, No. 1.
- Murray J., Renard A. Deep-sea deposits. Rep. Sci. Res. «Challenger» 1873—1876, v. 1, London, 1891.
- Reed I. J. Sediments from the Chatam rise, pt. I Petrology.— *N. Z. J. Sci. and Technol.*, 1952, sec. B, v. 34, No. 3.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
19.VII.1972

УДК 551.311.231 (575)

О ПРЕДВИЗЕЙСКОЙ «ЛАТЕРИТНОЙ» КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Б. А. БОГАТЫРЕВ, С. К. ГИПП, В. Н. ГРИГОРЬЕВ

Изучен переход между силурийскими отложениями и верхневизейскими известняками в районе Джалаирского рудопроявления бокситов. На силурийской поверхности развиты маломощные озерно-болотные нижневизейские отложения, состоящие из продуктов перебива подстилающих толщ и лептохлоритовых пизолитов. На контакте с верхневизейскими известняками отмечается былая интенсивная пиритизация. Силурийские и визейские отложения сильно дислоцированы, с чем связано изменение структуры пород и преобразование вещественного состава (хлоритизация, серицитизация). Современное выветривание обусловило окисление пирита и связанное с этим серноокислительное выщелачивание локальных участков пород, формирование пестроцветов, вторичное окварцевание, обохривание, выполнение отдельных пор каолинитом. Перечисленные изменения без их расшифровки обычно ошибочно принимались за остатки предвизейской латеритной коры выветривания.

В последние годы опубликовано несколько работ, в которых утверждается существование в Средней Азии предвизейской латеритной коры выветривания (Ахмеджанов и др., 1966; Абдуллаев, 1968; Алферов, Элизов, 1969; Элизов, 1970; Коннов, 1972; и др.). Известно, что для теории бокситообразования выяснение наличия латеритной коры выветривания, особенно погребенной, да к тому же в окладчатой геосинклинальной области, имеет чрезвычайно большое и принципиально важное значение. Вследствие этого становится понятным тот повышенный интерес, который проявили к данному вопросу литологи и геологи, занимающиеся изучением бокситов. К сожалению, в перечисленных выше работах существование предвизейской коры выветривания аргументируется лишь общими рассуждениями. В качестве единственного места, где такая кора выветривания, якобы, сохранилась, считается Джалаирское бокситопоявление в Мальгузарских горах. Однако доказательства ее присутствия в этом районе, изложенные в статье Г. Ю. Алферова и И. Н. Элизова (1969), как уже отмечалось в печати, нельзя признать корректными (Гентшке, Титова, 1971). Работы Л. П. Коннова и А. У. Абдуллаева также не убедительны.

На площади Джалаирского бокситопоявления, в обрывах и уступах, под толщей визейских известняков в породах зааминской свиты (S_2ld) в ряде мест близ контакта наблюдается зона обохривания. При полевом осмотре зоны контакта создается полная иллюзия наличия здесь коры выветривания. Подобного заблуждения не избежали и авторы данной статьи, независимо друг от друга посетившие это бокситопоявление в 1965—1967 гг. Только после камеральной обработки полевого материала мы пришли к заключению об отсутствии в данном месте не только латеритов, но и прямых признаков их существования.

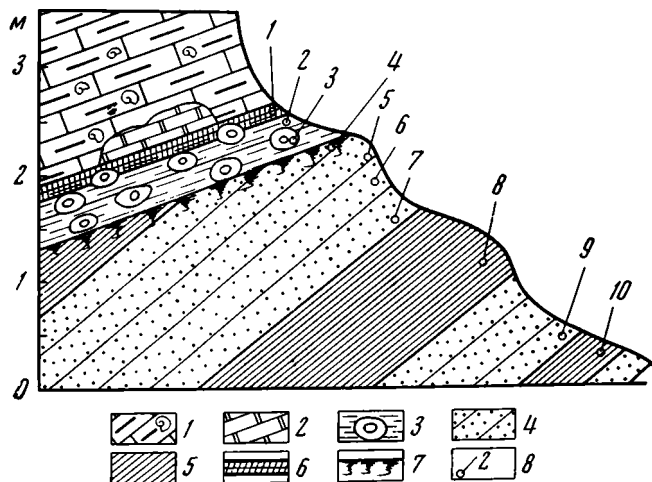
Район Джалаирского рудопроявления бокситов расположен в пределах узкого и протяженного субширотного пояса предгорий Туркестано-Алая, где сосредоточены все известные верхнепалеозойские бокситопроявления. В этом районе выделены отложения силура, девона, карбона и четвертичные. Палеозойская толща сильно дислоцирована в процессе герцинской и альпийской складчатости. Пласты смяты в узкие, местами почти изоклинные складки широтного простирания, осложненные разломами, преимущественно субширотными. Бокситы приурочены к границе между известняками визейского и башкирского ярусов.

Привлекший внимание исследователей в отношении коры выветривания стратиграфический интервал разреза на контакте отложений силура и визе хорошо вскрыт на ряде участков. Повсеместно между указанными отложениями наблюдается угловое и стратиграфическое несогласие. На протяжении более 1,5 км, где контакт между силуром и визе изучался всеми предыдущими исследователями и авторами, граница между толщами не осложнена разрывными нарушениями. Это подтверждается также тем, что повсеместно в основании визейских отложений прослежен один и тот же маломощный прослой аргиллитов и кварцевых алевролитов с хлоритовыми пизолитами. Все вышесказанное позволяет считать наблюдаемые взаимоотношения пород первичными.

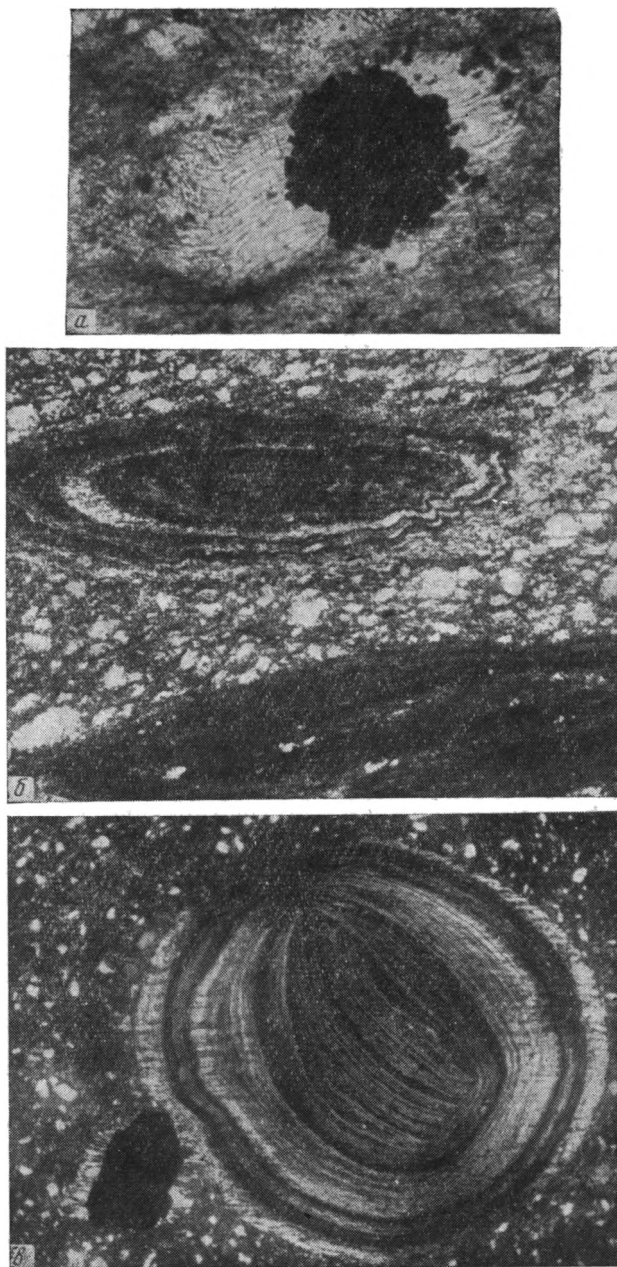
ЛУДЛОУСКИЕ И РАННЕВИЗЕЙСКИЕ ПОРОДЫ ИЗ ЗОНЫ ИХ КОНТАКТА

Зааминская свита лудлоуского яруса сложена чередующимися слоями тонкозернистых песчаников, алевролитов и сланцеватых аргиллитов. Зона измененных (ожеженных и трещиноватых) пород зааминской свиты наблюдается почти повсеместно с востока на запад от левого борта Джалаир-Сая до юго-восточных склонов горы Рамазан. Ее положение в разрезе, мощность и характер изменения пород во всех пунктах идентичны. Поэтому ниже в качестве примера приведена характеристика лишь одного разреза, расположенного в 1,2 км западнее Джалаир-Сая. Здесь, в пределах внешне наиболее измененной зоны, отобрана серия образцов (фиг. 1).

В нижней части указанной зоны обнажены тонкоплитчатые темно-серые и зеленовато-серые аргиллиты, в различной степени песчанистые (обр. 8, 10), и желтовато-серые глинистые песчаники (обр. 7, 9). Глини-



Фиг. 1. Схематический геологический разрез на контакте силурийских и визейских отложений. Визейские отложения: 1 — глинистый известняк с остатками фауны, 2 — доломитистый известняк, 3 — пизолитовый алевролит с линзами пизолитового аргиллита; лудлоуские отложения (зааминская свита): 4 — песчаники, 5 — аргиллиты; 6 — пестроцветная зона; 7 — зона ожелезнения пород (S_2Id); 8 — точки взятия образцов



Фиг. 2. Микрофотографии образцов латеритной коры выветривания
а — ориентированные скопления новообразованного чешуйчатого кварца (белое), тeneвиднo обpамляющие кристаллы окисленного пирита, $\times 230$, николь один; *б* — уплощенный хлоритовый пизолит в глинистом алевролите, $\times 70$, николь один; *в* — пизолит из глинистого алевролита, видна параллельная ориентация чешуек хлорита и кварца, обусловленная динамометаморфизмом, $\times 30$, николь два

стая фракция этих пород состоит из хлорита и слюды. Среди обломочного материала резко доминирует кварц, составляющий около 50% общей массы породы. Форма и окатанность обломков кварца различные. Средний размер их — 0,5 мм в диаметре. В цементе, на контакте с зернами кварца, появляется однонаправленная ориентировка чешуек глинистых

Химический состав ранневизейских и лудловских пород из зоны контакта с поздневизейскими известняками, вес. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C _{орг}	P ₂ O ₅	Сумма
1	32,07	0,68	6,40	54,67	0,66	0,52	0,01	0,09	1,22	2,60	0,77	Нет	Нет	0,02	99,90
2	46,06	0,60	12,25	7,12	13,65	0,79	0,03	0,74	1,67	3,88	0,45	10,30	»	0,05	99,65
3	36,23	0,85	17,91	6,20	23,65	5,43	0,06	0,09	0,09	8,64	0,61	0,08	»	0,02	100,34
4	73,37	0,64	5,74	14,72	0,34	0,73	0,01	0,16	1,38	1,90	0,44	Нет	0,24	0,04	100,25
5	72,66	1,15	12,89	3,14	0,36	1,03	Сл.	0,37	3,66	2,96	0,04	»	0,15	0,02	99,59
6	82,45	0,84	9,20	1,02	0,54	0,68	»	0,21	2,75	1,42	1,06	»	Нет	0,02	99,53
7	75,29	0,80	10,28	6,27	0,65	1,30	0,01	0,10	2,44	2,46	0,33	»	0,07	0,05	100,65
8	66,58	0,84	14,85	5,05	1,62	0,95	0,01	0,10	3,36	3,95	0,66	»	Нет	0,15	100,46
9	74,18	0,85	10,80	2,96	0,81	1,81	0,01	0,39	2,44	3,39	0,24	»	»	0,05	99,49
10	57,73	0,85	19,41	6,02	0,78	2,28	0,01	0,23	4,58	4,86	0,38	»	Нет	0,09	100,21

1—черно-бурый ожелезненный пизолитовый алевролит; 2—зеленовато-бурый пизолитовый алевролит; 3—темно-зеленый пизолитовый аргиллит; 4—красно-бурый ожелезненный песчаник; 5—светло-бурый глинистый песчаник; 6—голубовато-серый глинистый песчаник; 7, 8—темно-серый аргиллит; 9—темно-серый глинистый песчаник; 10—зеленовато-серый аргиллит.

Анализ выполнен в химической лаборатории Геологического института АН СССР.

минералов. Местами в песчаниках с малым количеством цемента развита «шиповидная» структура, возникшая в участках сочленения между зернами в виде своеобразной регенерационной каймы, а местами — базальной агрегатно поляризующей массы, состоящей из смеси микроскопических зерен новообразованного кварца и ориентированных чешуек слюды и хлорита. Первичные обломочные контуры зерен кварца в таких участках не сохраняются. Подобные структуры указывают на формирование породы в условиях больших динамических нагрузок (Коссовская, 1962). Состав и структура указанных песчаников и аргиллитов совершенно аналогичны таковым для образцов из других прослоев аргиллитов зааминской свиты, отобранных на разном удалении от контакта с визейскими отложениями. Это позволяет считать, что вышеописанные аргиллиты не изменены процессами химического выветривания.

Выше залегают глинистые песчаники, пятнистые, трещиноватые, мелкозернистые (обр. 5, 6). Окраска их меняется от голубовато-серой (обр. 6) у нижней границы пласта до буровато-серой (обр. 5). Еще выше, на контакте с визейскими отложениями, они приобретают красновато-бурый цвет и повышенную плотность за счет вторичного ожелезнения (обр. 4). В целом по составу и структурно-текстурным особенностям эти песчаники ничем не отличаются от ранее описанных. Они также имеют преимущественно кварцевый состав обломков и слюдяно-хлоритовый мелкозернистый агрегатно-поляризующий цемент типа выполнения пор. Местами цемент базальный.

Сравнение данных рентгеновского анализа глинистых фракций из обр. 4, 5, 6 подтверждает сходство этих образцов: на рентгенограммах ориентированных препаратов фракций <0,001 мм преобладают рефлексы диоктаэдри-

ческой слюды типа мусковита (10,0; 4,93 Å и др.) и хлорита. Большая интенсивность четных базальных рефлексов (002—004 и др.) позволяет относить последний к железистым разностям.

Во всех отмеченных выше породах наблюдаются мелкие (иногда микроскопические) коричневато-бурые выделения, представляющие собой псевдоморфозы гетита по пириту, обрамленные кварцем (фиг. 2, а). Особенно они обильны в верхней части разреза, на контакте с визейскими известняками, где наблюдается сплошная зона обохренных пород мощностью 0,4 м. В пределах этой же зоны встречены редкие гнезда и прожилки каолинита и сидерита явно вторичного инфильтрационного генезиса.

Таким образом, данные минералого-петрографического изучения пород зааминской свиты из контакта с визейскими известняками позволяют сделать вывод, что ни одна из изученных разностей пород не несет следов глубокого химического выветривания. Такой же вывод можно сделать и на основании просмотра химических анализов (таблица). Никаких направленных тенденций в поведении главных индикаторов выветривания — щелочных, щелочноземельных элементов, кремния, Fe^{+2} и др. — в пределах измененной зоны установить не удалось. Этот вывод остается в силе и с учетом того, что мы имеем дело не с однородной по составу и структуре породой, а со слоистой толщей. Единственным положительным показателем в пользу выветривания может быть принято аномальное содержание в верхней части разреза окисного железа — 14,72% по сравнению с 3—6% из его нижней части. Однако необходимо отметить, что все окисное железо представлено гетитом, образующим псевдоморфозы по пириту. Появление пирита, как установлено при микроскопическом изучении, обусловлено инфильтрационными процессами и связано скорее всего с последующим заболачиванием территории. Окисление пирита, несомненно, близко современному, так как все речные врезы имеют верхнечетвертичный возраст.

Опыт изучения погребенных кор выветривания показывает, что гипергенные изменения, если таковые имелись, не могли быть полностью затухшеваны последующими катагенетическими процессами (Богатырев, 1970). Известно, что при динамометаморфизме значительных изменений химического состава пород не происходит.

Несмотря на отсутствие в пределах изученного участка прямых признаков предвизейской коры выветривания, необходимо отметить некоторые косвенные признаки ее существования в эпоху предвизейского континентального перерыва. Прежде всего таким признаком могут быть ранневизейские пизолитовые аргиллиты и алевролиты, впервые описанные М. Н. Посоховым и А. Н. Голиковым при геологосъемочных работах в 1957 г. Эти отложения прослежены в основании визейской толщи в виде маломощных линз протяженностью до 15 м. Окраска их табачно- и грязно-зеленая. В них заметна слоистость, местами рассланцеватость. Пизолиты составляют около 10% общей массы породы. Они часто уплощены, иногда раздроблены, местами гофрированы в результате динамометаморфизма (фиг. 2, б). Размер пизолитов — до 5 мм в диаметре. Они сложены в основном хлоритом, реже встречаются тонкие концентры лейкоксена. Число концентров — до 10—15. Встречаются обломки пизолитов. В пизолитах отчетливо наблюдается вторичная ориентировка чешуек хлорита, вдоль плоскостей деформации концентров, связанная с динамометаморфизмом.

В ядре оолитов встречаются обломки пизолитов такого же хлоритового состава (фиг. 2, в) или кварцхлоритовых алевролитов. Количество и размер обломков кварца в последних иногда заметно отличается от того, что мы наблюдаем в цементе породы. Это указывает на переотложение пизолитов. Пизолиты погружены в пелитовую или алевро-пелитовую цементирующую массу (обр. 2). Мелкий обломочный материал

представлен в ней кварцем, а глинистая составляющая — хлоритом с примесью слюды, количество которой возрастает с увеличением содержания обломочного кварца. Местами цемент породы почти мономинеральный: хлоритовый (обр. 3). Размеры чешуек хлорита — сотые доли миллиметра, показатель преломления $1,590 \pm 0,002$, плеохроизм — от темно- до густо-зеленого, интерференционная окраска серая и желтоватая. На рентгенограммах фракции $< 0,01$ мм из обр. 2 и 3 проявились характерные для хлоритов рефлексы: 14,0; 7,0; 3,53 Å и др., с типичной для железистых разновидностей большей интенсивностью четных рефлексов.

В пизолитовых породах имеется тонкая вкрапленность псевдоморфного гетита (по пириту) кубического габитуса. Наличие гетита подтверждается рефлексами 4,23; 2,66; 2,45 Å.

По условиям залегания, составу, текстурно-структурным особенностям и ряду других признаков указанные породы имеют сходство с некоторыми типично континентальными образованиями: олигоценовыми оолитовыми железными рудами Северного Тургая (Яницкий, 1960), предпермскими отложениями Даралагезского массива Малого Кавказа, связь которых с корами выветривания установлена достаточно твердо (а в пределах последнего наблюдаются фациальные переходы аналогичных пизолитовых аргиллитов в бокситы). Как известно, связь пизолитовых железных руд с бокситоносными отложениями наблюдается и в верхнедевонских отложениях западного склона Среднего и Южного Урала.

Рассмотренные выше пизолитовые алевролиты и аргиллиты (обр. 2, 3), по-видимому, образовались в заболоченных водоемах. На это указывает наличие в породе хлорита и пирита. Континентальные отложения раннего визе недавно установлены в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Все вышесказанное хорошо согласуется с региональными палеогеографическими построениями, согласно которым в поздневизейское время в Южном Тянь-Шане имела место широкая трансгрессия. Кварцевый состав обломков в пизолитовых породах мог бы также рассматриваться косвенным признаком существования в предвизейское время гумидных кор выветривания. Однако не исключено, что это связано с преобладанием кварца в подстилающих породах.

Непосредственно под визейскими известняками местами выделяется пестроцветная зона (или горизонт) пестроцветных аргиллитов и алевролитов с характерной узловой текстурой, объясненной наличием в породе крупных (до 1 см в поперечнике) желваков пирита, как правило, замещенного гетитом. При микроскопическом изучении установлено, что выделения последнего «теневидно» обрамлены скоплениями явно вторичного столбчатого кварца. Первичная структура в сильно измененных породах часто почти незаметна. Количество Fe_2O_3 в указанной породе достигает 54,67% (таблица, обр. 1).

Толща верхневизейских карбонатных отложений в пределах изученного района весьма выдержанная. В основании залегает пачка, состоящая главным образом из красновато-серых среднезернистых мергелевидных известняков, содержащих много органических остатков, указывающих, по определению Э. А. Тюляндиной, на поздневизейский возраст. Эти известняки обогащены равномерно рассеянными выделениями гидроокислов железа, реже — кварца. Химический состав известняков, ви. %: минеральный нерастворимый остаток (МНО) — 19,8; Fe_2O_3 — 6,43; FeO — 0,29; CaO — 38,55; MnO — 0,06; Mg — 0,21; CO_2 — 31,35; P_2O_5 — 0,00; сумма — 99,07. В основании пачки среди известняков встречаются линзообразные тела темно-серых и зеленовато-бурых доломитистых известняков с примесью зерен железистых карбонатов, пирита и хлорита. Химический состав этих пород, %: МНО — 17,00; Fe_2O_3 — 1,41; FeO — 1,72; CaO — 35,63; MnO — 0,06; MgO — 5,46; CO_2 — 35,75; P_2O_5 — 0,00; сумма — 97,03. Мощность пачки 2 м.

Указанные отложения перекрываются мощной (250—300 м) толщей

однородных серых афанитовых известняков, не содержащих сколько-нибудь заметной примеси кварца и железистых образований.

Таким образом, даже в базальных известняках встречаются лишь продукты перемыва подстилающих отложений и нет другого материала, который мог бы бесспорно указывать на размыв кор выветривания в соседних районах. По-видимому, линзы доломитизации и пиритизации в основании известняков, как и пестроцветная зона наложенной пиритизации в пизолитовых породах, отражают те процессы минералообразования, которые происходили на границе резко фациально различных отложений (континентальных, болотных и морских).

ВЫВОДЫ

1. Сохранение в Джалаирском районе латеритной коры выветривания на породах зааминской свиты (S_2ld) в контакте с визейскими отложениями, где она указывалась некоторыми исследователями, не подтверждается.

2. Красновато-бурая окраска пород в зоне контакта обусловлена современным окислением тонковкрапленного инфильтрационного пирита, максимальная концентрация которого приурочена к зонам контакта разнофациальных отложений зааминской свиты и пизолитовых пород, а также последних с известняками.

3. Катагенетические процессы и динамометаморфизм вызвали некоторое изменение минерального состава пород и их текстурно-структурных особенностей, но такие изменения не смогли бы затушевать профиля коры выветривания, если бы таковая здесь сохранилась.

4. Связанные с континентальным перерывом ранневизейские отложения по минералогическому составу и текстурно-структурным особенностям аналогичны предпермским отложениям Даралагеского массива Малого Кавказа, франским отложениям западного склона Среднего и Южного Урала, которые фациально переходят в бокситы. Это позволяет считать, что в период предвизейского континентального перерыва латеритное выветривание могло иметь место, в связи с чем этот перерыв остается потенциально перспективным на поиски бокситов в Средней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев А. У. Основные черты геологии среднепалеозойских бокситов Южного Тянь-Шаня.— Изв. АН КиргССР, 1968, № 1.
- Алферов Г. Ю., Элизов И. Н. Древняя кора выветривания в Мальгузарских горах.— Узбекский геол. ж., 1969, № 4.
- Ахмеджанов М. А., Арипов А. А., Мусин Р. А., Расулов Ш. К., Хусанбаев Д. И. Положение древних кор выветривания в западном и южном Тянь-Шане.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Узбекистана, Ташкент, «ФАН», 1966.
- Богатырев Б. А. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— В сб.: Геология и минералогия коры выветривания, вып. 11. М., «Наука», 1970.
- Гентшке О. Л., Титова А. П. О древней коре выветривания в Мальгузарских горах.— Узбекский геол. ж., 1971, № 4.
- Коннов Л. П. Геология и генезис бокситов Средней Азии. М., «Недра», 1972.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья.— Тр. ГИН, М., 1962, вып. 63.
- Элизов И. Н. Стратиграфия Джалаирского рудопроявления бокситов и время их образования.— Узбекский геол. ж., 1970, № 3.
- Яницкий А. Л. Олигоценные оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. М., «Недра», 1960.

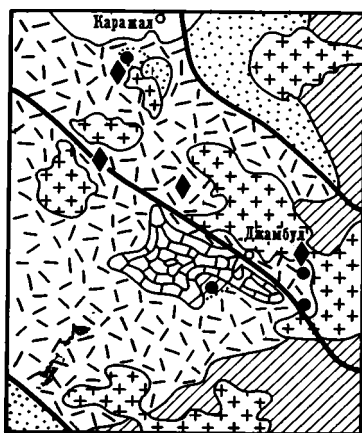
ИГЕМ,
ВИМС
ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
12.V.1972

ХЕМОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БЕТПАК-ДАЛЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

О. П. УШАКОВ, В. Я. ЧЕРНОВ

Рассматриваемая территория расположена в юго-западной части Центрального Казахстана. В геологическом отношении северная часть Бетпак-Далы включает одну из зон девонского позднеорогенного вулканического пояса, ограниченную приподнятыми блоками геосинклинально-складчатого фундамента, сложенного существенно кремнистыми и терригенными осадочными породами нижнего палеозоя (фиг. 1). Вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования девонского пояса на отдельных площадях несогласно перекрыты осадочными отложениями верхнего девона и нижнего карбона (Мийкайнарская мульда и др., фиг. 1). Вулканогенно-осадочные породы нижнего палеозоя и девона прорваны массивами гранитоидов. На многих участках развиты гидротермально-метасоматические образования, в частности вторичные кварциты по алюмосиликатным породам и кварцевые метасоматиты по существенно кремнистым отложениям.

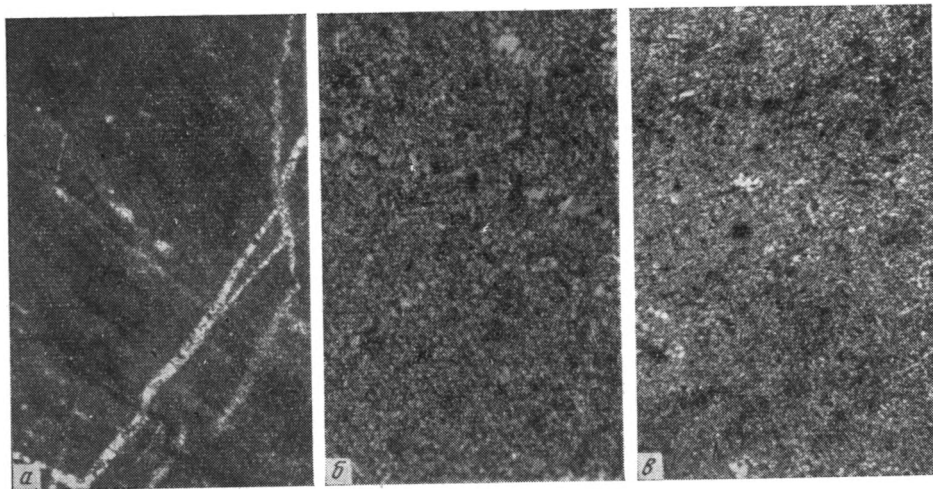


Фиг. 1. Геолого-структурная схема северной части Бетпак-Далы, масштаб 1:500 000

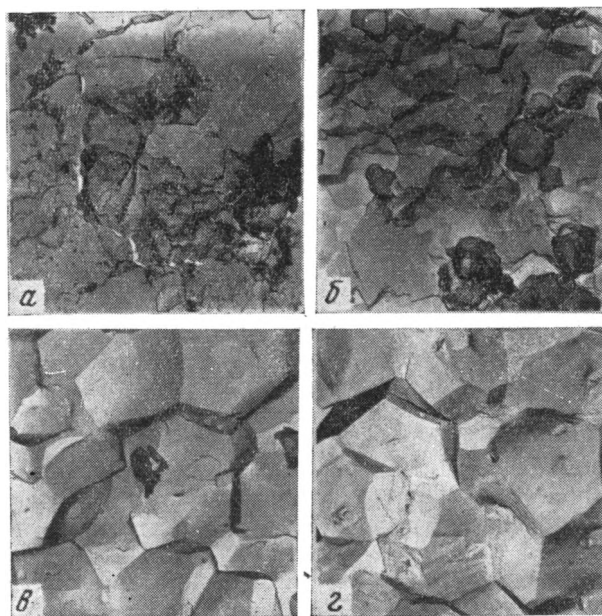
- | | |
|--|--|
| <p>1 — массивы гранитоидов; породы нижнего палеозоя в приподнятых тектонических блоках фундамента; 2 — преимущественно кремнистые; 3 — преимущественно терригенные; 4 — вулканогенные породы девона в пределах вулканического пояса; 5 — преимущественно карбонатные породы в пределах Мийкайнарской мульды; 6 — разломы; 7 — участки изучения кремнистых пород различного происхождения: а — хемогенно-осадочных, б — вторичных гидротермальных кварцитов; 8 — примерные границы выявленных хемогенно-осадочных пород</p> | <p>1 — массивы гранитоидов; породы нижнего палеозоя в приподнятых тектонических блоках фундамента; 2 — преимущественно кремнистые; 3 — преимущественно терригенные; 4 — вулканогенные породы девона в пределах вулканического пояса; 5 — преимущественно карбонатные породы в пределах Мийкайнарской мульды; 6 — разломы; 7 — участки изучения кремнистых пород различного происхождения: а — хемогенно-осадочных, б — вторичных гидротермальных кварцитов; 8 — примерные границы выявленных хемогенно-осадочных пород</p> |
|--|--|

Авторы в данном районе решали частную задачу по определению генезиса и возраста различных кремнистых образований, распространенных на отдельных разобренных участках. Выяснение природы внешне исключительно сходных кремнистых пород осложнялось плохими условиями обнаженности. Мы имели дело с изолированными выходами массивных кремнистых пород, взаимоотношение которых с другими геологическими объектами скрыто под чехлом четвертичных отложений. В этих условиях для решения поставленной задачи было предпринято сравнительное изучение кремнистых пород на участках, где их происхождение не вызывает сомнений, и в тех местах, где его требовалось уточнить.

Кремнистые хемогенно-осадочные породы, иногда содержащие проблематические остатки радиолярий, представлены тонкополосчатыми разновидностями кремнистых сланцев серого цвета различных оттенков. Они характеризуются криптокристаллической структурой (фиг. 2, а). При больших увеличениях в прозрачных шлифах этих пород заметна небольшая примесь мельчайших чешуек слюдястых минералов. По данным электронной микроскопии, кремнистый материал состоит из кварца и



Фиг. 2. Фотографии прозрачных шлифов кремнистых пород
а — кремнистый сланец; *б* — перекристаллизованный кремнистый сланец, *в* — вторичный кварцит. $\times 25$, николи +



Фиг. 3. Фотографии реплик кремнистых пород
а, б — кремнистые сланцы; *в, г* — перекристаллизованные кремнистые сланцы. $\times 3340$

халцедона (фиг. 3, *а, б*). В пределах тектонических нарушений и зонах контакта с гранитными массивами описанные кремнистые сланцы подвергались перекристаллизации и приобрели гранобластовую структуру. На этих участках халцедон встречается исключительно редко и только в виде позднейших прожилков. В основной массе присутствует один кварц (фиг. 2, *б*; фиг. 3, *в, г*), следы слоистости становятся расплывчатыми либо исчезают. Появляются секущие жилки молочно-белого кварца, линзочки и тела неправильной формы, сложенные кремнистым темно-красным материалом. В зонах трещиноватости отмечаются скопления

тонкозернистых агрегатов железомарганцевой минерализации. Перекристаллизованные кремнистые сланцы обычно именуются термином «яшмокварциты». Такие породы легко могут быть приняты за вторичные кварциты, возникшие в результате метасоматического замещения алюмосиликатных пород, в частности эффузивов. Трудность их распознавания обусловлена тем, что кварцевые метасоматиты, развивающиеся по вулканогенным породам и их терригенным аналогам (фиг. 2, в), макро- и микроскопически сходны с некоторыми разностями яшмокварцитов, от которых они четко отличаются только по содержанию титана.

Концентрация титана в хемогенно-осадочных породах и их окварцованных разностях не превышает сотые доли процента. В метасоматических кварцитах, развивающихся по алюмосиликатным породам, содержание титана составляет десятые доли процента и больше. В рассматриваемом районе указанная закономерность характеризуется данными, полученными при спектральном анализе пород, генезис которых не вызывает сомнений (таблица).

Содержание титана в хемогенно-осадочных и гидротермально-метасоматических кремниевых породах, %

Породы	Количество проб	Среднее арифметическое, %	Доверительный интервал	Стандартное отклонение	Коэффициент вариаций
Кремнистые сланцы	26	0,024	0,007	0,018	80
Вторичные кварциты	17	0,34	0,085	0,23	69

Отличие этих двух групп пород по другим элементам не столь очевидно.

Неодинаковое содержание титана в породах разного происхождения объясняется инертностью его природных соединений к химическим реагентам. Титан практически не образует соединений, растворимых в холодных водах, и, следовательно, не участвует в хемогенно-осадочном породообразовании. В связи с этим кларк титана для пород хемогенно-осадочного происхождения намного меньше его кларка для алюмосиликатных пород магматического и терригенно-осадочного генезиса (Семенов, Смыслов, 1967). Эта же особенность титана (его инертность) приводит к тому, что он не выносятся из алюмосиликатных пород при их окварцевании (Наковник, 1968).

Несколько особое положение в отношении содержания титана занимают яшмы, в которых его кларк может повышаться за счет поступления в водный бассейн титансодержащих гидротерм (Петровский, 1970). Последнее затрудняет использование данного критерия при определении генезиса кремнистых пород. Однако можно утверждать: если повышенные содержания титана интерпретируются неоднозначно, то его низкие концентрации определенно свидетельствуют о хемогенно-осадочном происхождении изучаемых пород.

Кремнистые породы были отнесены к метаморфизованным кремнистым сланцам нижнего палеозоя либо к кварцевым метасоматитам, развивающимся по среднепалеозойским алюмосиликатным породам, по совокупности геологических данных, а также по 1) макро- и микроскопическим реликтам первичных структур и текстур; 2) наличию или отсутствию хемогенно-осадочного тонкорассеянного халцедона, определяемого с помощью электронной микроскопии (Петровский, Шитов, 1966); 3) содержанию титана.

Очень часто содержание титана являлось единственным признаком, по которому можно было судить о происхождении кремнистых образований.

В результате проведенных работ удалось выделить хемогенно-осадочные кремнистые породы там, где на опубликованных геологических картах показаны площади развития эффузивов.

Во всех четырех указанных на схеме пунктах (фиг. 1) в тонкозернистых кремнистых породах отмечены низкие содержания титана (0,001—0,05%).

В отдельных случаях, например на южном обрамлении Мийкайнарской мульды, в кремнистых породах, слагающих сопки Кызылтас, установлены реликты тонкой слоистости и криптокристаллической структуры с проблематичными остатками радиолярий. Методом реплик в этих породах наряду с кварцем определен тонкорассеянный халцедон.

Новые данные о генезисе кремнистых пород в перечисленных пунктах позволяют уточнить представления о геологическом строении района. Описанный прием определения природы кремнистых образований может быть применен в других районах с развитием хемогенно-осадочных и гидротермально-метасоматических кварцитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М., «Недра», 1968.
Петровский А. Д. Условия образования некоторых кремнистых толщ палеозоя Казахстана и Средней Азии по данным многократной статистической корреляции рассеянных элементов.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6.
Петровский А. Д., Шитов В. А. Опыт изучения некоторых кремнистых пород палеозоя Южного Урала методом реплик под электронным микроскопом.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 2.
Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема источников оруденения.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 5.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
10.V.1972

УДК 553.43+553.44 : 551.736.1 (477.6)

О СВЯЗИ МЕДНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ НИЖНЕЙ ПЕРМИ БАХМУТСКОЙ КОТЛОВИНЫ С СУЛЬФИДНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ НАГОЛЬНОГО КРЯЖА В ДОНЕЦКОМ БАСЕЙНЕ

Я. Ф. КАНАНА

Вопрос о первичных источниках меди, свинца и цинка в нижнепермских отложениях Донецкого бассейна рассматривался многими исследователями с различных позиций. Основная трудность при этом заключалась в неопределенности возраста сульфидного оруденения Нагольного кряжа, принимавшегося в диапазоне от верхнекаменноугольного до третичного. Поскольку в настоящее время доказан верхнекаменноугольный возраст этого оруденения (Канана, 1972), уместно рассмотреть возможные связи коренных сульфидных месторождений Нагольного кряжа и рудопроявлений в нижней перми. Выявление этих связей может иметь значение для решения вопросов генезиса и направления геологоразведочных работ (Грабянская и др., 1967; Беспалов, 1972).

Палеогеографическая реконструкция раннепермского донецкого водоема (Иванов, 1968) с критическим анализом всех существующих основных схем его развития с позиций современной теории литогенеза показывает, что донецкий водоем в картамышское время был изолирован, а барьером, отделившим его от моря на востоке, являлся Донецкий кряж. Причина, вызвавшая образование Донецкого кряжа, — уральская фаза герцинского цикла тектогенеза. Данные ряда авторов подтверждают проявление в Донецком бассейне в верхнекаменноугольное время уральского тектогенеза (Савич-Заблоцкий, Лапкин, 1949; Банковский, 1954; Лейе, Борисенко, 1965; Феофилова, 1966; Айзенберг и др., 1963). Особенно важное значение в этом отношении имеет установление скрытого перерыва между отложениями нижней перми и верхнего карбона (Лапкин, 1970). В некоторых работах приводятся прямые доказательства того, что источником сноса в картамышский бассейн являлись Донецкий кряж и Приазовский кристаллический массив. К таким фактам относятся наличие гальки известняков каменноугольного возраста в картамышской и остальных свитах нижней перми (Бондаренко и др., 1966; Андреева и др., 1971), находки обломков кислых пород в конгломератах картамышской свиты (Беспалов и др., 1967), направление косых серий в отложениях араукаритовой (Лунгерсгаузен, 1941) и картамышской свит (Беспалов и др., 1967).

Естественно, что в ходе денудационного размыва каменноугольных и других пород в раннепермский водоем поступали рудообразующие элементы (медь, свинец, цинк, ртуть и т. д.). Описание сульфидной минерализации в коренных породах Донецкого кряжа и Приазовья, послуживших источником сноса, а также в рыхлых отложениях Нагольного кряжа, приводится в нескольких обобщающих работах (Захаров, Королев, 1940; Якжин, 1952; Беспалов, Гордон-Яновский, 1965; Дворников и др., 1963). Такие характерные черты сульфидной минерализации в нижнепермских породах Бахмутской котловины (Константинов, 1963; Гончаров, 1964), как ассоциация рудных элементов (медь, свинец, цинк), наличие литологического контроля, выражающегося в приуроченности свинцово-цинкового оруденения к пластам доломитов, а медного — к терригенным пестроцветным породам, стратиграфический контроль, заключающийся в связи свинцово-цинкового оруденения с нижними пластами карбонатных пород, перекрывающих терригенные осадки с медным рудопроявлением, отсутствие в непосредственной близости изверженных пород, постмагматическими дериватами которых могли бы являться рудоносные рапворы, дают основание отнести сульфидное оруденение в породах Бахмутской котловины к группе стратиформных медно-свинцово-цинковых месторождений, генезису которых посвящены многочисленные исследования, обобщенные в ряде новейших работ (Наркелюн, Юргенсон, 1968; Смирнов, 1970; Феоктистов, Кочин, 1970; Холодов и др., 1971; Богданов, Кутырев, 1970; Амштутц, Бубеничек, 1971).

Этот вывод проиллюстрируем сравнением характерных черт медного оруденения Бахмутской котловины с типичными закономерностями стратифицированных месторождений меди. Анализ особенностей локализации медного оруденения в составе красноцветных и пестроцветных толщ (Феоктистов, Кочин, 1970) показал, что важнейшим фактором контроля таких месторождений является структурный, выражающийся в приуроченности медного оруденения к пологим склонам палеоподнятий, расположенных в нескольких десятках километров от источников сноса. При этом устанавливаются горизонтальная зональность рудной минерализации и связь оруденения с пестроцветными лагунно-дельтовыми отложениями.

Новые данные, полученные при изучении медного оруденения Бахмутской котловины (Грабянская и др., 1967), показывают кроме стра-

тиграфического контроля, связанного с «серыми зонами» (по Л. Ф. Лунгерсгаузену, 1941), наличие строгой фациальной приуроченности оруденения к осадкам алеврито-глинисто-карбонатным лагунно-заливного типа и песчаным отложениям приустьевых баров и древних русел. При этом устанавливается связь наиболее богатой минерализации, представленной халькозином, с прибрежными зонами палеоводоёма. По мере удаления от береговой линии в глубь бассейна интенсивность рудной минерализации снижается, появляется халькопирит и борнит, постепенно исчезает халькозин, содержания меди становятся убогими, появляется свинцово-цинковая минерализация, и в открытых частях палеоводоёма медное оруденение отсутствует. Приведенные данные свидетельствуют о том, что локализация медного оруденения Бахмутской котловины контролируется палеотектонической схемой развития раннепермского донецкого водоёма.

Выше уже рассматривался вопрос об источниках сноса соединений меди, свинца, цинка, а также ртути в раннепермский бассейн. Дополнительная информация в пользу сделанных выводов может быть получена при интерпретации изотопного состава свинца галенитов из нижнепермских отложений Бахмутской котловины и сравнении его с изотопными данными свинцов Главной антиклинали и Приазовья (Тугаринов, Зыков, 1956; Панов, 1967, 1970; Бартницкий и др., 1967) (таблица).

Изотопные составы свинца галенитов из Нагольного кряжа, Бахмутской котловины и Приазовья

Место взятия и характеристика образца	Изотопный состав			Источник
	Pb ²⁰⁶ / ₂₀₄	Pb ²⁰⁷ / ₂₀₄	Pb ²⁰⁸ / ₂₀₄	
Бахмутская котловина, вкрапленность галенита в известняке R ₂ никитовской свиты нижней перми (образец Л. П. Нестеренко)	18,43	15,87	39,09	А. И. Тугаринов, С. И. Зыков (1956)
Бахмутская котловина, песчаники	24,88	17,00	44,81	Е. Н. Бартницкий и др. (1967)
То же	24,42	16,37	44,19	То же
Зона сочленения Донбасса с Приазовьем, галенит в кварцевом прожилке среди пород кристаллического фундамента Донбасса	26,22	16,75	43,00	Б. С. Панов (1967)
Зона сочленения Донбасса с Приазовьем, балка Мандрыкина, свинец из галенитов, образующих неправильные прожилки или мелкие скопления с пиритом в докембрийских гранитоидах	26,54	16,52	43,66	Е. Н. Бартницкий и др. (1967)
То же	24,42	16,10	43,22	То же
»	28,26	17,10	45,38	»
Нагольный кряж, галенит из кварц-анкеритовой жилы, секущей глинистые сланцы свиты C ₁ ⁵	18,51	15,80	38,97	А. И. Тугаринов, С. И. Зыков (1956)
Нагольный кряж, галенит	18,49	16,10	39,59	То же
Нагольный кряж, Есауловское полиметаллическое месторождение, шахта Капитальная	18,56	16,11	39,52	Б. С. Панов (1970)
Нагольно-Тарасовское полиметаллическое месторождение	18,65	16,00	39,98	То же
Золоторудное месторождение Острый Бугор, скв. 2379, глубина 529 м, галенит в кварцевой жиле	18,65	16,17	39,93	»
Золоторудное месторождение Острый Бугор, скв. 2379, глубина 469 м, галенит в кварц-анкеритовой жиле	18,64	16,17	39,95	»

Поскольку в указанных работах произведена достаточно детальная интерпретация изотопных данных, здесь целесообразно ограничиться некоторыми замечаниями. Рассмотрение изотопных вариаций свинцов из сульфидов нижнепермских отложений Бахмутской котловины позволяет отнести их к двум разным группам по содержанию радиогенной компоненты. А. И. Тугаринов и С. И. Зыков, интерпретируя свои данные по изотопному составу свинцов Нагольного кряжа и Бахмутской котловины, отмечали их тождественность и на этом основании предполагали, в частности, что свинец Бахмутской котловины оказался переотложенным из денудированных рудных проявлений Нагольного кряжа. Сравнение другой группы свинцов Бахмутской котловины со свинцами Приазовского кристаллического массива (Бартницкий и др., 1967; Панов, 1967) свидетельствует в пользу общности их изотопных составов и позволяет считать эти нижнепермские свинцы мигрантами из Приазовья.

Приведенные трактовки изотопных данных хорошо увязываются с рассмотренными выше геологическими материалами об источниках питания раннепермского бассейна. Следует лишь добавить, что в соответствии с палеотектонической схемой (Лунгерсгаузен, 1941; Савич-Заблоцкий, Лапкин, 1949; Иванов, 1968; Михалев, 1972) большая часть продуктов разрушения поступала в Бахмутскую котловину из области Донецкого кряжа, поскольку Главная антиклиналь являлась барьером, отделявшим Бахмутский бассейн от Приазовья. В пользу этого предположения свидетельствует наличие русловых конгломератов с обломками кислых пород в Кальмиус-Торецкой котловине, примыкающей к Приазовью, и отсутствие таких конгломератов в Бахмутской котловине (Беспалов и др., 1967), а также направление косых серий в араукаритовой свите (Лунгерсгаузен, 1941).

Все вышеизложенное подтверждает первично-осадочное происхождение медно-свинцово-цинковой минерализации в породах нижнепермской формации. Однако медно-свинцово-цинковые рудопроявления Бахмутской котловины обнаруживают черты эпигенетических преобразований, происхождение которых необходимо рассмотреть с геотектонических позиций.

После образования в верхнекаменноугольное время в толще карбона геолого-структурного яруса рудной минерализации и проявления уральского тектогенеза некоторые районы Донецкого бассейна, в том числе Бахмутская котловина, продолжали испытывать нисходящие движения. Мощность накопившейся толщи нижнепермских осадков составила 2—3 км (Геология месторождений угля..., 1963). Это означает, что терригенно-глинистые породы картамышской свиты с сингенетичным оруденением подвергались воздействию температур порядка 50—90°С и давлений около 400—700 атм (Логвиненко, 1968).

Происшедшие катагенетические преобразования отмечаются в породах картамышской и вышележащей никитовской свиты.

Комплекс структурно-минералогических превращений в терригенных отложениях картамышской свиты, выразившийся в псевдоморфных замещениях, наличии структур растворения, гравитационно-направленной коррозии обломочных зерен серицито-гидрослюдистым цементом, преобразованиях цемента (гидрослюдизация, хлоритизация, окварцевание и т. д.) (Федоровская, Беспалов, 1968), соответствует зоне катагенеза. Выделения сульфидов меди носят отчетливый эпигенетический характер, свидетельствующий о процессах перемещения вещества после его сингенетического накопления.

Катагенетические изменения доломитов никитовской свиты выразились в интенсивной перекристаллизации, развитии в них новообразований, представленных кристаллами доломита, в приуроченности свинцового оруденения к наиболее измененным участкам доломитов. Отмечает-

ся, что галенит в доломитах почти всегда эпигенетичен, образование его связывается с перераспределением сингенетичного свинца в самих доломитах и выносом из нижележащей картамышской свиты (Гончаров, 1964).

Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что в процессе катагенеза описываемой толщи произошла перегруппировка рудного вещества, обусловленная различной геохимической подвижностью элементов, и в терригенно-карбонатной толще нижней перми образовалась минералогическая зональность, характерная для стратиформных месторождений. При этом, безусловно, имела место сингенетическая вертикальная зональность, обусловленная формационным характером стратиграфического разреза (Богданов, Кутырев, 1970), что выразилось в связи медного оруденения с «серыми зонами», и горизонтальная зональность, описанная выше. Следовательно, нельзя согласиться с предположением Р. Грабе (Gräbe, 1972), что вертикальная зональность рудных парагенезов в месторождениях описываемого типа объясняется лишь селективной мобилизацией химических элементов в районах поставки.

Поскольку зоны рудной минерализации геолого-структурного яруса в породах карбона в процессе накопления нижнепермских осадков оказались в области повышенных температур и давлений, превышающих таковые при первоначальном образовании оруденения, часть рудообразующих элементов могла быть мобилизована восходящими термальными водами с образованием рудоносных растворов (Германов, 1953; Смирнов, 1970; Энгельгардт, 1971), а затем переотложена в породах перми.

Все вышеизложенное позволяет отнести толщу пород картамышской и никитовской свит с медно-свинцово-цинковым оруденением к группе стратиформных рудных месторождений, характеризующихся, как известно, длительностью своего формирования (Смирнов, 1970), обусловленной в данном случае длительным и унаследованным развитием основных структурных элементов Донецкого складчатого сооружения (Шатский, 1937, 1951; Крашенинников, 1971).

Таким образом, в истории образования медно-свинцово-цинкового оруденения в нижнепермских отложениях Бахмутской котловины можно выделить два этапа: сингенетическое накопление рудных элементов, поступавших из разрушавшихся коренных рудопроявлений Нагольного кряжа и Приазовского кристаллического массива; погружение рудовмещающей толщи на глубины 2—3 км в область повышенных температур и давлений, что привело к ряду катагенетических преобразований этой толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Д. Е., Бражникова Н. Б., Новик Е. И. и др. Стратиграфия каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Киев. Изд-во АН УССР, 1963.
- Амштутц Г. К., Бубеничек Л. Диагенез и катагенез в осадочных минеральных месторождениях. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
- Андреева В. И., Коган В. Д., Коломиец Я. И., Черняков А. М. Признаки трансгрессивного залегания бахмутской серии в Днепрово-Донецком прогибе. — Сов. геол., 1971, № 10.
- Банковский В. А. Изменение физико-географических условий в верхнем карбоне в связи с проявлением тектонических движений. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 1.
- Бартницкий Е. Н., Елисеева Т. Д., Лечехлеб В. Р., Скаржинский В. И. Вариации изотопного состава свинца из сульфидов Украины. — В сб.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М., «Наука», 1967.
- Беспалов И. М. Свинцово-цинковое оруденение в пестроцветных формациях Украины, его происхождение и перспективы. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 2.

- Беспалов И. М., Гордон-Яновский Ф. А. О первичных источниках меди, свинца и цинка в нижнепермских отложениях Донецкого бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Беспалов И. М., Федоровская Л. И., Кошман М. Б. К вопросу о конгломератах картамышской свиты Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1.
- Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений.— Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1970, вып. 5.
- Бондаренко С. П., Лапкин И. Ю., Шамаев М. И. Галька каменноугольных известняков в отложениях Донецкой перми.— Бюл. МОИП, отд. геол., т. 41(1), 1966.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1, М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Германов А. И. О возможности участия подземных вод в гидротермальном рудообразовании.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 6.
- Гончаров Ю. И. Сульфидная минерализация в карбонатных породах Бахмутской котловины.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 1.
- Грабянская Н. Н., Эдельман А. М. и др. О перспективах открытия промышленных месторождений меди в Донбассе.— Разв. и охрана недр, 1967, № 12.
- Дворников А. Г., Ткач Б. И., Штанченко М. С., Антонов В. М. Некоторые особенности распространения киновари и самородных элементов в рыхлых отложениях Нагольного края.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 5.
- Захаров Е. Е., Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского рудного месторождения в Донецком бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Иванов И. К. История раннепермского Донецкого водоема.— Сов. геол., 1968, № 9.
- Канана Я. Ф. О возрасте оруденения в центральном Донбассе.— Геол. рудн. местор., 1972, № 5.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971.
- Лапкин И. Ю. О скрытом перерыве между отложениями карбона и перми в Донецком бассейне.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Лейе Н. А., Борисенко Ю. А. К вопросу об условиях осадконакопления и мощностях верхнепалеозойских отложений северо-западной части Донбасса.— В сб.: Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины, т. 6, М., «Недра», 1965.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Некоторые черты палеогеографии Днепровско-Донецкой геосинклинали в верхнепалеозойское и мезозойское время.— В кн.: Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1, 1941.
- Михалев А. К. О реконструкции прогиба Донецкого бассейна в связи с проблемой конседиментационных тектонических движений.— Бюл. МОИП, отд. геол., т. 47(3), 1972.
- Наркелюн Л. Ф., Юргенсон Г. А. Об источниках рудного материала при образовании месторождений типа медистых песчаников.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Панов Б. С. О некоторых вопросах рудоносности Донецкого бассейна в связи с изотопным составом его свинцов. Минерал. сб., 1967, № 21, вып. 1.
- Панов Б. С. Изотопы свинца рудных месторождений Донбасса.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 2.
- Савич-Заблоцкий К. Н., Лапкин И. Ю. О происхождении медистых песчаников Донецкого бассейна.— Бюл. МОИП, отд. геол., т. 24 (1), 1949.
- Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— Геол. рудн. местор., 1970, № 6.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И. Возраст и геохимические особенности свинцовых рудопроявлений Украины.— Геохимия, 1956, № 3.
- Федоровская Л. И., Беспалов И. М. Вторичные преобразования в медистых песчаниках Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Феоктистов В. П., Кочин Г. Г. О некоторых особенностях локализации месторождений меди.— Геол. рудн. местор., 1970, № 6.
- Феофилова А. П. Переход угленосных отложений в соленосные в Западном Донбассе.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1966, вып. 40.
- Холодов В. Н., Головин Е. А., Каледда Г. А. К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна.— Бюл. МОИП, отд. геол., т. 15 (4), 1937.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
- Энгельгардт В. Поровые водные растворы и катагенез пород.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.

УДК 552.524 (470.5)

О ГЕНЕЗИСЕ ВАЛУНСОДЕРЖАЩИХ СУГЛИНКОВ БАССЕЙНА р. СЕВЕРНАЯ СОСЬВА (УРАЛ)

Б. В. РЫЖОВ

Вопросы стратиграфии и возраста четвертичных отложений Северного Урала в настоящее время стали остро дискуссионными. Более древние из этих отложений до конца 50-х годов нашего века связывались с оледенениями, и четвертичный возраст их не подвергался сомнениям. Подобных представлений и сейчас придерживаются В. А. Лидер (1964, 1965), Ю. Ф. Захаров (1965) и др. В последнее время были высказаны и получили широкое распространение идеи об отсутствии на этой территории покровного оледенения, о преимущественно озерном и морском генезисе развитых здесь и на прилежащих частях Западно-Сибирской низменности валунсодержащих суглинков, а часто и о более древнем их возрасте (Кузин, Чочиа, Генералов, 1965, и др.). Вследствие подобной трансформации взглядов в некоторых геологических организациях начали составлять карты кайнозойских отложений, на которых вместо ледниковых образований, выделяемых раньше, показаны прибрежно-морские, дельтовые, озерные и аллювиальные миоцен- и плиоцен-плейстоценовые отложения. Изменение представлений о генезисе и возрасте новейших отложений отражается и на оценке перспектив россыпной золотоносности этой территории. Таким образом, решение вопроса о генезисе и возрасте суглинков приобретает практическое значение.

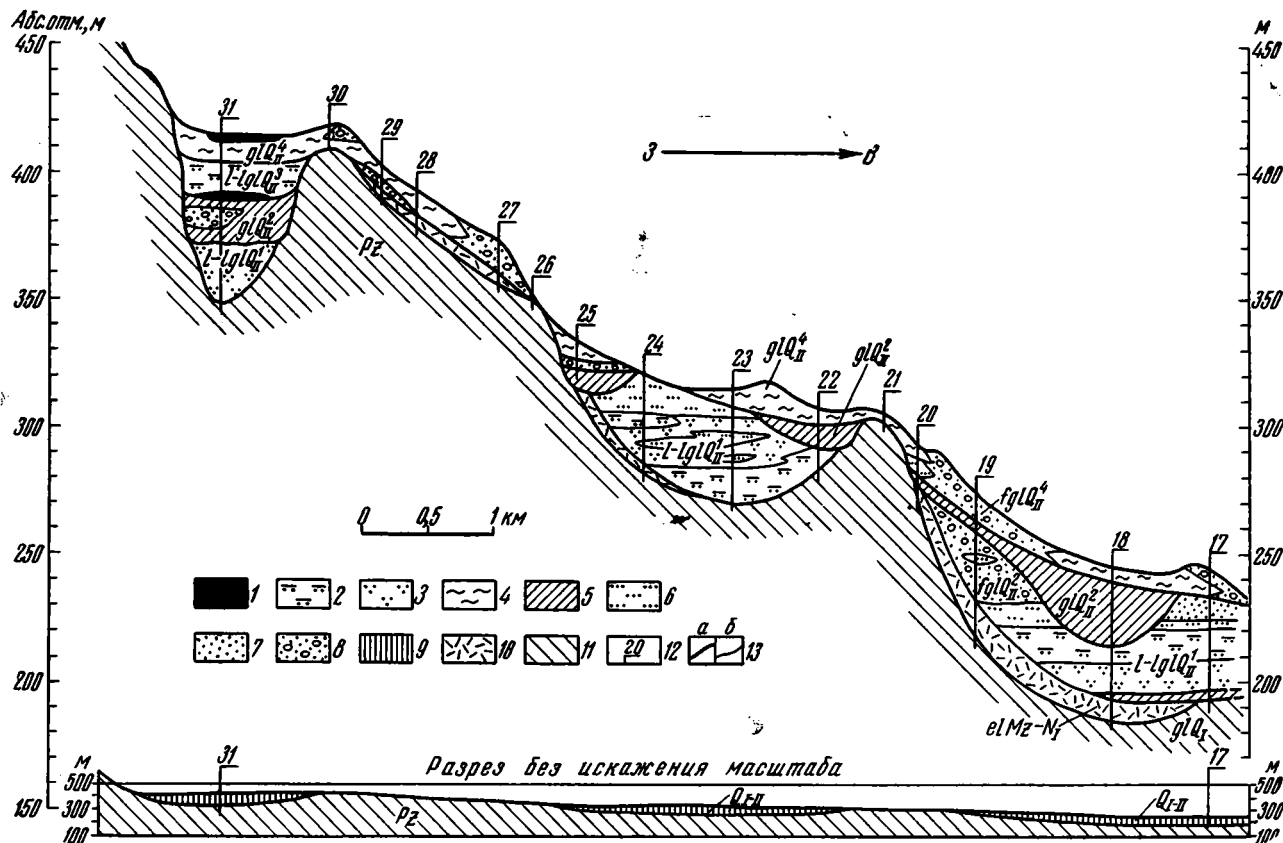
Исследованный район располагается на восточном склоне Северного Урала в бассейне верховьев р. Северная Сосьва (реки Большая и Малая Сосьва, Манья, Лепля, Хултымья) западнее пос. Усть-Манья. С запада на восток от водораздела рек Обь — Печора здесь выделяются: зона низкогорного рельефа с абсолютными отметками 500—900 м; зона предгорий с абсолютными отметками 160—430 м: равнина, или Западно-Сибирская низменность, с абсолютными отметками от 160 м и ниже, которая простирается восточнее меридиана пос. Усть-Манья. Эти зоны, разделенные тектоническими нарушениями меридионального простирания, четко выделяются на гипсометрических картах.

В пределах первых двух зон развиты осадочные, метаморфические и магматические породы протерозоя и палеозоя, а на равнине — осадочные породы мезозоя и палеогена. Повсеместно распространенные четвертичные отложения разделяются на комплекс покровных отложений, не связанных с существующими долинами рек, и комплекс более молодых, преимущественно аллювиальных, отложений, приуроченных к этим долинам.

Отложения покровного комплекса образуют сплошной чехол на Западно-Сибирской низменности, слагают значительные по площади участки в зоне предгорья и заходят языками по долинам рек в зону низкогорья. Строение их сложное. Среди них выделяются собственно-

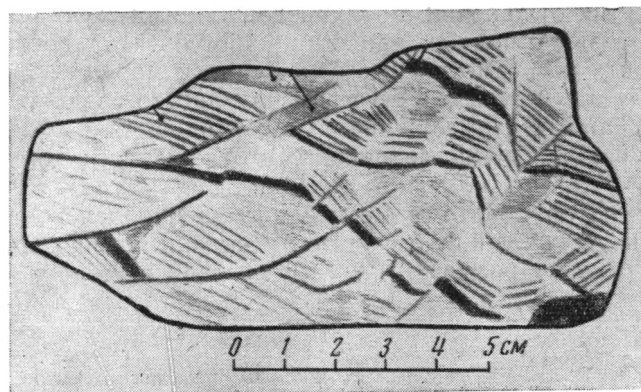
Фиг. 1. Разрез четвертичных отложений в зоне предгорий на водоразделе рек Манья — Мазапатья (составлен с использованием первичной документации Главтюменьгеологии)

1 — торф и заторфованные алевриты; 2 — алевриты и алевропелиты; 3 — переслаивание алевритов и тонкозернистых песков; 4 — суглинки и глины песчанистые, валунсодержащие, желто-бурые с обломками разного состава, иногда с ледниковой штриховкой; 5 — суглинки и глины песчанистые, алевритистые, серые, валунсодержащие с обломками разного состава, в том числе угля, иногда с ледниковой штриховкой; 6 — пески тонко- и мелкозернистые; 7 — пески разнотернистые; 8 — галечно-гравийно-песчаные отложения; 9 — четвертичные отложения нерасчлененные; 10 — кора выветривания; 11 — палеозойские породы; 12 — скважины Главтюменьгеологии и их номера; 13 — границы стратиграфические (а) и литологические (б)



ледниковые (морена) и водно-ледниковые (озерно-ледниковые и флювиогляциальные) отложения (фиг. 1), связанные с различными стадиями развития ледниковых покровов, а также озерные и аллювиальные осадки, нередко похожие на водно-ледниковые.

Местами морена выполняет погребенные долины, в тальвеге налегая непосредственно на коренные породы или отделяясь от них слоем аллювия, иногда очень маломощным (порядка 1 м), со следами денудации в верхней части. Для подморенных озерно-ледниковых алевритов характерна перемятость и брекчированность (фиг. 2).



Фиг. 2. Дислоцированность слоистых алевритов левобережья р. Тосемтоу

Цифры в кружках: чередование темных и белых полос — переслаивание алевритов и тонкозернистых песков; серое — перемятая плотная алевритовая масса; черное — глина

Среди собственно-ледниковых отложений рассматриваемого комплекса различаются три горизонта морен покровного оледенения, нередко отделенных друг от друга водно-ледниковыми отложениями (фиг. 1), и один горизонт морены долинного оледенения, условно сопоставляемой нами с нижним горизонтом морены покровного оледенения.

Морена долинного оледенения встречена по долинам рек Котлия и Луцоулья. В верховьях р. Луцоулья она перекрыта серыми глинистыми алевритами, видимо, озерно-ледниковыми, местами отделенными от долинной морены аллювием. В свою очередь озерные алевриты вверх по разрезу сменяются песчанистыми суглинками с редкой галькой и гравием разного состава (в том числе мезозойских и палеогеновых пород), которые представляют, по-видимому, покровную морену. Долинная морена сложена супесями и суглинками буровато- и охристо-желтыми или зеленоватыми, сильнослюдистыми, включающими плохо окатанную гальку и валуны местных пород, часть из которых несет отчетливые следы ледниковой обработки в виде стертых поверхностей с ледниковыми штрихами. В низовьях р. Луцоулья среди желтовато-серых с зеленоватым оттенком слюдистых суглинков, относящихся к долинной морене, встречены небольшие (доли дециметра) хомки и линзы серых суглинков покровной морены, захваченных долинным ледником. Мощности сохранившихся отложений 1—3 м.

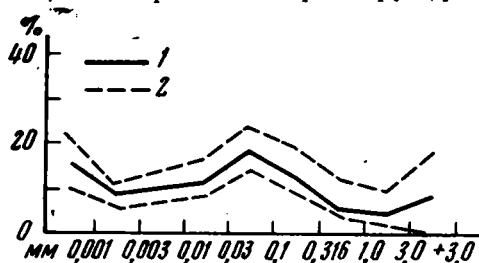
Несортированность, сильная слюдистость, желтый цвет, местный (уральский) состав обломочного материала и исштрихованность обломков — все это позволяет без особого труда отличать долинную морену от отложений другого генезиса, в том числе и серой морены покровного оледенения.

Нижний горизонт морены покровного оледенения вскрыт в отдельных скважинах Главтюменьгеологии на междуречье р. Мазапатья с реками Манья и Лопсия. Морена представлена суглинками алевритистыми, песчанистыми, серыми, неясно-слоистыми с небольшим содержанием беспорядочно распределенных зерен гравия, гальки и валунов разного состава (палеозойские породы Уральского хребта, мезозойские и палеогеновые породы Западно-Сибирской низменности) и разной, чаще низкой, степени окатанности, с ледниковой штриховкой. Местами в основании они обогащаются неокатанными обломками подстилающей породы.

Сходство этих отложений с валунсодержащими суглинками среднего горизонта, которые с полным правом можно считать моренными, позволяет причислить и рассмотренные отложения к морене.

Средний горизонт морены, или просто средняя морена, развит особенно широко и имеет наибольшую мощность — 20—25 м. Местами он расслаивается водно-ледниковыми отложениями на два подгоризонта.

Это серые и голубовато-серые неслоистые или неясно-слоистые суглинки и глины, включающие песчаные и гравийные зерна, гальки и валуны, очень разные по размеру (фиг. 3), составу и степени окатанности.



Фиг. 3. Гранулометрический состав мелкоземистой части валунсодержащих суглинков (средняя и верхняя морены) бассейна

р. Манья

1 — среднее по 10 пробам; 2 — крайние значения по 10 пробам

Среди обломков преобладают палеозойские породы Урала, хотя постоянно встречаются мезозойские породы Западно-Сибирской низменности — опока, диатомит, глауконитовые песчаники, кремнистые алевролиты, бурый уголь, а также обломки ростров белемнитов, карбонатные ядра раковин аммонитов, зубы акул и т. д.

Все эти обломки отмечаются не только в зоне предгорий, но и на многие десятки километров западнее — в низкогорье. Некоторые обломки носят следы ледниковой штриховки (фиг. 4) и имеют утюгообразную форму. Из минеральных новообразований в морене встречаются мелкие выделения вивианита и марказита. В шлифах из моренных суглинков встречаются обрывки скелетов диатомовых и спикулы губок, отмечаются элементы слоистости в виде субпараллельной ориентировки чешуек и

Физико-механическая характеристика некоторых пород

Породы	Объемный вес	Удельный вес	Естественная влажность, %	Пористость, %
Валунсодержащие суглинки бассейна верховьев р. Северная Сосьва	2,14	2,71	15,8	23,1
Морена Европейской части СССР *	2,24	2,70	11,6	24,8
Озерные алевриты бассейна р. Северная Сосьва	1,88	2,72	20,2	28,0
Четвертичные суглинки *	1,89	2,70	17,0	40,0
Юрские плотные глинистые пески района пос. Усть-Манья	1,97	2,75	27,1	26,2
Отложения павлодарской свиты *	2,01	2,73	23,7	—

* Данные И. В. Попова (1965, 1969). Определения В. Ф. Яковлевой, МГУ.

слабовыраженного послойного изменения гранулометрического состава, устанавливается субпараллельное расположение длинных осей удлиненных обломков, имеющих простирание в пределах $175-230^\circ$.

Весьма показательна исключительная выдержанность литологических особенностей моренных суглинков (несортированность, пестрота состава обломков, следы ледниковой обработки их), свойственная обширной площади бассейна р. Северная Сосьва и не зависящая от характера под-



Фиг. 4. Валун с ледниковой штриховкой из средней морены бассейна р. Манья

стилающих пород. Валунсодержащие суглинки характеризуются высоким объемным весом, небольшими значениями влажности и пористости, что сближает их с моренами Европейской части СССР и отличает от отложений иного генезиса (таблица).

Верхний горизонт морены, или верхняя морена, сохранилась от размыва лишь на междуречных пространствах. Эта морена, вместе с синхронными флювиогляциальными песчано-галечно-гравийными осадками венчающая разрез ледниковых отложений покровного комплекса, подсечена рядом скважин. Она представлена глинами и суглинками песчанистыми, желто- и коричнево-бурыми, плотными, вязкими, неясно-слоистыми, иногда с тонкими (десятки сантиметров) прослоями глинистых плотных песков, с беспорядочно распределенными зернами гравия, галькой и валунами разного размера и степени окатанности (от угловатых до 3—4 баллов по А. В. Хабакову), иногда со следами ледниковой обработки. Рассматриваемая морена при общем сходстве со средней мореной по составу и текстуре отличается от последней желто-бурыми раскрасками, большей вязкостью, почти полным отсутствием обломков мезозойских и палеогеновых пород и меньшей мощностью, лишь в редких случаях достигающей 10 м.

Минералогический состав морен покровного оледенения остается практически неизменным по вертикальному разрезу и площади. Легкая фракция тонкопесчаных частиц (0,03—0,3 мм) на 75—90% представлена кварцем. Остальная ее часть состоит из полевых шпатов, хлорита, мусковита, серицита и гидрослюд, а также сростков и обломков пород, содержание которых в классе 0,1—0,3 мм достигает 45%. Характерно присутствие переотложенных зерен глауконита. Глины состоят из гидрослюд и монтмориллонита и примеси каолинита.

Выход тяжелой фракции, определявшийся при промывке породы до серого шлиха, 0,5—3 кг/м³. Основная масса неустойчивых¹ минералов состоит из эпидота и цоизита (порядка 20—50%), магнетита (10—30%), граната (обычно 5—15, иногда 20—33%) и амфиболов. Всегда содержится апатит, сфен, пироксены. Среди группы устойчивых минералов больше всего ильменита (до 17, при обычном содержании 5—10%), относительно много хромита (1—5, иногда 15—20%) и циркона (0,2—1,5, до 5%). Почти всегда встречаются гидроокислы железа, рутил, кианит и турмалин. Палеогеографический коэффициент 0,1—0,6.

Выход тяжелой фракции морены долинного оледенения — 1—2,8 кг/м³. Состав ее беднее, содержание устойчивых минералов низкое. Основную роль играют минералы группы эпидота и цоизита (22—54%) и магнетит (до 41%), много гидроокислов железа (до 12%) и амфиболов. Значительно меньше рутила, циркона и апатита; характерно отсутствие ильменита, который в покровной морене распространен наиболее широко среди группы устойчивых минералов.

По данным Н. В. Рубиной, в моренных суглинках и разделяющих их водно-ледниковых слоистых алевритах и песках содержится много переотложенных панцирей позднемеловых и палеогеновых диатомей, преимущественно морских. Наряду с этими древними формами изредка встречаются панцири четвертичных пресноводных диатомей, в основном холодолюбивых озерных видов, распространенных в современных водоемах и межледниковых и послеледниковых отложениях севера СССР. Из этих же отложений М. Ф. Заварзина определила пыльцу и споры растений мезозойских и палеогеновых (переотложенных) и характерных для четвертичного периода, в том числе и холодолюбивых (кустарниковая береза, плауны лесных и тундровых видов и т. д.). Свидетельствуя о широком развитии явлений переотложения при накоплении отложений покровного комплекса, это вместе с тем говорит о четвертичном их возрасте и довольно суровых климатических условиях времени их формирования.

Признаки ледникового генезиса рассмотренных суглинков: несортированность и значительные колебания мощности этих суглинков при сохранении одного и того же состава в различных условиях; большой объемный вес их, характерный именно для моренных отложений и не свойственный отложениям иного генезиса; наличие крупных обломков со следами ледниковой обработки; следы выпахивающей работы ледника (налегание морены в тальвегах погребенных долин непосредственно на коренные породы или на сокращенный разрез подморенного аллювия и признаки его динамического воздействия на подстилающие породы, запечатленного в дислоцированности слоистых алевритов; переотложение материала мезозойских и палеогеновых пород Западно-Сибирской низменности и массовый перенос его в сторону Урала на многие десятки километров при одновременном заносе вверх до нескольких сотен метров относительно источника питания.

Обилие в валунсодержащих суглинках материала мезозойских и палеогеновых пород, который мог быть принесен только с севера или востока, равно как и установление факта юго-юго-западной ориентировки длинных осей обломков в этих суглинках, достаточно убедительно свидетельствует о движении покровного льда на юг и юго-запад. Вместе с тем, учитывая наличие в тех же суглинках обломков палеозойских пород Урала, можно говорить и о направлении движения льдов с Урала в сторону Западно-Сибирской низменности. Следовательно, движение льдов было сложным.

¹ При разделении минералов по степени устойчивости и вычислении палеогеографического коэффициента мы исходили из работы А. П. Сигова (1960).

Исследователи, отрицающие ледниковое происхождение описываемых суглинков, рассматривают их в основном как морские осадки. Признаками морского генезиса считаются, например, высокая степень окатанности мелких частиц суглинков, присутствие аутигенных минералов, конкреций и остатков фауны и флоры, говорящие о морских условиях осадконакопления (Кузин, Чочиа, 1965). Однако указание о наличии остатков морской фауны и флоры в данном случае не может служить убедительным аргументом в пользу морского генезиса суглинков, поскольку авторы не говорят о ее видовом составе и возрасте и явлениях переотложения. Авторы не отмечают и присутствие в суглинках слабоокатанных зерен. По нашему мнению, именно явлениями переотложения материала морских пород мезозоя и палеогена главным образом объясняются те особенности суглинков, которые противники ледниковой гипотезы считают признаками морского их генезиса.

Наличие гальки и валунов уральских пород в «мореноподобных» суглинках П. П. Генералов (1965), считающий эти суглинки морскими, объясняет привносом их в бассейн льдами североуральских рек, действием берегового припая и, возможно, айсбергами. Однако таким путем, не прибегая к новым предположениям и догадкам, нельзя объяснить наличие в описываемых суглинках обломков мезозойских и палеогеновых пород, которые распространены в пределах Западно-Сибирской низменности на абсолютных отметках обычно не выше 100—150 м, в то время как обломки этих пород в суглинках встречаются на много десятков километров юго-западнее в предгорьях Урала на абсолютных высотах до 420 м. С переносом плавающими льдами нельзя связать и наблюдаемый характер обработки обломков, исштрихованных и стертых с обеих сторон, ибо при переносе плавающими льдинами практически может происходить обработка лишь одной стороны обломка, той, которая выступает из льда.

Таким образом, приведенный материал свидетельствует в пользу ледникового происхождения суглинков и не согласуется с представлениями об их морском генезисе.

ЛИТЕРАТУРА

- Генералов П. П. Основные черты палеогеографии Северного Урала в плиоцен-четвертичное время.— В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Захаров Ю. В. Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляция.— В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Кузин И. Л., Чочиа Н. Г. Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности.— В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Лидер В. А. Геология Северососьвинского бурогоугольного бассейна.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 11. М., «Недра», 1964.
- Лидер В. А. Основные закономерности строения четвертичного покрова Урала и прилегающих к нему равнин.— В сб.: Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. М., «Недра», 1965.
- Попов И. В. Инженерная геология СССР, т. II. Изд-во МГУ, 1965.
- Попов И. В. Инженерная геология СССР, т. III. Изд-во МГУ, 1969.
- Сигов А. П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов осадочных пород.— Сов. геология, 1960, № 3.

Центральный научно-исследовательский
горноразведочный институт цветных,
редких и благородных металлов
Московская область

Дата поступления
23.VIII.1971

К МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ И БИТУМИНОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОГЕНА ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРЕДГОРНОГО ПРОГИБА

**К. Ф. РОДИОНОВА, Ф. Е. ОКУНЬКОВА, Б. И. МАЕВСКИЙ,
М. С. ТЕЛКОВА, С. И. ГОЛОВАНОВА**

К миоценовым отложениям внешней зоны Предкарпатского прогиба приурочены многочисленные промышленные залежи газа, расположенные цепочкой вдоль надвиговой зоны. В связи с этим освещение вопросов формирования газоносных отложений и генезиса газа имеет теоретическое и практическое значения.

Границы Предкарпатского прогиба, в пределах которого выделяется Внутренняя и Внешняя зоны — Советская часть Восточных Карпат (с юго-запада) и Волыно-Подольское окончание Русской платформы (с северо-востока).

Внешняя зона Предкарпатского прогиба сформировалась на платформенном мезозойско-палеозойском основании, которое ступенчато погружается в сторону Карпат и характеризуется отсутствием в разрезе палеогеновых-нижнемиоценовых пород, развитием мощной толщи тортонских и нижне-сарматских отложений. Контакт между Внешней и Внутренней зонами на поверхности представлен линией надвига складчатого нижнего и среднего миоцена на слабодислоцированные отложения тортона и нижнего сармата. Под надвигом, который именуется Стебникским, эти отложения уходят к юго-западу, постепенно срезаясь его плоскостью надвигания до все более нижних горизонтов.

Тортонские и нижнесарматские образования Внешней зоны имели единый источник сноса порообразующего материала, сходную историю осадконакопления и характеризуются однотипностью пород. Это позволяет их рассматривать как единый литолого-стратиграфический моласовый комплекс пород.

На основании анализа фауны О. С. Вялов приходит к заключению о ритмичном чередовании в отложениях тортона и нижнего сармата нормально-морских, соленоватоводных, пресноводных и континентальных образований.

Гранулометрический состав тортонских и нижнесарматских пород по всему разрезу показывает крайнюю неотсортированность обломочного материала. Областью сноса в тортонское и нижнесарматское время были поднимающиеся складки Карпат, вследствие чего вся южная полоса Внешней зоны, примыкающая к Внутренней зоне, сложена песчано-алевритовым материалом и глинами. В северо-восточном направлении, как правило, песчанность разрезов закономерно уменьшается, а к краю платформы разрезы приобретают глинистый характер (Гуржий, 1969).

Формирование осадков тортона и нижнего сармата происходило в прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствует наличие среди них галечных образований, сопровождаемых косой слоистостью и реликтами пресноводной фауны. Неустойчивый характер береговой линии обусловил невыдержанность распространения песчаных отложений.

Основное развитие отложения тортона получили в юго-восточной части Внешней зоны, где их мощность до 1000 м. Северо-западнее районов Грыновка — Калуш мощность пород верхнего тортона сокращается от нескольких сотен до 20—30 м.

Нижнесарматские отложения имеют мощность от нескольких десятков до 4000 м и более. В общем мощность неогена Внешней зоны закономерно увеличивается от Внешнего края к Внутренней зоне, достигая своего максимума у линии ее надвига. Под надвигом мощности пород неогена быстро сокращаются, местами полностью выклиниваются (Гуржий, 1969).

В песчано-глинистых породах тортона и сармата содержится до 10—20% карбонатного материала (в среднем).

Теплый и влажный климат в тортонское и нижнесарматское время благоприятствовал пышному развитию высшей растительности на Карпатах и в прилегающей к ним области. Вместе с терригенным в тортонский и нижнесарматский бассейн приносились значительные количества растительного материала, который обусловил в юго-восточной части региона развитие угленосных формаций.

Указанные особенности геологического развития территории в ранне-сарматское и поздне-тортонское время обусловили и геохимические обстановки формирования осадков в раннем диагенезе и направленность преобразования минеральной и органической части их.

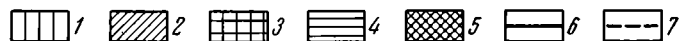
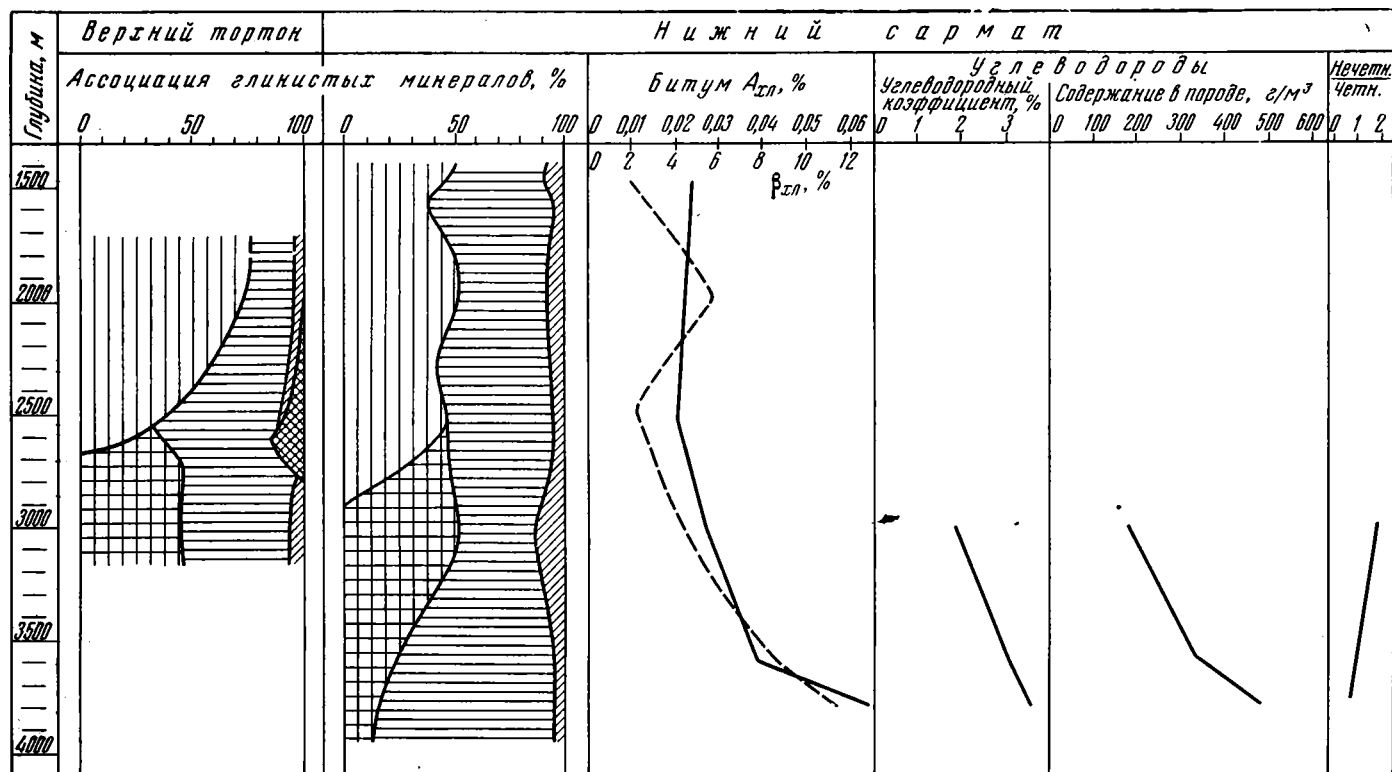
Существование единого источника сноса обломочного и органического материала и близкие обстановки седиментации в прибрежно-мелководной части бассейна были причиной сходства геохимических фаций. По всему разрезу тортонской и сарматской терригенной толщи установлено присутствие в породах окисных форм железа от следов до 2—5% (реже 7—9%) от суммы реакционноспособного; содержание сульфидного железа — 6—17% (редко до 60%); максимальные величины — до 78—95% (редко до 40%) падают на закисные (сидерит — лептохлорит) формы железа. Преобладающими геохимическими обстановками в диагенезе были слабовосстановительные, близкие к сидерит-шамозитовой геохимической фации. Судя по соотношению аутигенных карбонатных минералов в изученных породах, их формирование происходило в бассейне с нормальной соленостью.

Состав глинистых минералов верхнетортонских и ниже-сарматских пород в пределах исследуемых глубин (1487—3805 м) сходен (фиг. 1). Примерно с глубины 2650—2850 м в верхнетортонских и нижнесарматских отложениях исчезает монтмориллонит, а основное место в составе глинистой части занимают смешаннослойные образования с одинаковым процентным соотношением пакетов гидрослюда и монтмориллонита ($G/M=1,5:1$). С последующим углублением их содержание уменьшается, преобладающей остается гидрослюда (до 80%). Отмеченное сходство в составе глинистых минералов указывает на сходство стадий литогенеза тортонской и сарматской толщи. Наличие монтмориллонита в больших количествах (до 32—75%) или смешаннослойных образований набухающего ряда (20—50%) характеризует позднебуроугольную стадию метаморфизма, установленную по данным углепетрографического анализа (отражательная способность витринитов — 69—72·10 R^а усл. ед.).

Из фиг. 1 следует, что глубина 2650—2850 м — переходная зона преобразования монтмориллонита в гидрослюда через смешаннослойный минерал (Эпигенез..., 1971).

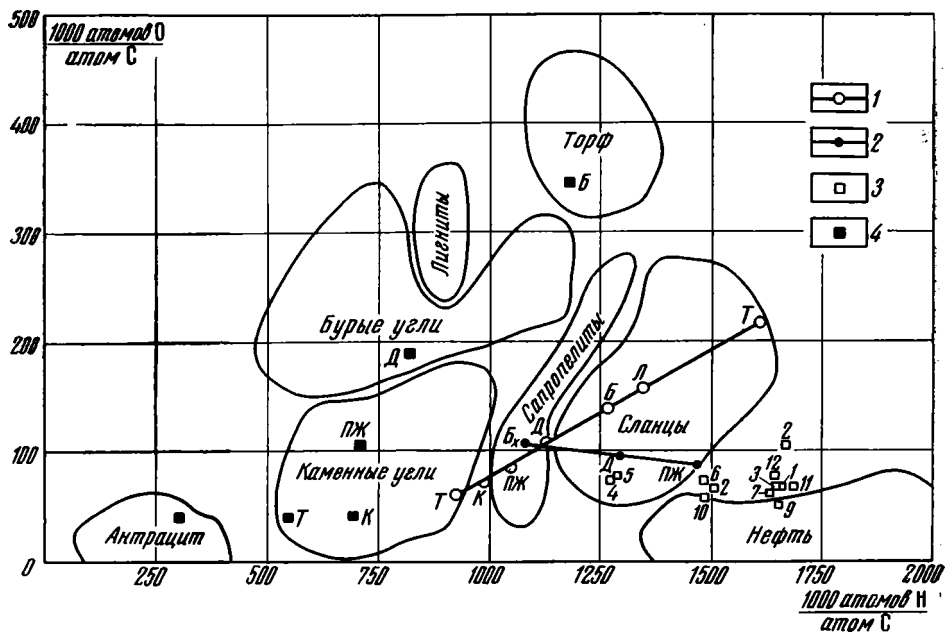
В изученных отложениях содержание органического вещества в пределах кларковых значений: 0,04—0,1% в известковых разностях, около 0,2% в песчаниках, 0,5—1,3% в глинах. Содержание хлороформенного экстракта битума А в породах сармата 0,020—0,064, в породах тортона — 0,024—0,050%.

В балансе органического вещества пород сармата количество битума $A_{\text{из}}$ (коэффициент $\beta_{\text{из}}$) возрастает с погружением пластов от 2—5 до 8—11%, что отмечалось ранее К. Ф. Родионовой и В. В. Ильинской для пород карбона, Дж. Филиппи, М. Луи и Б. Тиссо для триаса. Для пород



Фиг. 1. Распределение глинистых минералов в разрезе миоценовых отложений Внешней зоны Предкарпатского прогиба

1 — монтмориллонит; 2 — хлорит; 3 — смешаннослойные образования; 4 — гидрослюда; 5 — каолинит; 6 — битум $A_{\text{гл}}$; 7 — битумный коэффициент



Фиг. 2. Элементарный состав битума «А» из пород верхнего тортона и нижнего сармата Предкарпатского прогиба
Хлороформенный экстракт битума «А» из углей: 1 — гумусовых; 2 — сапропелевых; 3 — атомные отношения Н/С и О/С из хлороформенных экстрактов Предкарпатья; 4 — горячая масса гумусовых углей

тортона это явление выражено слабее ($\beta_{хл}=2,6-5,50$), что связано с меньшими глубинами погружения тортоновой толщи. В песчаных прослоях $\beta_{хл}$ резко возрастает, вследствие внутриформационного перераспределения битуминозных веществ.

Эти процессы хорошо прослеживаются в шлифах под люминесцентным микроскопом. Битуминозные вещества, равномерно насыщающие глинистую массу, люминесцируют в коричневых тонах; в местах скопления алевритовых частиц легкие фракции битуминозных компонентов заполняют межзерновые пространства, образуя каемки вокруг зерен, люминесцирующие в оранжевых, желтых, зеленоватых тонах. Легкие фракции битуминозных веществ аккумулируются в тонкозернистой карбонатной примеси. С глубиной погружения пластов в шлифах отмечается уменьшение интенсивности люминесценции в коричневых тонах (смолистые вещества), усиливается свечение в голубоватых тонах (углеводороды) в пустотах и микротрещинах.

Данные элементарного анализа битума $A_{хл}$ (фиг. 2) показывают, что исходный состав органического вещества в отложениях сармата и тортона обогащен гумусовым материалом, что обусловлено близостью источника сноса; это подтверждается также высоким содержанием гуминовых кислот в отдельных образцах, достигающим 50% (на глубинах до 1000 м). В некоторых пачках пород значительна примесь сапропелевого материала, что хорошо прослеживается по низким значениям С/Н (%), и повышенным О/С (см. диаграмму Ван-Кревелена — Родионовой, фиг. 2).

Степень превращенности (метаморфизации) битуминозной части органического вещества ($A_{хл}$) опережает катагенетическую преобразованность минеральной части пород (обогащенных монтмориллонитом) и углистых включений; она достигает ранне-среднекаменноугольной стадии углефикации (Д, Г, редко Ж).

В групповом составе хлороформенного экстракта битума А преобладают асфальтено-смолистые фракции $\left(\frac{\text{масла}}{\text{смолы} + \text{асфальтены}} = 0,5 - 0,8, \right.$ редко 0,9) и спиртобензольные смолы $\left(\frac{\text{смолы бензольные}}{\text{смолы спиртобензольные}} = 0,3 - 0,7 \right)$, что в определенной степени отражает гумусовый характер исходного органического материала.

Для пород сармата с глубиной погружения пластов возрастает углеводородный коэффициент $\left(\frac{УВ \cdot 100}{ОВ} \right)$ от 1 до 3% и содержание углеводородов в породах от 161 до 460 г/м³ (фиг. 1). В отложениях тортона, испытавших меньшее погружение, эти изменения выражены не столь отчетливо.

Из пород нижнего сармата, вскрытых скв. Пыняны, изучены методом газовой хроматографии два образца *n*-парафинов из известковистых аргиллитов. Один образец, с глубины 3017—3027 м, содержал парафины C₂₃—C₃₁ с преобладанием C₂₉ (24%), C₂₇ (17%) и C₃₁ (16%). Отношение $\frac{\text{нечетн.}}{\text{четн.}} = 1,98$, что также является отражением исходного, преимущественно гумусового состава, органического вещества.

Второй образец из аргиллита известковистого, с глубины 3789—3805 м, содержал углеводороды C₂₃—C₃₃ с максимумами, падающими на молекулы C₂₆ (15%), C₂₈ (15%) и C₂₉ (13%). Кривая изменения молекул пологая; отношение $\frac{\text{нечетн.}}{\text{четн.}} = 0,9$, что хорошо отражает преобладание сапропелевого материала в исходном составе органического вещества.

Из отложений верхнего тортона, вскрытых скв. Бог. Парыще, изучались три образца *n*-парафинов: из алевролита (2455—2458 м), из аргиллита известковистого (2584—2590 м) и из аргиллита известковистого с гумусово-сапропелевым органическим веществом (2717—2721 м). Во всех трех образцах установлено присутствие парафинов в интервале C₂₃—C₃₂ с максимумами, падающими на нечетные молекулы (C₂₅, C₂₇, C₂₉, C₃₁); ничтожно малые количества выделенных углеводородов не позволили вычислить отношение $\frac{\text{нечетн.}}{\text{четн.}}$.

Изучение тем же методом фракции жидких МН углеводородов позволило установить в них преобладание нормальных алканов для пород сармата (62%) и тортона (63%). Минимальные количества *n*-алканов (56—57%) характеризуют образцы с большей примесью гумусового материала в органическом веществе; максимальные величины их (68—69%) установлены для образцов с преимущественно сапропелевым органическим веществом. Кроме того, общий процент молекул с числом C₁₂—C₁₅ в сапропелево-гумусовом органическом веществе несколько ниже (5,7—8,6%) по сравнению с гумусово-сапропелевым (13%).

Для сапропелево-гумусового органического вещества количество изоалканов с числом атомов C₁₄—C₁₆ составляет в среднем 5,2%; для органического вещества гумусово-сапропелевого типа указанное количество молекул составляет 6,4%; следовательно, основная масса изоалканов (94—95%) представлена высокомолекулярными углеводородами. Отношение $\frac{\text{пристан}}{\text{фитан}}$ для первых равно 2,22 (в среднем), для вторых — 1,3.

Приведенное свидетельствует о том, что условия седиментации осадков в мелководно-морских слабовосстановительных геохимических условиях, близких к сидерито-лептохлоритовой геохимической фации, сказа-

лись на захоронении органического материала и формировании его фа-
циально-генетического типа. Автохтонный сапропелевый и приносимый
с суши гумусовый материал претерпевал в седиментогенезе и диагенезе
заметное окисление, что обусловило снижение его общего количества в
осадках, а также направленность его дальнейшего биохимического и
абиогенного превращения с преимущественным образованием газов.
Вследствие присутствия активного катализатора — монтмориллонита —
и достаточно глубоких погружений пластов (и повышенных температур)
степень преобразованности (метаморфизации) битуминозной части ор-
ганического вещества достигла стадии углефикации, близкой к средне-
каменноугольной (Д и Г, редко Ж), опередив изменения минеральной
составляющей и углистых включений.

Влияние фациально-генетического типа органического вещества ска-
залось на групповом составе нейтральной части битуминозных веществ
($A_{\text{нл}}$). С преобладанием сапропелевого материала в исходном органиче-
ском веществе понизилось содержание фракции асфальтенов, а отноше-

ние $\frac{\text{смолы бензольные}}{\text{смолы сп./бензольные}}$, сумма масел и содержание углеводов
возрастали.

В образцах со значительной примесью гумусового материала в исход-
ном органическом веществе, несмотря на глубокое погружение, а следо-
вательно, и повышенные температуры среди нормальных алканов, как
и среди изоалканов, преобладают молекулы с большим числом углерод-
ных атомов; среди изопреноидных углеводов более высокое содер-
жание пристана.

Имело место и новообразование высокомолекулярных углеводов,
но их содержание в породах (0,007—0,010%) оказалось крайне низким,
недостаточным для формирования нефтяных залежей. Эти отложения
могли сформировать лишь газовые месторождения.

Рассмотренный аналитический материал свидетельствует об одно-
направленности катагенетических превращений (на глубине около 3 км)
минеральной и органической частей пород, выраженной в одновременной
трансформации монтмориллонита через смешаннослойные образования в
гидрослюда и резком возрастании содержания свободного битума ($A_{\text{нл}}$)
и высокомолекулярных углеводов в органическом веществе. Ука-
занная глубина в изученных отложениях Предкарпатского предгорного
прогиба является, по-видимому, критической для преобразования монт-
мориллонита и органического вещества.

ЛИТЕРАТУРА

Гуржий Д. В. Литология моласс Предкарпатья. Киев, «Наукова думка», 1969.
Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.

ВНИГНИ
Москва

Дата поступления
9.X.1972

МЕТОДИКА

УДК 549.521.61 : 553.32

ФАЗОВОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАНГАНИТА В МАРГАНЦЕВЫХ РУДАХ

Е. С. БАЗИЛЕВСКАЯ

Фазовое определение марганцевых минералов в рудах давно привлекает внимание исследователей. Были предприняты многочисленные попытки использовать для этих целей химический метод анализа, однако ни одна известная в литературе рекомендация не может быть принята для практического использования (Базилевская, Варенцов, 1967; Фомина, 1967).

Основная причина их несостоятельности — не соответствующее действительности представление о валентном состоянии марганца в минералах, в частности в манганите, которое долгое время было принято в литературе. В настоящее время имеется достаточно теоретических (Суслов, 1964) и практических данных (Базилевская, 1966), свидетельствующих о смешанновалентном состоянии ионов марганца в манганите: Mn^{2+} и Mn^{4+} .

Для ассоциации окисных марганцевых минералов в осадочно-диагенетических месторождениях, представленной манганитом, пиролюзитом и минералами псиломелановой группы, не могут быть применены методы химического фазового анализа, основанные на различиях в валентности, так как все они представлены ионами Mn^{2+} и Mn^{4+} . Химические определения могут дать лишь суммарный состав марганцевых окислов, но не позволяют судить о количественных соотношениях отдельных минералов в руде. С другой стороны, своеобразие термических превращений марганцевых минералов послужило основанием для использования и этих свойств в фазовом анализе (Андрущенко, 1954; Grasselly, 1956). Однако широкого применения эти рекомендации не нашли в силу их трудоемкости и недостаточной универсальности. Между тем в практике минералогических исследований марганцевых руд метод термического анализа играет весьма существенную роль.

Большое значение для разработки термического метода анализа марганцевых окислов имеют работы Е. Я. Роде (1952). В применении к природным рудам Никопольского бассейна основные положения этой монографии нашли свое отражение и развитие в исследовании В. И. Грязнова (1964), подтвердившего большие возможности термического метода анализа для идентификации, а в некоторых случаях и количественной оценки минералов в руде. Однако такая оценка имеет лишь ориентировочный характер в том виде, как это практикуется в настоящее время. Тем не менее до сих пор нет других возможностей для установления количественных соотношений марганцевых минералов в рудах.

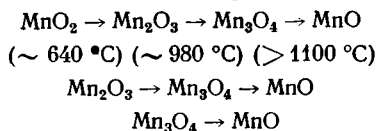
Применение современной аппаратуры значительно расширяет возможности термического анализа. Получение синхронно записанных кривых нагревания и потери веса (дериватограмм) в сочетании с данными

химических определений имеет большое значение для расшифровки природы отдельных термических эффектов количественной характеристики фазового состава руды.

Обычно для объяснения природы термических превращений использовались диаграммы состав — температура, получаемые путем исследования проб, нагретых до определенной температуры (Роде, 1952; Грязнов, 1964). При таком методе трудно гарантировать чистоту получаемых продуктов, так как значительная величина исходной навески (2—4 г) не позволяет равномерно прогревать ее по всей массе, что отражается на составе продуктов нагревания. Поэтому вероятность существования твердых растворов кислорода в марганце в составе продуктов нагревания марганцевых окислов не может быть принята безоговорочно, ибо аналогичную картину дает смесь двух и более фаз, образующихся в связи с неравномерностью прогрева.

Суть термических преобразований марганцевых окислов сводится к последовательному восстановлению их состава по мере увеличения температуры нагревания.

Отдельные этапы этих преобразований у достаточно окристаллизованных разновидностей происходят скачкообразно, что фиксируется на кривых термовесового анализа. Схематически этот процесс для синтетических окислов марганца можно изобразить так:

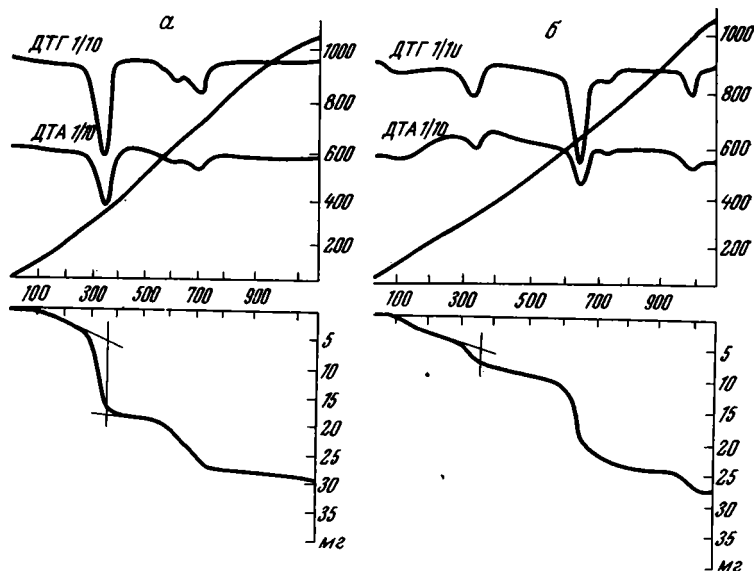


Последний этап ($\text{Mn}_3\text{O}_4 \rightarrow \text{MnO}$) обычно на кривых, записанных до 1050°C , не фиксируется. Верна приведенная схема и для таких минералов, как пиролюзит, браунит, гаусманит (температуры преобразований даны ориентировочно).

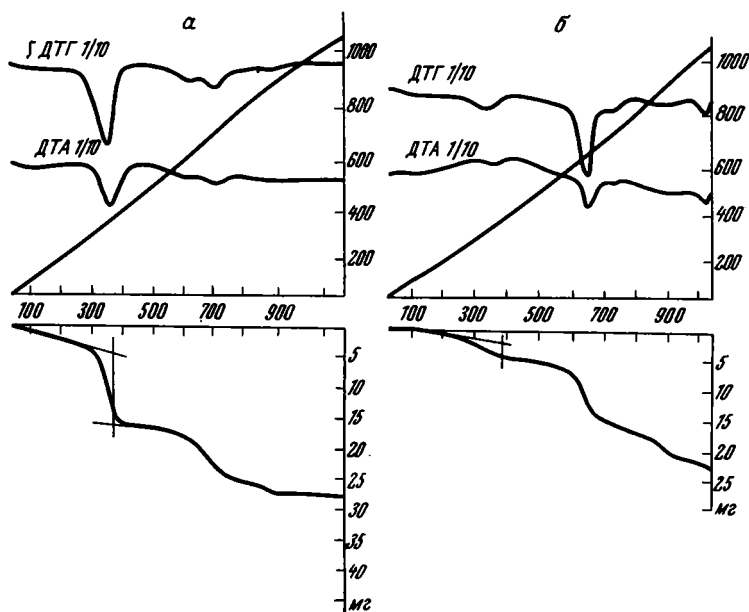
Несколько иной ход термических превращений у манганита — $\text{MnO}_2 \cdot \text{Mn}(\text{OH})_2$. Первым эндотермическим эффектом, характерным для этого минерала и называемым манганитовым, является эффект обезвоживания в интервале $300\text{—}400^\circ\text{C}$. По степени выраженности этого эффекта обычно оценивается содержание манганита в руде. Мы сделали попытку получить более точные данные количественного содержания манганита по расчету кривой потери веса. На фиг. 1, б и 2, б приведены дериватограммы, записанные при нагревании на воздухе двух образцов манганитовой руды из Никопольского бассейна, любезно предоставленных нам П. Ф. Андрущенко.

Образец 136 — рыхлая манганитовая конкреция диаметром 7 см из прослая конкреционно-землистой руды. Образец 19 — кусково-землистая руда, в шлифе видны оолиты скрытокристаллического манганита концентрически-слоистого и скорлуповатого строения. Межоолитовые пространства заполнены более рыхлым тонкозернистым окисным марганцевым минералом.

На основании данных химического анализа (таблица) можно предполагать, что эти образцы представлены рудой существенно манганитового состава. Этот вывод, однако, находится в противоречии с результатами термовесового анализа. На термических кривых нагревания имеются эндотермические манганитовые эффекты при 360°C , но значительно сильнее выражены пиролюзитовые эндоэффекты при 640°C . Таким образом, на основании рассмотрения этих термограмм следует сделать вывод о существенно пиролюзитовом составе этих образцов с подчиненным значением примеси манганита. Расчет кривых потери веса при обезвоживании на воздухе (исходная навеска для всех проб 200 мг; шкала записи потери веса 50 мг; для обр. 19 исходная навеска 175 мг) в обоих



Фиг. 1. Дериватограммы обр. 136, снятые в токе азота (а) и на воздухе (б)



Фиг. 2. Дериватограммы обр. 19, снятые в токе азота (а) и на воздухе (б)

случаях не может быть увязан с данными химических анализов. Пересчет кривых на манганит дает для образца 136 14,55% этого минерала (1,5% H_2O , 5,91% MnO , 7,14% MnO_2) и для обр. 19—6,34% (0,65% H_2O , 2,56% MnO , 3,13% MnO_2). Расчет на манганит сделан согласно его теоретическому составу: $\text{MnO}_2 \cdot \text{MnO} \cdot \text{H}_2\text{O}$, где все окислы находятся в молекулярном соотношении 1:1:1. Исходная величина для расчета — содержание кристаллизационной воды, определяемое по потере веса при обезвоживании. Коэффициенты пересчета при этом следующие: $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{MnO} = 3,945$, $\text{MnO} \rightarrow \text{MnO}_2 = 1,225$. Сумма этих трех показателей дает содержание манганита в руде.

Химический и минералогический состав исследованных образцов, %

Окислы	136	19	214
SiO ₂	3,25	8,31	4,36
TiO ₂	Нет	Нет	Нет
Al ₂ O ₃	0,41	1,41	0,64
Fe ₂ O ₃	0,70	1,60	1,07
CaO	0,38	0,89	0,18
MgO	0,36	0,39	Нет
B ₂ O	Нет	Нет	0,32
Na ₂ O	0,19	0,31	0,19
K ₂ O	0,42	1,06	0,64
H ₂ O ⁺	7,67	6,61	10,29
H ₂ O ⁻	0,87	0,75	0,49
CO ₂	Нет	0,36	Нет
C	»	Нет	»
P ₂ O ₅	0,002	0,002	0,01
MnO	24,63	22,28	35,40
MnO ₂	61,13	55,89	46,66
Сумма	100,01	99,86	100,25
Теоретический минеральный состав, по данным химического анализа *			
Манганит	61,05	55,23	87,84
Пирролюзит	30,95	28,59	3,26
Минеральный состав, по данным термического метода анализа в токе азота			
Манганит	60,99	53,83	87,94
Минералы пирролюзит-псиломелановой группы	31,01	29,99	3,16

* Расчет произведен с условным предположением наличия двухкомпонентной смеси манганита и пирролюзита.

По данным химических анализов следовало бы ожидать значительно более высоких содержаний манганита в исследуемых образцах. Остаток Mn^{2+} , не связанного в манганите, слишком велик (18,72 и 19,72% соответственно для обр. 136 и 19), чтобы его можно было объяснить присутствием минералов псиломелановой группы, тем более что основная масса MnO_2 , согласно дериватограммам, находится в форме пирролюзита (эффект при 640° С).

Предпринятые нами неоднократные попытки расчета подобных дериватограмм в сочетании с данными химического анализа позволили убедиться в несостоятельности количественной, а в рассмотренных случаях и качественной характеристики руды с помощью дериватограмм, снятых при нагревании на воздухе. Интересно отметить, что общая потеря веса образцами при достижении состава Mn_2O_4 , рассчитанная по кривой, хорошо совпадает с потерей веса, рассчитанной по данным химического анализа (в последнем случае были учтены изменения в весе, включающие потерю H_2O , CO_2 , восстановление MnO_2 и окисление MnO). Однако отдельные этапы термических преобразований при этом не соответствуют результатам химических определений. Обычно вся вода, связанная в окисных минералах марганца, удаляется до начала преобразования марганцевых окислов.

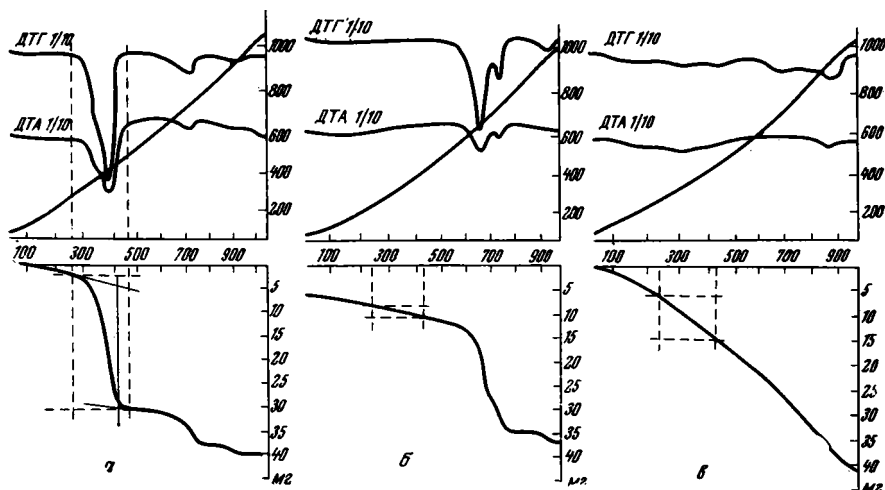
На рассмотренных же примерах потеря в весе до начала пирролюзитового эффекта в 6—7 раз меньше содержания воды, определенного химическим путем. Очевидно, это может быть объяснено тем, что первый манганитовый эффект обезвоживания сопровождается каким-то другим процессом. Об этом свидетельствует наличие экзотермического выступа

на правом крыле манганитового эндоэффекта, часто отмечаемого на термограммах манганита (фиг. 1, б). Обычно экзотермические эффекты на термограммах связаны с перекристаллизацией вещества или его окислением. В данном случае не вызывает сомнений процесс окисления обезвоженного при нагревании манганита, который гасит эффект обезвоживания и его отображение на кривых потери веса. В свою очередь и экзотермический эффект не может проявиться полностью, так как сглаживается эндотермическим эффектом обезвоживания. Синхронность указанных процессов, направленных в противоположные стороны, может привести почти к полному исчезновению манганитового эффекта на термограммах манганитовых руд. В качестве примера можно привести термограмму обр. 19 на фиг. 2, б. Чтобы избежать окисления проб при нагревании, в термической лаборатории ИГЕМ АН СССР были сделаны дериватограммы тех же образцов, снятые в токе азота (фиг. 1, а, 2, а). При сопоставлении их с рассмотренными выше дериватограммами видно, что ход термических преобразований в отсутствие кислорода существенно меняется. Резко увеличивается эндотермический эффект обезвоживания манганита: его проявлению не мешают процессы окисления образующихся продуктов. Расчеты по кривым потери веса в этом случае дают истинную величину содержания связанной воды в манганите, что позволяет рассчитать количество манганита в руде. Так, для обр. 136 оно составило 60,99% (6,25% H_2O , 24,60% MnO , 30,14% MnO_2), для обр. 19 — 53,83% (5,5% H_2O , 21,73% MnO , 26,62% MnO_2).

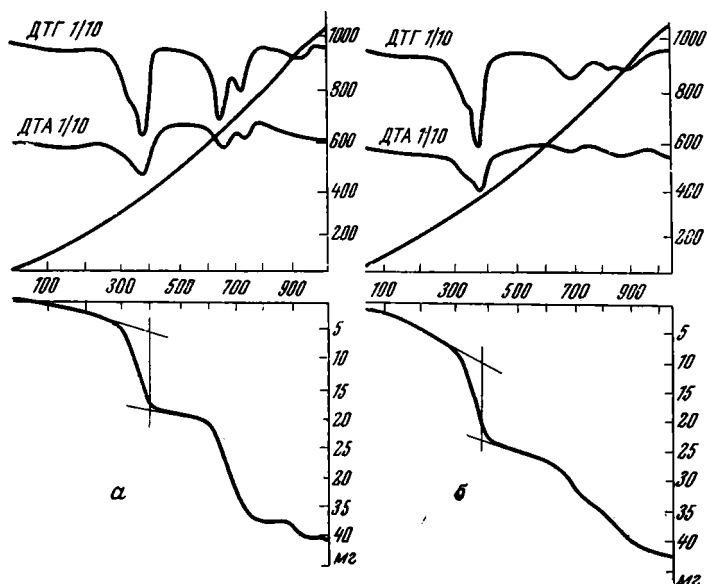
Эти результаты хорошо увязываются с данными химического анализа (таблица). Как видно, разница в определении манганита по расчету кривых потери веса, снятых при нагревании на воздухе и в токе азота, разительна. Можно отметить, что четкому проявлению манганитового эффекта на кривых потери веса не мешает присутствие окисных и карбонатных минералов марганца, термические преобразования которых лежат в более высоких интервалах температур. Наличие примесей некоторых обводненных марганцевых минералов, таких, как минералы псиломелановой группы, гидропиролюзит и др., не мешает четкой выраженности манганитового эффекта и проявляется лишь в плавном наклоне кривой потери веса.

Остановимся несколько подробнее на технике измерения кривой потери веса в «манганитовом» интервале. Обычно в термографии для этих целей проводятся вертикальные линии от начала эффекта и конца его, фиксируемые по кривой ДТГ, и измеряется расстояние между точками пересечения вертикалей с кривой потери веса. Этот прием дает хорошие результаты на чистых мономинеральных образцах, где кривая потери веса представляет сочетание направлений, близких к вертикальным и горизонтальным. Попытка применить этот метод измерения к определению потери веса на исследованных нами образцах природных руд, представляющих собой смеси минералов, как правило, давала количественные результаты, превосходящие возможные содержания манганита в этих пробах и не увязывающиеся с данными химических анализов. Для выяснения причины этого были сделаны дериватограммы всех видов минералов, входящих в ассоциацию окисных минералов Никопольских и других осадочно-диагенетических руд: манганита, пиролюзита и минералов псиломеланового типа.

На фиг. 3 приведены дериватограммы рудных выделений, сложенных преимущественно наиболее чистыми разновидностями этих минералов. В качестве таких образцов взяты мелкокристаллический манганит ячеистого строения (таблица; обр. 214), скрытокристаллический пиролюзит (обр. 9) и рыхлая пористая вторично-окисленная руда псиломеланового состава. Из рассмотрения кривых потери веса видно, что в «манганитовом» интервале температур (240—420°С) пиролюзит и особенно псиломелан теряют вес (дериватограммы этих образцов записаны при



Фиг. 3. Дериwатограммы манганита (а), пиролюзита (б) и псиломелана (в). Штриховая линия — построения для измерения потери веса обычным методом, сплошная — методом, предлагаемым в работе (навеска 300 мг, ТГ 500 мг, запись в токе азота)



Фиг. 4. Дериwатограммы механических смесей манганита с пиролюзитом, 1 : 1 (а) и манганита с псиломеланом, 1 : 1 (б) (навеска 300 мг, ТГ 50 мг, запись в токе азота)

навесках 300 мг, шкала потери веса — 50 мг, цена одного деления — 0,84 %).

Очевидно, наличие этих минералов в смеси с манганитом будет увеличивать истинное содержание манганита при измерении кривой ТГ обычно принятым методом. Чтобы учесть это влияние примесей, целесообразно измерение «манганитового» эффекта на кривой ТГ производить, учитывая предшествующий наклон кривой, т. е. по вертикали между касательными, продолжающими ход кривой до эффекта и последнего (фиг. 3). Убедиться в целесообразности такого приема помогают дериватограммы механических смесей манганита с пиролюзитом и псиломеланом в соотношении 1 : 1. Однако сначала приведем расчет кривой по-

тери веса на дериватограмме манганитовой руды обр. 214 (фиг. 3, а). По данным химического анализа, в этом образце может содержаться манганита не более 87,84% (пересчет на манганит сделан по величине MnO и верен в том случае, если все содержание MnO связано в манганите). Измерение кривой ТГ между касательными дает убыль веса 9,01%, что в пересчете на манганит ($\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} = 9,76$) дает 87,94%, т. е. хорошо сходится с данными химического определения. Нетрудно представить, что измерение обычным методом дало бы значительно большую величину.

Таким образом, в данном образце манганита в среднем 87,88%, а в смесях его с пиролюзитом и псиломеланом — 43,94%. Измерение «манганитового» перегиба на кривых ТГ смесей (фиг. 4) дает 43,92% манганита в смеси с пиролюзитом и 44,27% в смеси с псиломеланом, что в целом констатирует достаточную точность предлагаемого метода измерения. Отсутствие других методов количественного определения манганита дает основание рекомендовать его для практики.

При низких содержаниях манганита в руде целесообразно увеличить навеску и повысить чувствительность аппаратуры.

До сих пор мы уделяли главное внимание первому манганитовому эндотермическому эффекту. Коротко остановимся на причинах возникновения других, более высокотемпературных эффектов, имеющих место на термограммах манганита. Эти вопросы неоднократно обсуждались в печати, и в настоящее время в отечественной литературе принята предложенная Е. Д. Роде (1952) интерпретация этих эффектов, сводящаяся к образованию после обезвоживания манганита твердых растворов α - и β -курнакитовых, дающих при нагревании соответствующие эндоэффекты восстановительных преобразований. Нам хотелось предложить несколько иную интерпретацию тех же эффектов без введения понятия о твердых растворах, которое нельзя считать обоснованным для рентгеноаморфных веществ, например α -курнакита (Базилевская, 1971).

Хорошо известно, что манганит легко окисляется до пиролюзита. Неоднократно в природных условиях отмечены псевдоморфозы пиролюзита по манганиту (Андрущенко, 1954; Грязнов, 1956). В лабораторных условиях процесс окисления воспроизводится при нагревании манганита на воздухе при температуре 100—200°С и выдерживании при этой температуре в течение некоторого времени. Очевидно, начальной причиной этих процессов является дегидратация манганита, сопровождающаяся окислением образующихся продуктов. Если полученный таким путем пиролюзит (β - MnO_2) вновь нагревать, то он даст на термограммах все эндоэффекты, типичные для этого минерала, т. е. при 640°С (β - $\text{MnO}_2 \rightarrow \beta$ - Mn_2O_3), при 980°С (β - $\text{Mn}_2\text{O}_3 \rightarrow \beta$ - Mn_3O_4). Как видно, на термограммах, снятых на воздухе (фиг. 1, б; 2, б), отмечаются эти рефлексy.

Теперь рассмотрим преобразования манганита при нагревании в токе азота. Дегидратация манганита в этих условиях не сопровождается окислением, и в результате обезвоживания образуется синтетический продукт α - Mn_2O_3 , характерной особенностью которого является сравнительно низкая температура восстановления до α - Mn_3O_4 — около 720°С. Как видим, этот эффект имеет место и на приведенных термограммах, снятых на воздухе. Причина его появления в условиях непрерывного нагревания на воздухе заключается в возникновении восстановительных условий при быстром нагревании пробы, обычно принятом в термическом анализе (10—15 град/мин). Даже сравнительно небольшая навеска при этом испытывает разницу в условиях нагревания. Поверхностные слои, обезвоживаясь, окисляются до β - MnO_2 и как бы блокируют внутренние, которые обезвоживаются уже в условиях недостатка кислорода и образуют α - Mn_2O_3 . При дальнейшем нагревании эта двухкомпонентная смесь β - MnO_2 и α - Mn_2O_3 показывает соответствующие для каждого компонента эндотермические эффекты: пиролюзитовый при 640°С и эф-

фekt преобразования $\alpha\text{-Mn}_2\text{O}_3$ в Mn_3O_4 при 720°C . Образовавшаяся из $\beta\text{-MnO}_2$, $\beta\text{-Mn}_2\text{O}_3$ достигает состава Mn_3O_4 при нагревании до 980°C . Таким образом, можно интерпретировать термические преобразования марганцевых руд, термограммы которых приведены на фиг. 1, б, 2, б. Для этих образцов характерно значительное окисление обезвоженного на воздухе манганита, что проявляется не только в сглаживании манганитового эффекта, но в резко выраженном пиролюзитовом.

Можно отметить некоторые вариации в термических превращениях манганита разной степени окристаллизации. Они сводятся к тому, что тонко- и скрытокристаллические разновидности при обезвоживании в отсутствие кислорода дают $\alpha\text{-Mn}_2\text{O}_3$, а манганит крупнокристаллический образует $\beta\text{-Mn}_2\text{O}_3$ (Роде, 1952). Разница между этими синтетическими продуктами термических преобразований заключается в различных температурах перехода их в Mn_3O_4 , о чем указывалось выше. Вообще образование при нагревании α -модификации Mn_2O_3 характерно для продуктов нагревания тонкодисперсных марганцевых минералов: манганита и пиролюзита (Базилевская, 1971).

В данной работе в качестве примера рассмотрены два образца марганцевой руды, показавшие наибольшие расхождения в дериватограммах, снятых на воздухе и в токе азота. Все другие исследованные нами образцы марганцевых руд Никопольского бассейна, содержащие манганит, также показали существенно более низкие содержания этого минерала при съемке на воздухе. Таким образом, можно думать, что обычно практикуемые методы идентификации и количественного учета манганита в рудах, основанные на результатах термического анализа, сделанного на воздухе, приводят к недооценке содержаний манганита в рудах и соответственно завышают содержания минералов пиролюзит-псиломелановой группы.

В исследованных пробах отделить пиролюзит от минералов псиломелановой группы не представляется возможным в силу их тонкодисперсного состояния. Можно предполагать также развитие слабоокристаллизованного вернадита среди примесей высокоокисленных минералов. Наличие эндотермического эффекта при 640°C на термограммах, снятых в токе азота, с несомненностью указывает на присутствие в пробах этого минерала, однако близкая связь тонкодисперсного пиролюзита с вернадитом и минералами псиломелановой группы позволяет судить лишь о суммарном количестве этих разновидностей.

ВЫВОДЫ

Определение фазового состава марганцевой руды на основании данных термовесового анализа следует проводить без доступа кислорода. Необходимость этого связана не только с правильным учетом манганита в марганцевых рудах, но и с достаточно точной оценкой примесей других, более окисленных минералов пиролюзит-псиломелановой группы. Эта оценка производится на основании данных химического анализа после вычета соответствующих количеств марганцевых окислов, связанных в манганите и рассчитанных по кривой потери веса (сделанной без доступа кислорода).

Таким образом, предлагаемая методика фазового определения манганита базируется на сочетании двух методов исследования — химического и термовесового — и позволяет удовлетворительно определять суммарное содержание минералов пиролюзит-псиломелановой группы.

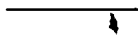
ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П. Ф. Минералогия марганцевых руд Полуночного месторождения. — Тр. ИГН АН СССР, М., сер. геол., вып. 150 (16), 1954.
Базилевская Е. С. К вопросу о валентности марганца в манганите. — Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 6.

- Базилевская Е. С., Варенцов И. М. Об определении окислов марганца различной валентности при их совместном нахождении в марганцевых рудах (На примере Никопольского месторождения).— В кн.: Марганцевые месторождения СССР, М., «Наука», 1967.
- Базилевская Е. С. К вопросу о термических превращениях пиролюзита.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 3.
- Грязнов В. И. Минералогия марганцевых руд в связи с ролью диагенеза в рудном минералообразовании.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3, 4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Грязнов В. И. Минералогия никопольских руд.— В кн.: Никопольский марганцеворудный бассейн. М., «Недра», 1964.
- Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Суслов А. Т. Марганец.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Фомина Л. С. Определение соединений марганца различной валентности.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 83, 1967.
- Grasselly G. Y. Remarks on the determination of the composition of MnO_2 — Mn_2O_3 — Mn_3O_4 systems.— Acta mineralogica — Petrographica, v. IX, 1956. Szeged, Hungaria.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
12.XII.1972



К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости, «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и photographиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигури-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

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. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAÏLOV, 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

Техический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 30/XI-1973 г. Т-01724 Подписано к печати 6/II-1974 г. Тираж 1375 экз.
Зак. 5705 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5¹/₄ Усл. печ. л. 14,7+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,9

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовятся к печати книги:

Монюшко А. М. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА САРМАТСКИХ ГЛИН. 7 л. 70 к.

В книге впервые дается сводная инженерно-геологическая характеристика сарматских глин (на примере Центрального Предкавказья). Исследованы условия осадконакопления и формирования, их литология, химические особенности, физико-механические свойства, а также природные геологические процессы. Приводятся рекомендации по рациональному определению в лаборатории физико-механических свойств сарматских глин, а также их строительному использованию (при вскрытии котлованов, строительстве сооружений неглубокого заложения и т. д.)

Издание рассчитано на инженеров-геологов, грунтоведов, литологов.

Павлов С. Ф. ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ТУНГУССКОГО БАССЕЙНА. 15 л. 1 р. 50 к.

В работе рассмотрена стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Тунгусской синеклизы, подробно освещен гранулометрический, петрографический и минеральный составы пород.

Составлена серия литолого-палеогеографических карт, на которых восстановлена история развития позднепалеозойского осадконакопления, отражено распространение различных типов осадков и ландшафтно-фациальных зон.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и литологов.

Для получения книг 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.