

ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



СОДЕРЖАНИЕ

К 25-летию журнала «Литология и полезные ископаемые» (1963—1988)	3
<i>Варенцов И. М., Путилина В. С., Зайцева Л. В.</i> Изучение механизма формирования железомарганцевых конкреций и корок в современных бассейнах. Сообщение 1. Эксперименты по синтезу гидроокисных соединений Fe, Ni, Cu, Co на гидроокислах марганца	14
<i>Бутузова Г. Ю., Горшков А. И., Дриц В. А., Морозов А. А., Сивцов А. В.</i> Минералогия и процессы формирования окисных форм железа и марганца в рифтовой зоне Красного моря. Сообщение 1. Минеральный состав рудного вещества	21
<i>Ясыченко С. Ю., Репина М. Н., Сидоренко Г. А., Юдин Р. Н.</i> Алюмофосфаты в бокситах Среднего Тимана	36
<i>Аблаев А. Г., Тащи С. М., Васильев И. В.</i> Угленосность кайнозоя Приморья	44
<i>Япаскurt О. В.</i> К проблемам катагенеза, метакатагенеза и метаморфизма в бассейнах породообразования многоосинклиналей	58
<i>Соловьев Г. А.</i> Количественная оценка сининверсионного катагенного обводнения каменноугольной толщи Донецкого бассейна	71
<i>Борисенко Л. Ф.</i> Генетические типы месторождений скандия	82
<i>Бойко Т. Ф., Дворецкая О. А., Ляпунов С. М.</i> Редкоземельные элементы в железомарганцевых образованиях северной части Тихого океана	91
<i>Повышева Л. Г., Устрицкий В. И.</i> Фациальная зональность в верхнепермских осадках на Новой Земле	105
<i>Негритца В. З., Негритца Т. Ф.</i> Раннедокембрийские метаосадочные породы в сравнительном сопоставлении с отложениями современных континентальных окраин	112
<i>Краткие сообщения</i>	
<i>Арсаманов Х. И., Кругляков В. В., Марушкин А. И.</i> Самородные металлы и интерметаллические соединения в пелагических осадках Тихого океана	122
<i>Сафонов В. Г., Хераскова Т. Н.</i> Новый генетический тип железисто-кремнистых пород	126
<i>Методика</i>	
<i>Пенцева О. М.</i> Использование петромагнитного анализа для характеристики пород девона Припятской впадины	130
<i>Хроника</i>	
<i>Холодов В. Н., Недумов Р. И.</i> Всесоюзный семинар «Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и окколрудных изменений (Литогенез и рудообразование)»	138
Виктор Захарович Блисковский	140

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

4

JULY — AUGUST

1988

CONTENTS

25 Years to the Journal «Lithology and Mineral Resources» (1963—1988)	3
<i>Varentsov I. M., Putilina V. S., Zaytseva L. V.</i> The study of mechanism of ferromanganese nodules and crusts formation in modern basins. Contribution 1. Experiments on the synthesis of hydroxide compounds of Fe, Ni, Cu, Co on the basis of manganese hydroxides	14
<i>Butuzova G. Yu., Gorshkov A. I., Drita V. A., Morozov A. A., Sivtsov A. V.</i> Mineralogy and processes of the formation of ferrum and manganese oxide forms in the Red Sea rift zone. Contribution 1. Mineral composition of the ore substance	21
<i>Yasychenko S. Yu., Repina M. N., Sidorenko G. A., Yudin R. N.</i> Alumophosphates in the middle part of Timan	36
<i>Ablaev A. G., Tashchi S. M., Vasilyev I. V.</i> Occurrence of coal in the Cenozoic of Primorye	44
<i>Yapaskurt O. V.</i> On the problem of katagenesis, metagenesis and metamorphism of ore-forming basins of miogeosynclines	58
<i>Solov'yev G. A.</i> Quantitative evaluation of syninversional katogene flooding of the coal stratum in Donetsk basin	71
<i>Borisenko L. F.</i> Genetic types of scandium deposits	82
<i>Boyko T. F., Dvoretzkaya O. A., Lyapunov S. M.</i> Rare-earth elements in ferromanganese formations of north Pacific	91
<i>Povyshcheva L. G., Ustritsky V. I.</i> Facial zonation of upper Permian sediments in Malaya Zemlya	105
<i>Negrutsa V. Z., Negrutsa T. F.</i> Comparative correlation of early Precambrian metasedimentary rocks with deposits of recent continental margins	112
<i>In Brief</i>	
<i>Arsamakov Kh. I., Kruglyakov V. V., Marushkin A. I.</i> Native metals and intermetallic compounds in the pelagic sediments of the Pacific Ocean	122
<i>Safonov V. G., Kheraskova T. N.</i> A new genetic type of ferro-cherty rocks	126
<i>Methods</i>	
<i>Pentseva O. M.</i> The application of petromagnetic analysis for characterizing Devonian rocks of the Pripyat' basin	130
<i>News</i>	
<i>Kholodov V. N., Nedumov R. I.</i> The All-Union Seminar «The Role of Endogenic and Exogenic Factors in the Formation of Stratabound Ores and Ore Environment Changes (Lithogenesis and Ore Formation)»	138
<u>Viktor Zakharovich Bliskovsky</u>	140

К 25-ЛЕТИЮ ЖУРНАЛА «ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ» (1963—1988)

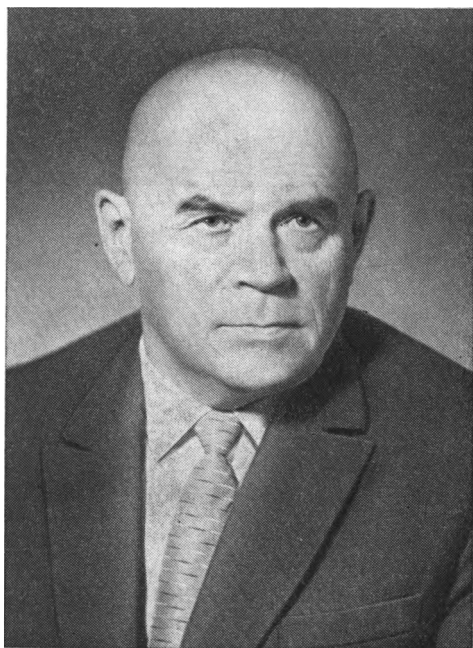
Журнал «Литология и полезные ископаемые» был организован в июле 1963 года по инициативе Комиссии по осадочным породам при Отделении геолого-географических наук АН СССР, возглавлявшейся тогда академиком Н. М. Страховым и доктором геол.-мин. наук В. С. Яблоковым.

Широкий размах исследований осадочных пород и руд в нашей стране, крупные и несомненные успехи теоретической литологии, грандиозные задачи, поставленные Программой Коммунистической партии Советского Союза перед советским народом, среди которых важную роль играло существенное увеличение запасов минерального сырья — все это способствовало рождению нового научного журнала.

Отличительной чертой советской литологии в 60-х годах являлось выдвижение новых крупных обобщающих идей, слагающих основу науки об осадочных породах. К числу таких идей относится теория типов литогенеза и их эволюции в истории Земли, идея о стадиях осадочного породообразования, а также представление о формациях как естественных генетических ассоциациях осадочных пород. Важной особенностью литологии 60-х годов явилось ее тяготение к физике, физико-химии и геохимии, расширение представлений о вещественном составе осадочных пород и руд и многочисленные попытки ввести «число и меру» в анализ генетических вопросов.

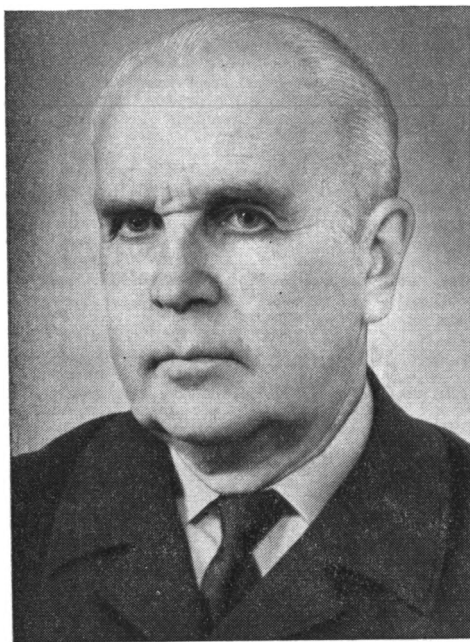
В это время, наряду с детальными литологическими описаниями отдельных регионов и очень полными исследованиями современных осадков морей и океанов появляются многочисленные статьи и монографии, посвященные месторождениям осадочных полезных ископаемых (железные и марганцевые руды, фосфориты, бокситы, угли, свинцово-цинковые и редкометальные залежи).

Усиленное внимание геологической общественности к происхождению осадков, осадочных пород и руд нашло свое отражение в деятельности Комиссии по осадочным породам. К моменту организации журнала огромную научно-организационную работу провели I, II, III, IV и V Всесоюзные литологические совещания в Москве, Львове, Баку, Ташкенте и Новосибирске, на которых широко обсуждались общие проблемы теоретической литологии и ее методология, различные аспекты минералогии, геохимии и петрографии осадочных пород, проблемы фаци-



Главный редактор журнала «Литология и полезные ископаемые» академик Н. М. Страхов (1963—1969)

ального и формационного анализа, палеогеографии и палеогеографического картирования. Кроме того, на многочисленных рабочих совещаниях были рассмотрены итоги исследования современных осадков морей и океанов, изучения стадий осадочного породообразования, новые методы физического исследования осадочных пород и руд, литологии докембрийских метаморфических толщ.



Зам. главного редактора журнала «Литология и полезные ископаемые» (1963—1967), доктор геол.-мин. наук В. С. Яблоков

В составе первой Редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые» вошли: академик Н. М. Страхов (главный редактор), В. С. Яблоков (зам. главного редактора), Г. И. Бушинский, Б. М. Гиммельфарб, Т. Н. Давыдова, А. Г. Коссовская, Г. Ф. Крашенинников, А. П. Лисицын, А. В. Сидоренко, И. В. Хворова, Л. М. Сибиркина (отв. секретарь).

В передовой статье в № 1 за 1963 год Редколлегия отмечала, что новый журнал «Литология и полезные ископаемые», являющийся органом Академии Наук СССР и Министерства геологии СССР, 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 различных геологических институтов и геологопроизводственных организаций и вузов СССР.

Предполагалось, что в журнале будут освещаться 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 за рубежом, критика и дискуссии;

9. Информативная о съездах, совещаниях и научной жизни различных геологических организаций.

Все эти разделы с небольшими изменениями сохранились в различных рубриках журнала и до настоящего времени.

В работе журнала «Литология и полезные ископаемые» на протяжении его двадцатипятилетней истории выделяются три главных периода. На протяжении первого периода, с 1963 по 1969 год, главным редактором его бесменно оставался академик Н. М. Страхов; в 1967 году в состав редколлегии были введены В. Н. Холодов (отв. секретарь),

Е. А. Головин, Н. В. Логвиненко, А. Б. Ронов, П. П. Тимофеев и Г. А. Каледа.

В течение второго периода, с 1969 по 1981 год, главным редактором являлся доктор геол.-мин. наук Г. И. Бушинский, а его заместителем В. Н. Холодов. Кроме того, в редколлегии наряду со старыми ее членами работали О. И. Лунева, Б. М. Михайлов, А. С. Соколов и В. А. Теняков.

На протяжении третьего периода, с 1981 по 1988 год, главным редактором журнала является доктор геол.-мин. наук проф. В. Н. Холодов, его заместителями — Б. М. Михайлов и И. В. Хворова, а ответственным секретарем — Г. Ю. Бутузова. В состав редколлегии входили Г. А. Каледа, А. Г. Коссовская, Г. Ф. Крашенинников, А. П. Лисицын, А. Б. Ронов, Св. А. Сидоренко, А. С. Соколов, В. А. Теняков, П. П. Тимофеев, А. В. Щербаков.

Деятельность редколлегии журнала отличалась научной преемственностью и, по существу, сводилась к реализации программы, намеченной еще в 1963 г. Кроме того, на всех трех этапах истекшего двадцатипятилетия работа журнала была тесно связана с мероприятиями Комиссии по осадочным породам, а позднее — Межведомственного литологического комитета.

Огромное разнообразие тем, затронутых на страницах журнала в течение прошедшего двадцатипятилетия, чрезвычайно затрудняет рассмотрение содержания статей по существу. Поэтому здесь мы не будем пытаться дать полный обзор опубликованных ранее работ, а ограничимся кратким упоминанием только тех проблем литологии и геохимии, обсуждение которых представляло большой научный интерес.

В течение первого периода (1963—1969) на страницах «Литологии...» обсуждалось много важных проблем. Среди них особое место занимали вопросы геохимии и генезиса бокситов. Одни исследователи утверждали возможность вулканогенно-осадочного генезиса промышленных скоплений алюминиевых руд, а другие противопоставляли им гипотезу механического переотложения глинозема как ведущего процесса бокситообразования. Близость отношения TiO_2 к Al_2O_3 в бокситах и корах выветривания склонила чашу весов в пользу гипотезы механического переотложения глинозема. Анализ титанового модуля имел место в № 2 «Литологии...» за 1963, № 3 за 1964, № 4 за 1965 и № 5 за 1968 г. в статьях Н. М. Страхова, Г. И. Бушинского, К. Н. Трубиной, В. Н. Григорьева, Н. А. Лисицыной, М. В. Пастуховой, Е. С. Гуткина, А. Д. Додатко, К. К. Зеленова и В. А. Броневого.

Позднее Комиссией по осадочным породам при ОНЗ АН СССР был организован семинар, посвященный разбору литолого-формационного метода, широко применявшегося в трудах новосибирских литологов под руководством В. П. Казаринова. Одновременно в нашем журнале, в № 6 за 1964, № 5 за 1965 и № 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. Файнштейн, М. Н. Виниченко как обосновывающие отдельные положения литолого-формационного метода, так и критикующие их. Комиссия по осадочным



Главный редактор журнала «Литология и полезные ископаемые» (1967—1979), доктор геол.-мин. наук Г. И. Бушинский

породам отметила, что идея о синхронности эпох образования кремнистых пород в бассейнах и эпох образования каолиновых кор выветривания на континенте, а также утверждения о приуроченности многих полезных ископаемых к зоне перехода между разными осадочными сериями не верны или не доказаны. Стало также очевидным, что литолого-формационный метод нуждается в существенной доработке и развитии. (№ 6, 1964, с. 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 № 3 журнала за 1963, № 1, 5 за 1964, № 1 и 4 за 1965, № 2 за 1967, № 3 и 6 за 1968 г. в статьях Н. М. Страхова, Е. А. Соколовой, Л. Е. Штеренберга, Г. С. Дзюценидзе, 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. Севастьянова, А. Б. Исаевой и других исследователей.

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

Длительную историю на страницах «Литологии...» имеет проблема происхождения стратифицированных медных и свинцово-цинковых руд. Ее рассмотрение началось с момента выхода в свет первых номеров. В № 3 за 1963, № 3 за 1965 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 дискутировалось осадочное или гидротермальное происхождение медистых песчаников Джезказгана. Позднее, в № 2 за 1965, а также в № 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 и 5 за 1970, № 6 за 1971 и № 3 за 1972 г. в работах В. М. Попова, Т. Д. Джумалиева, В. Г. Королева, Ф. И. Вольсона, В. А. Архангельской, И. Н. Семашевой, Е. Л. Абрамович. К семинару «Стратиформные месторождения цветных металлов», организованному и проведенному Комиссией по осадочным породам ОГГГ АН СССР в г. Чите в сентябре 1971 года, В. Н. Холодовым, Е. А. Головиным и Г. А. Каледой была написана статья, в которой критически рассматривались некоторые методические приемы «осадочного» и «гидротермального» направлений в изучении стратиформного рудогенеза и предлагалась программа дальнейших исследований в этой области.

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 используемые ими методы, 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 вопросах теории.

Второй период истекшего двадцатипятилетия (1969—1981) в работе журнала ознаменовался повышенным интересом к геохимии, литологии и происхождению современных морских и океанских осадков. Он начался с обсуждения методов количественных подсчетов в геохимии и литологии. Оценивались правомерность некоторых способов составления

балансов, представительных средних проб, использования палеогеографических карт для точных количественных оценок осадочных отложений, воспроизводимость объемов осадочных отложений на геоструктурах первого порядка. Материалы, позволяющие подойти к затронутым вопросам, читатель может найти в № 2 и 6 за 1969, № 3 за 1970, № 1 за 1972 и № 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 проблем геохимии осадков и осадочных отложений позднее включился также журнал «Известия АН СССР. Серия геологическая» (см. № 5 за 1973 год).

Большой резонанс среди геологической общественности Союза вызвала печатная дискуссия между академиком Н. М. Страховым и чл.-корр. АН СССР А. П. Лисицыным о принципах выделения типов литогенеза на континентах и в Мировом океане. В соответствии с представлениями А. П. Лисицына зоны ледового, аридного и гумидного литогенеза прослеживаются не только на континентальном блоке, но и в океанах.

Согласно Н. М. Страхову, типы литогенеза, выделенные в пределах континентов, в океане отсутствуют, а весь он принадлежит единому осадочному океанскому типу литогенеза с редкими вкраплениями литогенеза вулканогенно-осадочного. В сущности, континентальный блок нашей планеты является единой водосборной площадью для океана, а Мировой океан — конечным водоемом стока для этого блока. Ледовый и аридный литогенез в океане отсутствуют.

Мобилизуемый в пределах континентального блока осадочный материал, сбрасываемый в океан, вместе с эксгальационно-эффузивными и биогенными компонентами перераспределяется под действием циркуляционных течений; именно гидродинамика вод контролирует распределение на дне океана почти всех компонентов осадка.

Основные положения Н. М. Страхова и А. П. Лисицына были опубликованы в № 1 и 6 за 1977 и № 1 за 1978 г.

Большое внимание в 70-х годах журнал «Литология и полезные ископаемые» уделял проблеме вторичных преобразований осадочных толщ и составляющих их компонентов (торф, угли и другие типы скоплений органики). Широкое приложение стадийного анализа в сочетании с литолого-фациальными исследованиями позволили нарисовать яркую картину преобразования минералов глин в различных фациальных обстановках торфяных болот, показать связь между направленностью и интенсивностью переработки глинистых минералов, а также степенью разложения и ботаническим составом органического вещества. В результате комплексных исследований была доказана унаследованность стадийных катагенетических изменений глинистых толщ от обстановок седиментогенеза.

Весь этот круг вопросов был рассмотрен в работах П. П. Тимофеева, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, Л. И. Боголюбовой, Ю. Г. Цеховского, А. П. Феофиловой, И. А. Волковой в № 3 за 1972, № 3 за 1974, № 4 за 1977, а также № 4 за 1979 г.

В ряде номеров нашего журнала широко публиковались результаты литолого-фациального и геохимического изучения Транстихоокеанского профиля, пересекающего голоцен-четвертичные осадки Тихого океана от берегов Японии до Калифорнийского залива. Путем детального исследования большого числа станций здесь удалось оценить реальный вклад вулканического процесса в океанскую седиментацию. Конкретное распределение пирокластического материала, цеолитов и продуктов эксгальативной деятельности показало, что общее влияние вулканизма на современное осадконакопление весьма невелико.

Геохимическое изучение того же материала показало, что процентные содержания большинства химических элементов группы Fe—Mn постоянно растут от берега к пелагиали, а абсолютные массы каждого элемента несколько сдвинуты друг относительно друга. Такая картина получает правильное истолкование только в том случае, если считать,

что главным процессом, регулирующим накопление элементов на дне океана, является механический разнос аллохтонных и автохтонных взвесей. При этом аллохтонные звеси поступают в океан с континентов, а автохтонные генерируются в самом водоеме при переходе элементов в твердую фазу.

Исследование осадков на профиле позволило также количественно оценить процессы сульфатредукции и диагенетические преобразования в разных частях океана.

Подробное изложение всего объема полученных данных читатель сможет отыскать в статьях Н. М. Страхова, И. И. Волкова, Н. А. Лисицкой, О. А. Дворецкой, Г. Ю. Бутузовой, Б. П. Градусова, А. Г. Розанова, М. А. Глаголевой, Т. Ф. Бойко, Т. А. Ягодинской, М. Ф. Пилипчука и др. в № 4 за 1972, № 1, 2 и 6 за 1974, № 3 за 1975, №2 и 6 за 1976, № 4 за 1977 и № 3 за 1979 г.

Пристальное внимание литологов и океанологов в 70-е годы привлекла также проблема закономерностей размещения, вещественного состава и генезиса железомарганцевых конкреций, залегающих на дне океанов и морей. Ей были посвящены многочисленные исследования Н. М. Страхова, И. И. Волкова, П. Ф. Андрущенко, М. А. Глаголевой, Л. Е. Штеренберга, Е. С. Базилевской и др. (№ 6 за 1970, № 1 за 1971, № 4 за 1972, № 1 за 1976, № 1 за 1978, № 4 за 1979 г.).

Наконец, в это же время в журнале нашли отражение работы, раскрывающие геохимию, литологию и историю геологического развития Черного моря — эпиконтинентального водоема, который давно считался эталоном морского бассейна с сероводородным заражением и концентрацией органического вещества. Эта проблема затрагивалась в статьях Н. М. Страхова, Г. Ю. Бутузовой, Б. П. Градусова, М. А. Ратеева, И. И. Волкова, Л. С. Фоминой, М. А. Глаголевой, Г. Н. Батурина, И. Ю. Лубченко и ряда других авторов; их можно найти в № 2 за 1970, № 2, 3, 4 и 6 за 1971, № 2 за 1972, № 2 и 5 за 1973, № 1 за 1975, № 1 за 1976, № 6 за 1977 г.

В течение третьего периода (1981—1988 г.г.) на страницах нашего журнала появился ряд статей, посвященных гидрогеохимии катагенеза, анализу вулканогенно-гидротермальной деятельности в морях и океанах, вторичным преобразованиям базальтов, индикаторам океанской седиментации на континентах, лавинной седиментации, геоэнергетике осадочного процесса, а также кристаллохимии и происхождению слоистых силикатов.

В ряде работ были сделаны попытки рассмотреть процессы катагенетических преобразований и связанных с ними явлений рудогенеза как результат взаимодействия осадочных толщ и подземных вод. В соответствии с различным механизмом такого взаимодействия удалось выделить три группы катагенетических преобразований — инфильтрационную, гравитационно-рассольную и элизионную. С каждой из этих групп ассоциируются различные типы рудных месторождений. С инфильтрационными явлениями связано формирование «ролловых» залежей урано-селено-ванадиевых руд, скоплений самородной серы, эпигенетических залежей волконскоита и маринозита, целестина, возможно, некоторых залежей типа «медистых песчаников». С гравитационно-рассольными процессами связано образование металлоносных горячих рассолов, а в некоторых случаях — свинцово-цинковых и меднорудных скоплений. Наконец, элизионное взаимодействие вод и пород формирует залежи нефти и газа, твердых битумов, сидеритов и магнетитов, некоторые месторождения марганца, сульфидов свинца, цинка и даже колчеданных руд.

Каждому такому типу рудных скоплений соответствует своя литолого-геохимическая зональность рудосодержащих пород; она является своеобразным индикатором рудообразующего процесса и, помогая раскрыть его механизм, в то же время может служить способом поисков и прогнозирования оруденения.

Проблемы рудообразования в связи со стадией катагенетических преобразований осадочных отложений многократно рассматривались в ра-

ботах В. Н. Холодова, Г. В. Комаровой, И. А. Кондратьевой, А. К. Лисицина, Е. М. Шмариовича, Д. И. Павлова, А. В. Липаевой, Л. М. Анфимова, Б. Д. Бусыгина, Л. Е. Деминой, О. И. Зеленовой, Н. И. Граниной, Л. С. Шулик, А. А. Махнач, Е. А. Соколовой, В. И. Дворова и др. (см. № 3, 4, 6 за 1980, № 3, 5 за 1982, № 3 за 1984, № 1, 2 за 1986 и № 4 за 1987 г.).

В 80-е годы продолжалось исследование закономерностей распределения и условий образования металлоносных осадков, формирующихся на дне современных океанов и морей в результате вулканогенно-гидротермальной деятельности. Было показано, что эти скопления довольно четко контролируются Мировой рифтовой системой. На примере Красноморского рифта были детально изучены закономерности пространственной локализации, минералогия и геохимия рудных залежей в рассольных впадинах; решен вопрос о механизме гидротермального рудообразования и высказана гипотеза о полигенном источнике рудного вещества. В частности было установлено, что наряду с компонентами, извлеченными из осадочных толщ и базальтов, в термальных растворах и рудных залежах присутствуют элементы мантийного происхождения.

Проблема обсуждалась в статьях Г. Ю. Бутузовой, Н. А. Лисицкой, И. В. Хворовой, И. Ю. Лубченко, В. А. Дрица, С. И. Ципурского, В. А. Александровой и Е. В. Шурыгиной в № 2 за 1980, № 3 за 1981, № 3 и 5 за 1983, № 5 за 1985, № 2, 5 и 6 за 1986 г.

Значительное количество статей было посвящено проблеме вторичных преобразований базальтов; эти изменения эффузивов рассматривались как результат взаимодействия пород с большими объемами морской воды. При этом совокупность геохимико-минералогических преобразований океанических базальтов и накопление в них признаков, типичных для коры континентального типа (концентрация калия и других литофильных элементов), образование палагонитов и хлорофитов, железистых смектитов, селадонитов и филлипситов, возникновение калиевых полевых шпатов, замещающих основные плагиоклазы, было названо процессами «континентализации».

Таким образом, предполагалась возможность простого перехода типичной океанской, базальтовой коры в кору континентальную в результате высокотемпературного взаимодействия базальтов и больших объемов морских вод.

Были также исследованы изменения древних базальтов Закавказья в результате деятельности подземных вод и предложены новые механизмы для вторичного минералообразования в этих случаях.

Статьи, связанные с этими проблемами, публиковались в № 4 за 1982, № 3 и 5 за 1983, № 2 за 1984, № 4 за 1985 и № 2 и 6 за 1986 г. Они принадлежат А. Г. Коссовской, В. В. Петровой, В. Д. Шутову, В. А. Дрицу, М. В. Слонимской, А. Р. Гептнеру, Т. Н. Соколовой, К. Г. Калед, И. М. Симановичу и др.

В середине 80-х годов на страницах нашего журнала, а также в журнале «Известия АН СССР. Серия геологическая» широко обсуждалась проблема строения и происхождения осадочного чехла Мирового океана, достоверность индикаторов океанского осадконакопления, проблема существования палеозойских и докембрийских океанов, эволюция типов бассейнов седиментации в истории Земли, принципы дегазации мантии и формирования свободной гидросферы.

Было показано, что древнейшие процессы осадконакопления в докембрии зародились в обстановках мелководных озероподобных водоемов, что гидросфера постепенно увеличивалась в объеме, а современные океаны образовались в мезозойско-кайнозойское время и являются сравнительно молодыми бассейнами седиментации в истории Земли.

Этим кардинальным вопросам теоретической литологии были посвящены статьи П. П. Тимофеева, В. Н. Холодова, И. В. Хворовой, С. В. Руженцева, В. П. Зверева и других авторов, опубликованные в № 5 за 1983, № 5 за 1985 и № 2 за 1986 г.

Большой интерес читателей журнала вызвала серия статей, принадлежащих А. П. Лисицыну и сотрудникам ИО АН СССР — Н. А. Айбулатову, В. В. Серовой, Э. С. Тримонису, А. С. Ионину и др.; они были посвящены закономерностям развития современной лавинной седиментации и характеризовали те уровни современной гипсографической кривой, на которых особенно интенсивно реализуются эти явления. Авторы детально исследуют уровень река — море, на котором интенсивно концентрируются осадки дельты и эстуариев, подножья континентального склона, где накапливаются склоновые отложения, формирующие обвалы, оползни, турбидиты и контуриты, а также участки глубоководных котловин, где образуются отложения автокинетических потоков (гравититы).

Эти работы опубликованы за № 6 за 1983, № 5 за 1984, № 4 и 6 за 1985 и № 4 за 1986 г.

Широко дискутировались также на страницах нашего журнала проблемы геоэнергетики осадочного процесса. Была высказана гипотеза, что дезинтеграция и фотосинтез представляют собой явления, энергетически сопоставимые с кондуктивным тепловым потоком Земли, и хотя доля солнечной энергии, вовлекаемой в геологический круговорот, сравнительно невелика, она играет большую роль в эволюции земной коры.

Различные аспекты геоэнергетических явлений обсуждались в статьях П. П. Тимофеева, А. В. Щербакова, В. И. Лебедева, В. А. Дольникова, В. А. Ильина, И. Ф. Вовка, А. В. Кудельского, В. И. Дворова, Л. А. Назаркина, С. Р. Крайнова, Б. Н. Рыженко и др. в № 1 за 1979, а также № 4 за 1981, № 5 за 1982 и № 4 за 1983 г.

Наконец, в последние годы журнал многократно публиковал полные обзоры и оригинальные статьи, посвященные генезису и кристаллохимии слоистых силикатов. Пристальное внимание к этой проблеме в значительной степени объясняется теми успехами, которых достигли инструментальные исследования глинистых минералов как в СССР, так и за рубежом.

Кристаллохимическим аспектам литологии были посвящены работы В. А. Дрица, А. Г. Коссовской, Б. А. Сахарова, В. А. Ерощева-Шака, В. В. Петровой, В. И. Муравьева и др. в № 1 и 6 за 1980, № 6 за 1984 и № 5 за 1985 г.

Не вызывает сомнения, что приведенный обзор рассмотренных нами проблем дает только самое общее представление о деятельности журнала в течение прошедшего двадцатипятилетия. Более полное, но несколько формальное впечатление о работе редколлегии можно получить из статистических данных, приведенных в таблице.

В ней отражены процентные соотношения между темами опубликованных статей по годам. Поскольку ежегодно в журнале публиковалось 100—110 крупных статей и кратких сообщений, за 25 лет было опубликовано примерно 2500 работ.

При анализе приведенных данных видно, что наибольшее внимание редколлегии в течение длительного времени привлекали вопросы, связанные с условиями образования и закономерностями размещения осадочных полезных ископаемых; им обычно была посвящена наибольшая доля публикаций, от 8 до 31 %.

Вторым ведущим разделом журнала постоянно являлась геохимия осадочных пород; количество опубликованных работ по этой тематике менялось от 6,0 до 20,1 %.

Третьим разделом, которому уделялось большое внимание, являлись современные осадки. Хотя количество работ, выполненных в этом направлении, несколько варьируют во времени, около 10—15% публикаций в среднем было посвящено именно этой проблеме.

Почти такой же распространенностью как и современные осадки пользуется в научной тематике «Литологии...» минералогия осадочных образований. Если исключить данные за 1967 и 1970 годы, число минералогических статей колеблется ежегодно от 5 до 15,0%.

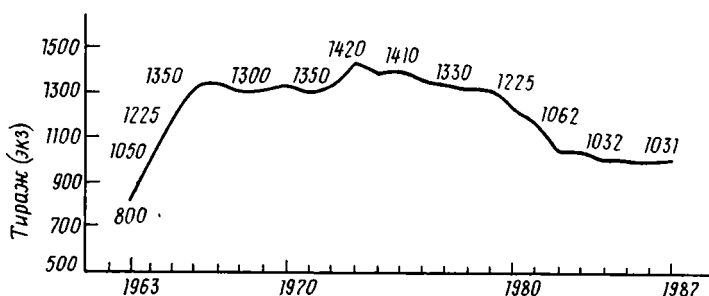
Все перечисленные нами разделы на протяжении двух первых десятилетий являлись стабильно преобладающими; наряду с ними эпизодически внимание научной общественности привлекали другие проблемы. Так, в 1963 году 6,5% тематики журнала было связано с проблемой кор выветривания; в 1966 и 1972 г. 8—10% опубликованных статей было посвящено вулканизму и вулканогенно-осадочным образованиям; в 1966, 1967 г. пробудился повышенный интерес к региональной литологии (7—10%), а в последующие три года (1970—1972) отмечено увлечение общетеоретическими построениями (8—13% всего объема публикуемых статей).

Необходимо однако отметить, что, начиная с 80-х годов, соотношение проблем в журнале начало заметно меняться. Упало количество публикаций, посвященных осадочным, вулканогенно-осадочным и гидротермально-осадочным полезным ископаемым. В период с 1980 по 1987 год их число редко достигало 10%.

Заметно сократилось также общее количество теоретических работ; крупные обобщающие исследования все реже стали появляться на страницах нашего журнала.

В то же время существенно увеличилось количество статей, в которых описываются литолого-геохимические и фациальные условия отдельных регионов; количество «региональных» чисто эмпирических публикаций соответственно возросло до 10—15%.

По-видимому, все эти тенденции отражают не только объективные особенности развития науки об осадочных породах и рудах, но и некоторые недостатки в работе редколлегии журнала.



Фиг. 1. Тираж журнала по годам

Известно, что при обсуждении статей, поступающих в портфель редколлегии, отклоняется примерно 1/3 предложенных к публикации работ. Это означает, что за все время существования журнала редколлегией было рассмотрено и отрецензировано около 3500 статей разных авторов. Очевидно, что в будущем следует обратить серьезное внимание на отбор работ в соответствии с приведенной статистикой. Для этого необходимо усилить публикацию работ, посвященных закономерностям размещения и условиям образования рудных месторождений, связанных с осадочными породами, а также работ, имеющих общетеоретический характер.

С другой стороны, следует по-видимому, ограничить издание региональных статей, представляющих интерес исключительно для местных изданий.

Тираж журнала «Литология и полезные ископаемые» остается довольно стабильным. Как это показано на диаграмме фиг. 1, он колеблется от 1030 до 1350 экземпляров. Некоторое снижение тиража в начале 80-х годов связано с общим повышением цен периодических изданий в Союзе. Именно в это время тираж журнала «Геохимия», например, упал с устойчивых 1600 экземпляров примерно до 1300; тираж журнала «Рудные месторождения» уменьшился от 2700—2800 до 2150—2200 экз.; тираж «Известий АН СССР. Серия геологическая» снизился с 2000 до 1600 экземпляров в год.

Темы статей	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972
Полезные ископаемые осадочного генезиса	16,1	31,1	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
Диagenез, 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 дискуссия	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, памятные даты	—	20	—	—	2,0	0,8	0,9	3,0	6,5	3,0

«Литология и полезные ископаемые» по-прежнему переводится на английский язык фирмой «Consultans Bureau, New York and London».

В 1988 году в соответствии с решением Президиума АН СССР об ограничении сроков пребывания ученых на научно-административных постах, состав редколлегии нашего журнала был обновлен. Из редколлегии ушли чл.-корр. АН СССР, проф. А. Б. Ронов и А. П. Лисицын, доктора геол.-мин. наук Г. А. Каледа, А. Г. Коссовская, Г. Ф. Крашенинников, А. С. Соколов, В. А. Теняков, И. В. Хворова, А. В. Щербаков, в течение многих лет принимавшие деятельное участие в работе журнала.

От имени науки, от имени советской литологии и Междуведомственного литологического комитета следует выразить глубокую благодарность этим ученым, отдавшим много сил нашему общему делу.

В состав новой редколлегии журнала вошли: доктор геол.-мин. наук, проф. В. Н. Холодов (главный редактор), доктор геол.-мин. наук, проф. Б. М. Михайлов (зам. главного редактора), чл.-корр. АН СССР, проф. П. П. Тимофеев (зам. главного редактора), Г. Ю. Бутузова (отв. секретарь), И. И. Волков, чл.-корр. АН СССР А. Н. Дмитриевский, А. В. Ильин, В. И. Кононов, А. И. Конюхов, А. А. Мигдисов, И. О. Мурдмаа, В. И. Седлецкий, Св. А. Сидоренко, Е. М. Шмариович, академик АН УССР Е. Ф. Шнюков, О. В. Япаскурт.

Работа новой редколлегии журнала только начинается. Следует пожелать ей существенно усилить качество публикаций, ускорить прохождение статей на всех стадиях обсуждения и редподготовки, продолжать всемерно укреплять авторитет и популярность журнала.

Опираясь на твердый авторский коллектив и устоявшийся круг специалистов-рецензентов, редколлегия смогла бы в ближайшие годы:

1. В тесном контакте с Междуведомственным литологическим комитетом продолжить публикацию проблемных статей, освещающих кардинальные вопросы литологической теории, а также методические и методологические аспекты науки об осадочных породах и рудах;

2. Совместно с Междуведомственным литологическим комитетом организовать ряд дискуссий, в ходе которых можно было бы на деловой

1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987
11,7	25	22	19	16	18	11	12	7	10	7	8	9	10	11
12,6	13	11	15	10	14	10	11	23	9	20	25	26	13	19
10,8	5	6	6	6	6	6	2	8	9	2	1	2	4	2
10,0	8	10	5	6	6	9	16	8	8	9	12	12	6	9
7,2	4	3,5	2	2	4	2	2	2	4	3	2	1	4	2
3,6	4	3,5	1	5	8	10	1	2	4	2	1	2	3	1
7,2	3	1	9	5	3	2	10	15	13	11	9	8	10	16
1,8	2	1	1	2	—	1	2	1	1	1	3	1	3	1
3,6	4,5	1,5	5	7	2	7	9	3	8	3	5	5	12	1
1,8	3	1,0	1	7	10	9	1	1	—	4	2	5	4	8
8,1	8	12	12	11	7	10	10	7	15	11	8	12	9	7
0,9	2	0	3	10	6	5	2	8	6	2	1	2	1	6
5,4	7	5	8	6	2	5	8	4	1	8	2	5	8	4
7,2	4,5	3,5	3	5	5	1	1	—	1	1	3	1	5	4
8,1	7	9	7	2	6	9	9	6	4	9	7	3	6	3
—	—	—	—	—	3	3	4	5	7	7	1	6	2	6

основе обсудить некоторые спорные проблемы литогенеза, геохимии и осадочного рудообразования;

3. 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, КНДР и др.);

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

5. Продолжить рецензирование крупных монографий по тематике журнала, выходящих в свет как в СССР, так и за рубежом;

6. Продолжать ежегодно информировать читателей о планах научно-организационных мероприятий Междуведомственного литологического комитета и близких ему организаций (совещания, семинары, школы, съезды и конгрессы);

7. Полно и оперативно освещать работу всесоюзных совещаний, семинаров, школ и конференций, затрагивающих проблематику журнала «Литология и полезные ископаемые».

УДК 551.31 : 551.32 : 551.35

**ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ И КОРОК
В СОВРЕМЕННЫХ БАССЕЙНАХ. СООБЩЕНИЕ 1. ЭКСПЕРИМЕНТЫ
ПО СИНТЕЗУ ГИДРООКИСНЫХ СОЕДИНЕНИЙ Fe, Ni, Cu, Co
НА ГИДРООКИСЛАХ МАРГАНЦА**

ВАРЕНЦОВ И. М., ПУТИЛИНА В. С., ЗАЙЦЕВА Л. В.

Приведены данные экспериментальных исследований по сорбционному синтезу гидроокисных соединений Fe, Mn, Ni, Co на синтетических фазах Mn_2O_4 (гаусманите) и $7 \text{ \AA } MnO_2$ (бернессите). Показано, что состав зон новообразованного слоя контролируется соотношением скоростей начального процесса поглощения, имеющего ионообменную и гидролитическую природу и более позднего процесса аналитического контактного окисления. Дается геологическая интерпретация экспериментальных результатов.

Геохимические исследования последних лет убедительно свидетельствуют о том, что процессы, протекающие в зоне седиментации — постседиментационных преобразований, подчинены кинетическому контролю и в весьма ограниченной мере детерминированы законами равновесной термодинамики. Особая роль в зоне седиментации принадлежит микроорганизмам и органическому веществу. В настоящее время все большее подтверждение получают идеи В. И. Вернадского о том, что в седиментационных обстановках главнейшие геохимические процессы, включая рудообразование, в весьма значительной мере контролируются различными формами жизни [7].

Таким образом, для относительно адекватного познания геохимии низкотемпературных процессов седиментации — диагенеза (включая рудообразование) необходимо, чтобы в описывающих их конкретных и обобщенных моделях были бы достаточно полно отражены неравновесные, необратимые особенности этих процессов, контролируемые кинетическими и сорбционными факторами.

Мировой океан является грандиозной рудообразующей системой, в которой могут быть выделены три главные категории: а) источник рудообразующих компонентов; б) среда их миграции и аккумуляции; в) собственно рудные накопления. Наиболее широко развиты два типа руд: конкреционные (корковые) и металлоносные осадки. Железомарганцевые конкреции и корки ряда областей океана рассматриваются в настоящее время как высококачественные полиметаллические руды Mn, Ni, Co, Cu и других металлов, представляющих промышленный интерес. Несмотря на резко различные точки зрения относительно генезиса Fe — Mn конкреций и корок, существующие данные позволяют большинству исследователей считать, что их формирование связано с процессами извлечения из компонентосодержащих растворов (придонные воды, иловые растворы) аккумулируемых металлов.

Проблема извлечения из морской воды (включая иловые растворы) микроколичеств переходных металлов гидроокислами Mn, Fe является важнейшим вопросом геохимии океанического рудообразования. Вместе с тем изучение механизма процессов концентрирования микроколичеств тяжелых металлов гидроокисными соединениями марганца и железа как коллекторами или сорбентами представляет крупную проблему в аналитической, физической химии, радиохимии.

Процессы удаления микроколичеств переходных металлов из морской, иловой вод и их аккумуляция в форме гидроокислов и других фаз в

Fe—Mn-конкрециях и корках, а также в осадках характеризуются крайне низкими скоростями. Исследования отдельных звеньев конкреционно-го, коркового рудообразования в океане (собственно вещество конкреций, корок, состав иловых растворов и морской воды, вмещающие ассоциирующие осадки, роль источников металлов, фациальных условий и др.) позволяют лишь весьма ориентировочно оценить параметры процесса и косвенно судить о химизме этого явления, специфике его механизма.

ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО СОРБЦИОННОМУ СИНТЕЗУ ГИДРООКИСНЫХ СОЕДИНЕНИЙ Fe, Mn, Ni, Co НА ГИДРООКИСЛАХ МАРГАНЦА

Сорбционный синтез гидроокисных фаз Fe, Mn, Ni, Co на Mn_3O_4 . В наших предыдущих работах [1—3, 7—10] были представлены результаты экспериментального изучения сорбционного накопления ряда тяжелых металлов (Fe, Mn, Ni, Co) на природных гидроокислах Fe, Mn и синтетических окислах Fe, $Mn(FeOOH)$. Этими исследованиями были вскрыты основные стадии сложного взаимодействия; показано, что процесс может протекать в широком диапазоне концентраций от ультрамикрочисел до весьма заметных содержаний. С помощью рентгеноструктурного анализа, рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии был диагностирован состав новообразованных соединений, оценено распределение валентных форм аккумулированных металлов. Этими исследованиями установлено, что в изучаемом многостадийном взаимодействии ведущий — хемосорбционный процесс (гидролитической природы) с автокаталитическим накоплением изучаемых переходных металлов. Состав образующихся фаз в значительной мере контролируется соотношениями концентраций аккумулируемых компонентов в растворе и кинетическими параметрами.

При экспериментальном изучении особенностей сорбции Mn, Fe, Ni и Co из растворов морской воды гидроокислами марганца (на примере гаусманита) в задачу исследований входило диагностирование различными методами состава новообразованных соединений, оценка относительной роли факторов, контролирующих эти процессы, и возможности экстраполяции полученных результатов для создания модели рудообразования в современных бассейнах. Основные результаты этих экспериментов изложены в работе [2].

При проведении экспериментов по накоплению Ni, Co, Mn, Fe из морской воды на гаусманите проводился тщательный контроль по поддержанию идентичности условий в течение всех этапов взаимодействия. Однако поведение каждого из четырех сорбируемых компонентов характеризуется существенно специфическими особенностями:

1) степень поглощения Co непрерывно снижалась к конечным этапам эксперимента от 40,06 до 15,5%;

2) для Ni тенденция снижения степени поглощения проявляется в менее выраженном виде, чем для Co;

3) для Fe наблюдается существенное постепенное возрастание степени поглощения, что особенно ярко (до 100%) проявляется в последние этапы (после 5-го) эксперимента;

4) для Mn в начальные этапы (после 3-го) отмечается постепенное снижение степени поглощения (от 21,14 до 14,5%); в последующие этапы (4-й — 7-й) наблюдается выраженная десорбция Mn. Количество Mn, перешедшее в раствор на последних этапах, заметно превышает содержание этого металла в изначальном растворе. Анализ динамики поглощения позволяет сделать вывод, что Mn в условиях эксперимента не накапливается, так как количества его, перешедшие в раствор в течение последних этапов, превышают введенное количество этого металла на 2535 мкг. Таким образом, эти данные указывают на то, что из структуры субстрата (Mn_3O_4) в результате взаимодействия с находившимися в растворе Ni и Co было вытеснено количество Mn, эквивалентное 16,14% от поглощенного Co, или 17,96% от поглощенного Ni.

Изучение под сканирующим электронным микроскопом поверхности изначального поглотителя Mn_2O_4 и новообразованных продуктов позволяет отметить ряд особенностей: а) исходный поглотитель характеризуется микроглобулярными образованиями, на поверхности которых развиты игольчатые кристаллы, являющиеся бипирамидальными кристалликами; б) конечный продукт представлен крупными глобулярными агрегатами с отчетливыми формами новообразованного сорбированного слоя, имеющими характер ступенчато-слоистых эпитаксических нарастаний.

Очевидно, что в процессе накопления сорбируемых компонентов происходила агрегация, укрупнение частиц и образование на их поверхности с развитыми игольчатыми кристаллитами эпитаксических нарастаний. В результате общая величина активной поверхности поглотителя в ходе эксперимента существенно снижалась, что отразилось на сокращении степени поглощения Co и Ni . Подобные соотношения наблюдались при изучении динамики сорбционного синтеза окисных фаз Ni , Co , Fe , Mn на гидроокислах железа: $\gamma-FeOOH$ [1, 9].

Рентгеновские фотоэлектронные спектры Co , Ni , Mn и мессбауэровские спектры железа свидетельствуют, что в сорбированном, новообразованном слое отчетливо проявляется тенденция к накоплению этих компонентов в состоянии относительно высоких степеней валентности. Однако интенсивность процессов окисления на границе раздела раствор — сорбент (Mn_2O_4) относительно ниже, чем в случае с гидроокислами железа ($\gamma-FeOOH$). Отмеченная картина распределения марганца в экспериментах с Mn_2O_4 проявляется в сравнительной обогащенности новообразованного слоя двухвалентным марганцем. Вместе с тем спектры Ni и Co новообразованного слоя сохраняют подобие синтезированных на лепидокроките соединений. Однако в данном случае распределение валентных форм Ni и Co близко к тому, которое наблюдалось не в самой поверхностной части слоя, новообразованного на лепидокрокитовой подложке, а на некоторой глубине (порядка 3400—3450 Å). Следует отметить общее ослабление процессов накопления Co , Ni , Mn на гаусманите по сравнению с лепидокрокитом. Процесс аккумуляции компонентов протекает неравномерно: наиболее активное накопление наблюдается в начальные этапы, и по мере развития новообразованного слоя относительное количество сорбированных компонентов уменьшается. Интересно отметить, что для рассматриваемого случая снижение относительной доли Ni^{3+} и Co^{3+} с глубиной происходит более резко, чем в экспериментах с лепидокрокитом, что, как будет показано ниже, связано со специфическим влиянием субстрата и с более высокими темпами накопления этих металлов.

В целом наблюдаемое соотношение валентных форм Ni , Co , Mn подтверждают сделанный ранее вывод [1, 9] о том, что развитие высокоокисленных форм металлов в наружной части новообразованного слоя связано со снижением скоростей накопления сорбируемых металлов. Очевидно состав определенных зон новообразованного слоя контролируется соотношением скоростей двух процессов: начального процесса поглощения, имеющего ионообменную и гидролитическую природу, и более позднего процесса — автокаталитического, контактного окисления.

Особое место занимают твердофазные реакции окисления — восстановления при диффузии сорбируемых ионов в структуру поглотителя. Именно с этими реакциями можно связывать кажущееся противоречие данных по динамике поглощения Mn и распределения валентных форм этого металла в составе новообразованного слоя. Результаты проведенных экспериментов, и в частности рентгеновские фотоэлектронные спектры, позволяют более определенно интерпретировать явление вытеснения Mn^{2+} и Mn^{3+} из структуры гидроокислов марганца при поглощении Ni и Co . Полученные данные позволяют считать, что наряду с поглощением марганца и образованием гидроокисных фаз этого металла в составе новообразованного слоя происходит обменное вытеснение Mn^{2+} под воздействием ионов Ni^{2+} , Co^{2+} , а Mn^{3+} под воздействием ионов Co^{2+} из структуры гаусманита, прежде всего из участков дефектного строения. Этот

процесс не является стехиометрическим: в раствор переходит количество Mn, эквивалентное 16,14% от поглощенного Co, или 17,96% от поглощенного Ni.

Важно отметить, что железо как наиболее интенсивно поглощаемый компонент присутствует в новообразованном слое (по данным мессбауэровской спектроскопии) почти целиком в высшей степени окисления — в трехвалентном состоянии, а именно соединение типа FeOOH.

Сорбционный синтез соединений Fe, Mn, Ni, Co и Cu на 7 Å MnO₂ (бернессите). Эти эксперименты являются продолжением описанных выше исследований по синтезу гидроокисных соединений ряда переходных металлов (Mn, Fe, Ni, Co) на гаусманите. Условия этих опытов были идентичными.

Важно подчеркнуть, что в рудных образованиях современных бассейнов наиболее распространенные соединения марганца представлены преимущественно 7 Å MnO₂ (бернесситом), 2,4 Å MnO₂ (вернадитом), 10 Å MnO₂. Гаусманит (гидрогаусманит) встречается среди Fe—Mn-конкреций сравнительно реже, чем отмеченные выше минералы. В обстановках резко выраженного окислительного режима гидрогаусманит обычно является метастабильным соединением, преобразующимся в модификации MnO₂. В связи с такими особенностями распространенности в бассейнах изучаемых фаз неизбежно возникает вопрос о том, насколько специфично протекают процессы сорбционного синтеза изучаемых переходных металлов на этих двух гидроокисных минералах марганца (Mn₂O₃ и 7 Å MnO₂).

Имеются основания считать, что рассматриваемое сорбционное взаимодействие контролируется главным образом особенностями химизма компонентсодержащих растворов: величинами pH, Eh, концентрацией, набором поглощенных металлов, формой их нахождения, составом, содержанием компонентов фонового электролита, кинетическими параметрами, которые совокупно в значительной мере определяют характер и величину заряда поверхности твердой фазы, т. е. действующих функциональных групп: —Mo—OH; $=\text{Me} \begin{matrix} \text{OH} \\ \diagup \\ \diagdown \\ \text{OH} \end{matrix}$ или =Me—O—. Исходя из это-

го можно полагать, что сущность механизма хемосорбционного процесса при поглощении рассматриваемых переходных металлов является общей для сорбентов, представленных как гидрогаусманитом, так и бернесситом. Различия в величинах удельной поверхности, специфике распределения активных центров, функциональных групп и химизма поверхности могут проявляться в кинетических характеристиках процесса и особенностях взаимодействия поглощаемых ионов с компонентами структуры этих сорбентов.

Полученные экспериментальные данные по поглощению Ni, Co, Cu, Fe из морской воды бернесситом позволяют сделать следующие выводы.

1. Поглощение Ni, Co и Cu существенно не меняется в течение восьми циклов эксперимента. Вариации степени поглощения (в %) сравнительно ограничены: Ni 15,38—50,00; Co 13,95—45,83; Cu 12,19—34,43;

2. Поглощение Fe в течение всех восьми циклов эксперимента происходит практически нацело;

3. Поглощение исследуемых переходных металлов в течение большей части эксперимента носило ясно выраженный ионообменный характер. В результате сорбции этих катионов в раствор выделялись ощутимые количества ионов водорода, о чем свидетельствует заметное понижение pH конечного раствора: ΔpH до 0,95 (3-й цикл). Однако наряду с обменным выделением протонов для большинства этапов в течение 2-го и 5-го циклов взаимодействия наблюдалось незначительное подщелачивание конечного раствора, что указывает на ионообменное выделение щелочных катионов при сорбции данных переходных металлов.

Изучение исходного сорбента под просвечивающим и сканирующим электронными микроскопами показывает, что использовавшийся бернессит характеризуется тончайшим микроглобулярным строением агрегатов

зерен. Столь развитая поверхность поглотителя обусловила сравнительно высокое извлечение Ni, Co, Cu, Fe на продолжении всех восьми циклов эксперимента. Отметим, что в описанных выше опытах с γ -FeOOH и Mn_2O_4 [1, 2] наблюдается снижение темпов сорбции к конечным циклам, что было связано с существенным сокращением удельной поверхности поглотителя, сопровождающемся развитием ступенчатых микрослоистых эпитактических нарастаний новообразованного слоя на поглотителе. Сравнение исходного сорбента ($7 \text{ \AA MnO}_2$) и конечного продукта под просвечивающим электронным микроскопом указывает на появление в результате сорбционного взаимодействия отчетливых признаков укрупнения, агрегации зерен поглотителя и развитие по их периферии новообразованной каемки, представляющей сорбированный слой.

Изучение конечного продукта при помощи мессбауэровской спектроскопии показывает, что железо присутствует в форме Fe(III). Полученные мессбауэровские спектры практически не отличаются от того, что наблюдалось для соединений железа, синтезированных на Mn_2O_4 . Таким образом, в результате поглощения Fe бернесситом на его поверхности в составе новообразованного сорбированного слоя формировалось соединение типа FeOOH.

Содержание других переходных металлов в бернессите сравнительно невысокое, %: Ni 0,59; Co 0,59; Cu 0,42. При таких концентрациях известные методы рентгеноструктурного анализа и рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии не позволяют диагностировать фазовый состав новообразованных соединений и распределение валентных состояний атомов в сорбированном слое. В отдельном опыте помимо металлов, изучавшихся в рассматриваемом выше эксперименте (Ni, Co, Cu, ^{57}Fe) в систему вводились определенные количества Mn (300—500 мкг/л). Динамика сорбции этих компонентов во многом близка той, которая наблюдалась для остальных экспериментов этой серии на порошковых рентгенограммах конечного продукта, полученного в серии отдельных экспериментов с $7 \text{ \AA MnO}_2$ и снятых при помощи камеры Гинье-де-Вольфа (излучение FeK_α и MoK_α съемка выполнялась Р. Джиованолли, Бернский университет), отчетливо наблюдаются новые линии, отвечающие рефлексам соединения типа криптомелан — голландит α - MnO_2 .

Экспериментальные данные по синтезу гидроокисных соединений ряда переходных металлов на $7 \text{ \AA MnO}_2$ хорошо сопоставляются с результатами описанных исследований [1, 2, 8, 9]. Они удовлетворительно описываются обсуждавшейся выше моделью процесса, содержащей две главные стадии взаимодействия: 1) собственно сорбцию (ионный обмен и гидролитическое накопление); 2) межфазное автокаталитическое окисление ряда переходных металлов, сорбированных на 1-й стадии.

В связи с изложенным следует отметить, что в работах [4—6] экспериментально показана существенная роль ионного обмена с высокой селективностью к тяжелым металлам при формировании железомарганцевых гидроокисных конкреций и корок на дне океана. Резкая селективность этих конкреций к тяжелым металлам рассматривается как геохимический барьер сорбционного типа, на котором данные металлы концентрируются из океанской воды. Подчеркивается, что поглощение тяжелых, переходных металлов из морской воды осуществляется по ионообменному механизму, а избыточные количества Co и Pb в конкрециях могут быть объяснены необратимой сорбцией без привлечения дополнительных источников этих металлов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Для оценки противоречивости объяснения данной генетической моделью известных природных наблюдений целесообразно рассмотреть пример формирования самых богатых переходными металлами конкреций Мирового океана: район в северной части приэкваториальной субширотной области весьма высокой биологической продуктивности и сравнительно низких скоростей седиментации (менее $1 \text{ мм}/10^3 \text{ лет}$), выражен-

ной эрозионной деятельности подводных течений. В уплотненных донных осадках, представленных преимущественно верхнетретичными радиоляриевыми илами, рассеяны большие количества обломков измененных основных вулканитов — палагонитов, играющих роль ядер для большинства конкреций. Важно подчеркнуть, что эта конкреционная зона примыкает к западному склону Восточно-Тихоокеанского поднятия, характеризующегося грандиозной гидротермальной активностью. Зона совпадает с субширотной полосой пассатных течений. В верхних слоях водной толщи планктонные организмы извлекают многие переходные металлы и концентрируют их в тканях, скелете. Иловые воды радиоляриевых илов по сравнению с придонной водой существенно обогащены некоторыми металлами (Mn, Cu, Ni). О двустороннем подтоке этих металлов (сверху — из придонных вод и снизу — вследствие диффузии компонентов иловых растворов) отчетливо свидетельствуют различия химического, нередко минерального состава нижних и верхних частей конкреций.

Анализ перечисленных факторов, контролирующих конкреционное рудообразование, позволяет предложить в свете приведенных выше экспериментальных данных следующую интерпретацию [1—3, 7—9]. Металлы, аккумулируемые в конкрециях (Mn, Ni, Cu, Co и др.), присутствуют в морской воде, иловом растворе в преимущественно растворимой форме производных продуктов биологической, планктонной переработки, осуществляемой в зоне фотосинтеза. Развитию конкреционного роста благоприятствует наличие обломков измененных основных вулканитов, играющих роль ядер. Наличие гидроокислов Fe, Mn в составе таких измененных вулканитов позволяет отнести их к числу значительно более активных сорбентов по сравнению с кремнистыми, радиоляриевыми осадками. Низкие скорости накопления ассоциирующих осадков благоприятствуют конкрецееобразованию, так как седиментационные частицы частично блокируют активные поверхности, на которых сорбируются переходные металлы. Близкую функцию осуществляют придонные течения, которые наряду с удалением седиментационного материала поставляют свежие порции металлоносного раствора в зону природного хроматографирования. Очевидно благоприятное действие придонных течений и накопления биогенных остатков, обогащенных переходными металлами, происходило геологически долго: с позднемiocенового времени. Содержание аккумулируемых компонентов в придонной воде и в иловом растворе, режим Eh обусловили темпы накопления и контролировали состав гидроокисных Fe—Mn-фаз. Например, в последовательности минералов отражается нарастание окислительных условий: $10 \text{ \AA MnO}_2 \rightarrow 7 \text{ \AA MnO}_2$ (бернессит) $\rightarrow 2,4 \text{ \AA MnO}_2$ (вернадит). Интересно отметить, что характерная особенность последовательного хемосорбционного, каталитического накопления гидроокисных фаз переходных металлов отчетливо проявляется в наличии микрослоистых эпитаксических нарастаний, наблюдаемых под оптическим и сканирующим электронным микроскопом [1, 2, 8, 9]. Сравнение синтезированных гидроокисных соединений с природными конкрециями указывает на наличие в них многих весьма близких текстурных особенностей.

Литература

1. Варенцов И. М., Диков Ю. П., Бакова Н. В. К модели формирования Fe-руд в современных бассейнах (эксперименты по синтезу окисных фаз Mn, Fe, Ni, Co на гидроокислах железа)//*Геохимия*. 1978. № 8. С. 1198—1210.
2. Варенцов И. М., Бакова Н. В., Диков Ю. П., Гендлер Т. С. К модели формирования руд Mn, Fe, Ni, Co в современных бассейнах: эксперименты по синтезу гидроокисных фаз этих металлов на гидроокислах Mn//*Литология на новом этапе развития геологических знаний*. М.: Наука, 1981. С. 270—302.
3. Варенцов И. М., Зайцева Л. В., Путилина В. С. Экспериментальные исследования роли главных ионов морской воды в процессе поглощения Cu(II) гидроокислами марганца — к геохимии формирования полиметаллических конкреционных руд в современных бассейнах//*Геохимия*. 1985. № 5. С. 710—722.
4. Челищев Н. Ф. Роль ионного обмена при глубоководном океаническом минералообразовании//*Геохимия*. 1985. № 4. С. 540—547.

5. Челищев Н. Ф., Грибанова Н. К. Сорбционные свойства железомарганцевых океанических конкреций//Геохимия. 1983. № 5. С. 770—777.
6. Челищев Н. Ф., Грибанова Н. К. О ионообменном равновесии глубоководных океанических конкреций с морской водой//Геология руд. месторождений. 1983. № 3. С. 100—102.
7. Putilina V. S., Varentsov I. M. Interaction-between organic matter and heavy metals in the waters of Recent Basins — a review of the current state of the problem//Chem. Erde. 1980. V. 39. P. 298—310.
8. Varentsov I. M., Pronina N. V. On the stude of mechanisms of ironmanganese ore formation in recent basins: the experimental data on nickel and cobalt//Miner. Deposita. 1973. V. 8. № 2. P. 161—178.
9. Varentsov I. M., Dikov Yu. P., Bakova N. V. On the study of Fe—Mn ore formation in Recent Basins: experimentson the synthesis of Mn, Fe, Ni, Co hydroxide phases on iron hydrixides (γ -FeOOH)//Geol. and Geochem. Manganese. V. III. Budapest: Publ. House Hungarian Acad. Sci., 1980. P. 91—104.
10. Varentsov I. M., Zaitseva L. V., Putilina V. S. On the geochemistry of nodular polymetallic ore formation in Recent basins: Experimental data on the role of major ions of sea-water in the process of copper sorption by manganese hydroxides//Chem. Erde. 1985. V. 44. P. 193—225.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
29.V.1987

УДК 551.31 : 551.32(267.5)

**МИНЕРАЛОГИЯ И ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОКИСНЫХ
ФОРМ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В РИФТОВОЙ ЗОНЕ КРАСНОГО
МОРЯ. СООБЩЕНИЕ 1. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА****БУТУЗОВА Г. Ю., ГОРШКОВ А. И., ДРИЦ В. А.,
МОРОЗОВ А. А., СИВЦОВ А. В.**

На основании применения комплекса физико-химических методов осуществлена диагностика, выявлены основные структурные и кристаллохимические особенности, а также установлен характер локализации окисных и гидроокисных соединений железа и марганца, широко развитых в рудном веществе гидротермально-осадочных отложений впадин Атлантис-II и Тетис (Красное море).

Решение комплекса проблем, связанных с условиями и механизмом формирования гидротермально-осадочных отложений активных областей Мирового океана, возможно лишь на базе детального изучения их минерального состава.

Известно, что основными компонентами рудного вещества металлоносных осадков являются окисные и гидроокисные соединения железа и марганца. Их минеральный состав, структурные и кристаллохимические характеристики, парагенетические ассоциации и взаимные переходы чутко реагируют на изменения физико-химических условий среды и поэтому могут рассматриваться как важные генетические индикаторы природных обстановок. Иначе говоря, наличие в гидротермально-осадочных отложениях определенных минеральных форм окислов и гидроокислов железа и марганца, особенности их состава и строения обеспечивают ценную информацию о путях и физико-химических условиях формирования этих отложений.

Рифтовая зона Красного моря представляется одним из наиболее интересных объектов для исследования процессов гидротермально-осадочного минералообразования, поскольку геологические и физико-химические обстановки в этом районе разнообразны и достаточно хорошо изучены [1, 4, 9, 10 и др.].

Металлоносные осадки в Красном море локализованы в центральной, троговой части рифта и приурочены, как правило, к геоморфологически выраженным впадинам, из которых нами для исследования минеральных фаз рудного вещества были выбраны две впадины — Атлантис-II и Тетис.

Выбор был продиктован тем обстоятельством, что эти впадины существенно различаются по морфологии, физико-химическим условиям отложения рудного вещества и его составу, характеризуются высокой степенью рудоносности слагающих их осадков и вместе с тем сравнительно хорошо изучены с точки зрения общего литолого-геохимического фона и особенностей протекания рудообразующего процесса.

Следует отметить, однако, что, несмотря на большой интерес к осадкам Красного моря и сравнительно хорошую их изученность, детальное описание минерального состава рудного вещества содержится в сравнительно небольшом числе публикаций, большинство из которых посвящено отложениям впадины Атлантис-II.

Одна из первых работ по этой проблеме выполнена Дж. Бишоффом, подразделившим металлоносные осадки впадины Атлантис-II по преобладающему минеральному составу на следующие «фации»: 1) обломочную, 2) железистого монтмориллонита, 3) гётита и аморфных гидроокислов железа, 4) манганосидеритовую, 5) ангидритовую, 6) сульфид-

ную и 7) марганитовую [1]. Среди окисных фаз железа помимо наиболее распространенных аморфных гидроокислов им отмечено присутствие лепидокрокита и гематита. Широкое развитие во впадине Атлантис-II гематита и наличие в одной из колонок в ассоциации с гематитом хорошо окристаллизованного магнетита установлено Дж. Хаккетом и Дж. Бишоффом [11]. В составе марганитовой фации наряду с марганитом обнаружено локальное присутствие тодорокита и гроутита, в качестве характерного минерала «фации» указан вудрафит [1]. Образование марганитовых прослоев в толще осадков впадины Атлантис-II, по мнению Дж. Бишоффа, «совершенно непонятно» [1, с. 188]. Он предположил, что гидроокислы Mn представляют собой локальные продукты выветривания марганосидеритовых пластов, однако какое-либо обоснование этого предположения в статье отсутствует. По данным, приведенным в работе [11], прослой, резко обогащенный марганцем, состоит преимущественно из марганита, характеризующегося большим разнообразием размеров его частиц и неодинаковой степенью окристаллизованности. Отметим, кстати, что марганцеворудные отложения впадины Атлантис-II вслед за Дж. Бишоффом фигурируют в литературе как *марганитовые фации* или горизонты, что, как будет показано ниже, не отражает реального сложного характера их минерального состава.

Минералогия рудного вещества осадков впадины Тетис изучена хуже. Лишь в работе [10] дана общая характеристика осадочной толщи и слагающих ее минералов без какой-либо расшифровки их природы и генезиса. Среди окисных фаз железа авторы [10] отмечают широкое развитие магнетита, «лимонитового» материала и небольшое количество лепидокрокита и гематита. Марганцевые образования характеризуются как марганитовые фации, представленные тонкодисперсным, плохо окристаллованным марганитовым материалом. Методы диагностики и конкретные характеристики минералов в работе не приводятся.

В целом анализ литературных данных показывает, что как минералогическая характеристика окисных и гидроокисных фаз Fe и Mn из металлоносных осадков Красного моря, так и интерпретация процессов их формирования приводятся в самом общем виде, а для гидроокислов Mn конкретные условия образования вообще не рассматриваются. Сложившаяся ситуация не является случайной, поскольку решение указанных выше задач наталкивается на определенные трудности. С одной стороны, исключительно высокая дисперсность, низкая степень структурной упорядоченности минералов, поликомпонентность состава образцов существенно затрудняют не только выявление тонких кристаллохимических особенностей исследуемых фаз, но и их надежную диагностику. Применение традиционных рентгendifракционных методов для изучения подобных объектов мало эффективно. С другой стороны, до настоящего времени еще далеко не полностью выявлены те термодинамические и кинетические факторы, которые контролируют формирование того или иного минерала или ассоциации минералов в стабильном и метастабильном состояниях.

Общий недостаток работ по минералогии металлоносных осадков заключается в ограниченности данных, касающихся сопоставления особенностей морфологии, структуры и кристаллохимии минералов с конкретными условиями седиментации, т. е. в отсутствии необходимой фактической базы для расшифровки минералообразующих механизмов.

Проведенное ранее одним из авторов настоящей работы изучение минерального состава рудного вещества во впадине Атлантис-II позволило выделить минеральные парагенезы, проследить их изменения в разрезах и по площади, охарактеризовать морфологию и структуру рудных образований, сопроводив описание результатами рентгеновских и электронно-микроскопических исследований [2]. На этой основе была составлена принципиальная генетическая схема процессов формирования основных минеральных фаз на примере впадины Атлантис-II [3]. Однако и в этой работе в качестве главного диагностического метода использовался рентгendifракционный анализ, который, как уже отмечалось, не

дает возможности выявлять детали структуры минералов, прослеживать их взаимосвязи и трансформации, а в ряде случаев, особенно для окисных соединений марганца, надежно их диагностировать.

В настоящей статье, состоящей из двух сообщений, приводятся результаты более детальных исследований окисных и гидроокисных фаз железа и марганца в рудном веществе металлоносных осадков Красного моря на примере впадин Атлантик-II и Тетис, основанные на применении комплекса современных физических методов. Помимо традиционного рентгенодифракционного и микрозондового рентгеновского анализов использовались методы сканирующей и просвечивающей аналитической электронной микроскопии, включающей микродифракцию электронов и локальный энергодисперсионный химический анализ индивидуальных микрочастиц. При этом авторы поставили перед собой задачу по возможности полно охарактеризовать минеральный состав железо-марганцевых соединений, выявить возможные генетические связи между разными минералами и литолого-геохимическими условиями их локализации и наметить таким образом основные пути и механизмы их формирования.

В сообщении 1 охарактеризованы минеральные фазы рудного вещества, в сообщении 2 предпринята попытка интерпретации основных процессов их формирования.

ВПАДИНА АТЛАНТИС-II

Осадки впадины Атлантик-II характеризуются большим разнообразием и широкой изменчивостью минерального и химического состава как по площади впадины, так и в разрезах рудной толщи. Г. Бекер и Г. Рихтер подразделили осадочную толщу впадины по преобладающим минеральным компонентам на следующие литолого-фациальные зоны (снизу вверх): детритно-обломочно-пиритную (ДОР), нижнюю сульфидную (SU₁), центральную окисную (СО), верхнюю сульфидную (SU₂) и аморфную (АМ) [9].

Основным по массе рудным элементом во всех выделенных зонах является железо, четко выраженные марганцеворудные прослои развиты локально и приурочены к центральной окисной зоне (СО).

Изучение минерального состава окисных соединений железа и марганца проведено нами на примере двух типичных разрезов — ст. 1905 (4), координаты 21°22,8' с. ш., 38°05,3' з. д., мощность 575 см, и ст. 1905 (5), координаты 21°20,5' с. ш.; 38°06,1' з. д., мощность 580 см.

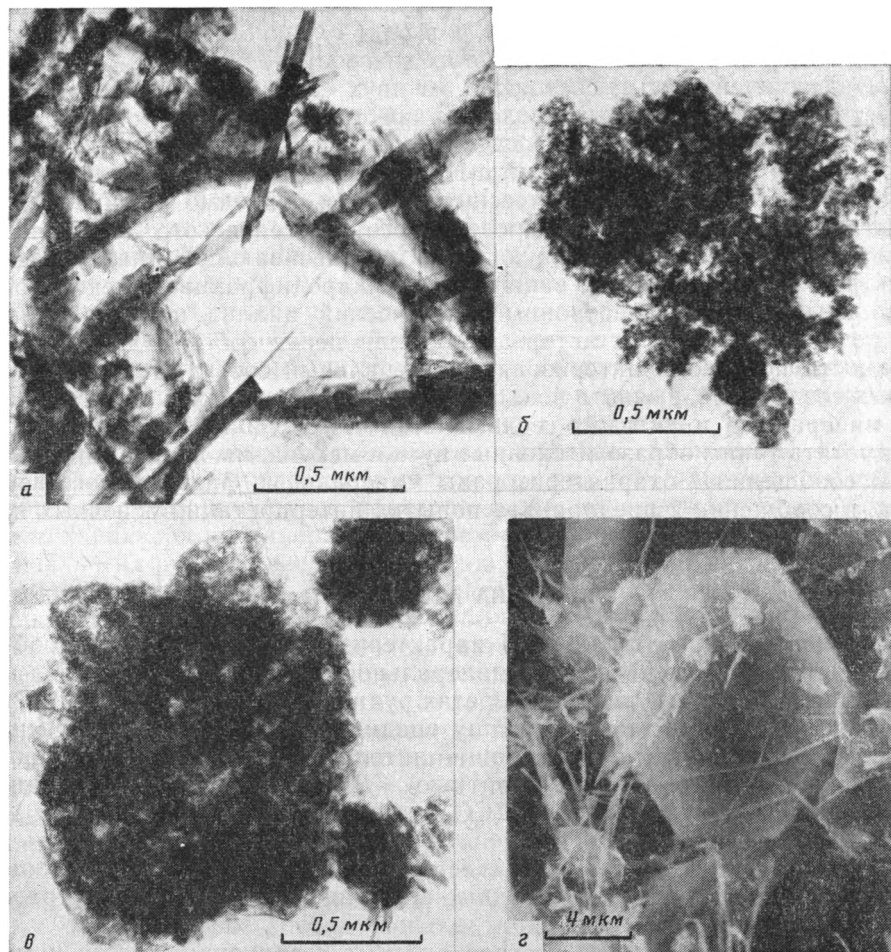
Окисные и гидроокисные формы железа. Детальному минералогическому анализу были подвергнуты 17 проб из всех литолого-фациальных зон (за исключением нижней зоны ДОР, не достигнутой колонками).

Распределение железистых минералов в изученных разрезах показано в таблице. Содержание железа в исследованных образцах составляет 30—40%, количество марганца колеблется от 0,1 до 2,7%, при этом соединения Mn(IV) полностью отсутствуют, а катионы Mn²⁺ входят в со-

Распределение железистых минералов в толще осадков впадины Атлантик-II

Станция 1905 (4)					Станция 1905 (5)				
горизонт, см	гётит	гематит	лепидокрокит	ферригидрит	горизонт, см	гётит	гематит	лепидокрокит	ферригидрит
5—10	Следы	+	—	×	0—5	—	+	—	×
70—77	+	×	—	—	100—110	Следы	+	—	—
252—257	+	×	—	×	255—265	»	+	—	—
290—300	+	Следы	—	—	350—374	—	+	—	—
338—350	—	—	+	×	483—500	—	—	+	×
355—358	+	×	—	—	500—510	+	×	—	—
367—377	+	×	—	—	520—525	Следы	+	—	—
470—480	×	+	—	—					
555—557	×	+	—	—					

Примечание. Полужирным шрифтом выделены марганцеворудные прослои; знаком «+» отмечен преобладающий минерал, знаком «х» — второстепенный; прочерк означает отсутствие.



Фиг. 1. Морфологические особенности гётита и гематита из осадков впадины Атлантис-II
 а — планковидные кристаллы гётита, ст. 1905(4), горизонт 290—300 см; б — агрегат тонкодисперсных частиц гётита, ст. 1905(4), горизонт 252—257 см; в — агрегат тонко-чешуйчатого гематита, ст. 1905(5), горизонт 520—525 см; г — монокристалл гематита из осадков юго-западной части впадины

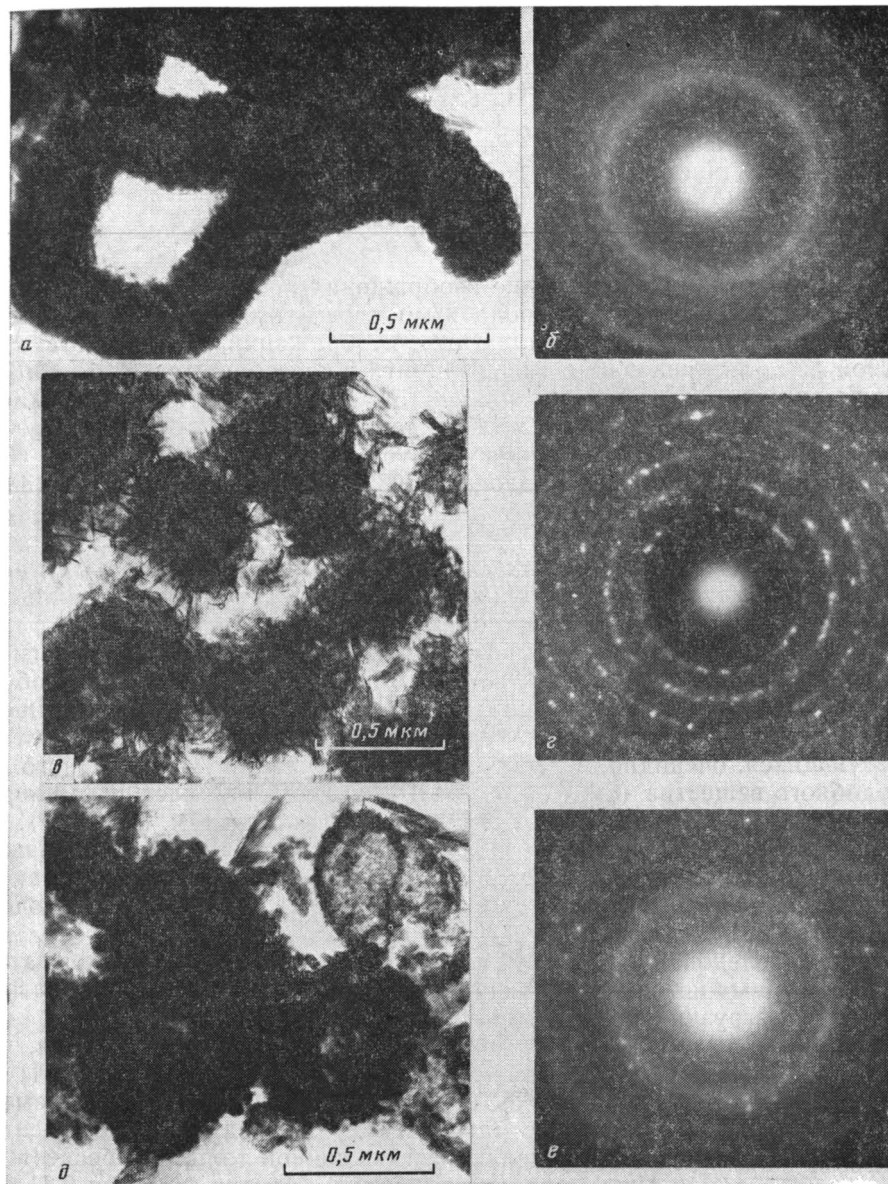
став манганосидеритов, неравномерно рассеянных по всей осадочной толще.

Прослои и пачки осадков, максимально обогащенные железом, окрашены обычно в красновато-желтые, ржаво-охристые и сургучно-красные тона в зависимости от основного минерального состава и количества биогенно-терригенной примеси. Значения E_R в них меняются от +170 до +250 мВ.

В целом железистые фазы слабо окристаллизованы, хотя наблюдается достаточно отчетливая тенденция к повышению степени их структурной упорядоченности с глубиной погружения.

Применение метода микродифракции электронов в сочетании с рентгендифрактометрией позволило надежно диагностировать весь комплекс окисных минералов, железа и марганца, представленных в исследованных образцах. Оказалось, что во всех пробах железорудных отложений основными являются два минерала — гётит $\alpha\text{-FeOOH}$ и гематит Fe_2O_3 . При этом, как правило, в каждой отдельной пробе преобладает тот или иной минерал, распределение их в разрезе рудной толщи беспорядочно, закономерно (см. таблицу).

Гётит встречается в двух разных морфологических формах: в виде плоских планковидных микрокристаллов, удлинённых вдоль оси σ



Фиг. 2. Электронно-микроскопические изображения и микродифракционные картины частиц ферригидрита и лепидокрокита (впадина Атлантис-II)
a — агрегат частиц ферригидрита бактериальной природы, ст. 1905(5), горизонт 5—10 см; *б* — кольцевая электронограмма от частиц ферригидрита, ст. 1905(5), горизонт 5—10 см; *в* — глобулярные агрегаты игольчатых частиц лепидокрокита, ст. 1905(5), горизонт 483—500 см; *г* — кольцевая электронограмма от частиц лепидокрокита, ст. 1905(5), горизонт 483—500 см; *д* — агрегаты частиц лепидокрокита бактериальной природы, ст. 1905(4), горизонт 338—350 см; *е* — кольцевая электронограмма от частиц бактериального лепидокрокита, ст. 1905(4), горизонт 338—350 см

(фиг. 1, *a*), или агрегатов тонкодисперсных частиц, диаметром 30—50 Å (см. фиг. 1, *б*).

Гематит также присутствует в двух морфологических формах. На фиг. 1, *в* показано электронно-микроскопическое изображение плотного агрегата тонкочешуйчатого гематита в сочетании с отдельными планктоподобными кристалликами гётита. Хорошо окристаллизованный гематит в ассоциации с гётитом был встречен ранее в осадках юго-западной части впадины Атлантис-II, расположенных в непосредственной близости от устья источников [2]. Частицы гематита имеют характерную для этого

минерала форму шестигранников размером 0,02—0,04 мм и толщиной 2—4 мкм (см. фиг. 1, з). Осадки, обогащенные этой морфологической разновидностью гематита, встречаются в виде линзовидных участков в массе ила, а у самого выхода термальных растворов образуют четко обособленные прослои.

Весьма примечательным с минералогической и генетической точек зрения явилось обнаружение в составе исследованных осадков ферригидрита $5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ — своеобразного минерала, диагностика которого в поликомпонентных образцах возможна только при использовании метода микродифракции электронов.

Электронно-микроскопические изображения показали, что ферригидрит представлен бактериальноподобными агрегатами очень мелких (30—50 Å) частиц (фиг. 2, а). Анализ этих изображений свидетельствует о важной роли в образовании ферригидрита железобактерий типа *Gallionella ferruginea* и *Leptothrix ochrocea* [5]. Характерная для этих минералов кольцевая электронограмма приведена на фиг. 2, б. Отметим, что в колонке 1905 (5) минерал присутствует лишь в поверхностном (0—5 см) горизонте, а в разрезе колонки 1905 (4) следовые количества ферригидрита отмечены в верхней толще осадков мощностью до 2,5 м (см. табл. 1).

Гётит-гематитовая ассоциация, характерная для железистых осадков, в марганцеворудных прослоях сменяется на другую ассоциацию, представленную смесью лепидокрокита $\gamma\text{-FeOOH}$ и ферригидрита.

Для лепидокрокита наблюдаются также два основных морфологических типа частиц, отражающих, по-видимому, разный механизм их образования. В одних пробах частицы лепидокрокита имеют форму удлинённых игольчатых кристаллов размером, составляющим доли микрометра, образующихся, очевидно, в процессе роста по матрице сферовидного гелеподобного вещества (см. фиг. 2, в). В других пробах частицы минерала имеют четко выраженную бактериальную природу (см. фиг. 2, д).

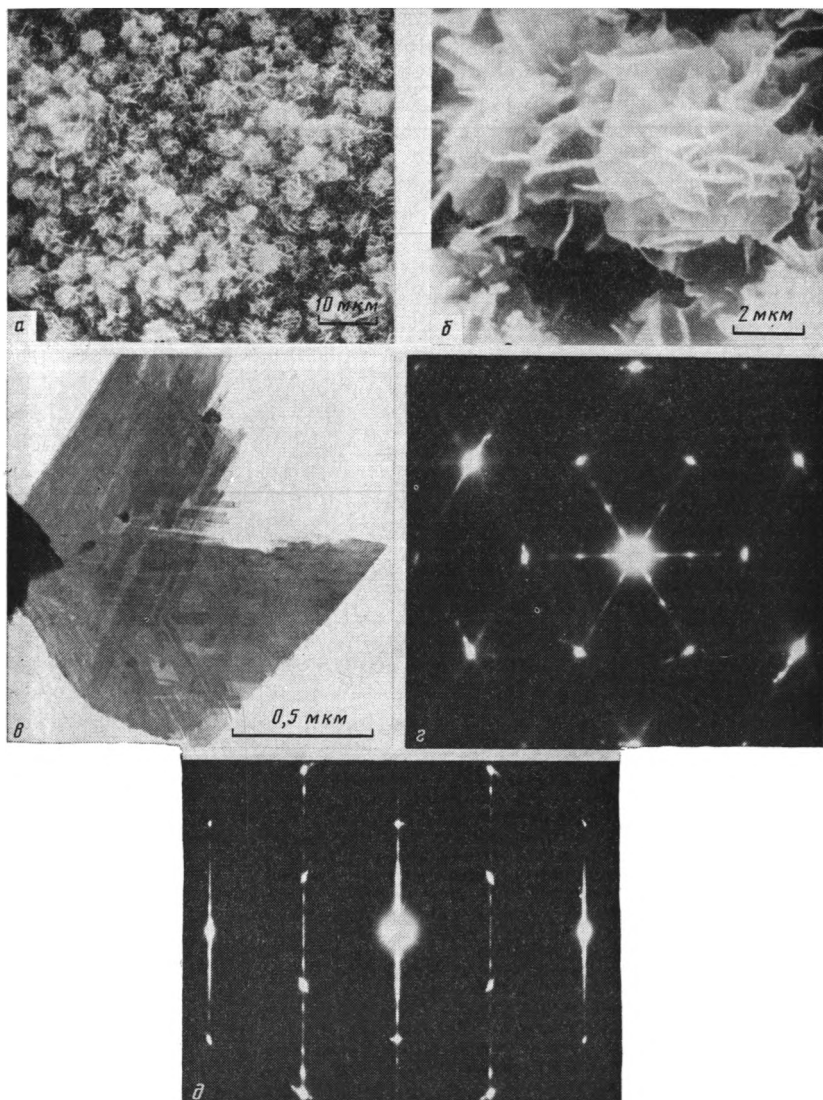
Сравнение электронограмм, полученных от морфологически разных частиц лепидокрокита (см. фиг. 2, з, е), показывает, что частицы бактериальной природы имеют более низкую степень структурной упорядоченности, а также содержат примесь ферригидрита.

Среди исследованных образцов магнетит нами не обнаружен, хотя из литературных источников известно, что этот минерал локально развит близ мест разгрузки гидротерм [11].

Окисные и гидроокисные формы марганца. Рудные отложения, состоящие из окисных минералов марганца, для впадины Атлантис-II не характерны. Как уже отмечалось, основной формой нахождения элемента в осадках являются железо-марганцевые карбонаты — манганосидериты, широко развитые в пределах всей осадочной толщи и обеспечивающие концентрации Mn в осадках до 2—2,7% (против фоновых 0,41%), при полном отсутствии соединений, содержащих Mn(IV). Марганцеворудные горизонты, состоящие из окислов и гидроокислов, развиты локально и имеют строго закономерную локализацию как в разрезе, так и на площади впадины. В разрезе они приурочены к центральной окисной зоне (СО), расположенной между двумя сульфидными зонами, а на площади — к относительно приподнятым участкам морского дна в прибортовых частях, а также к районам за пределами зоны распространения рассолов.

Нами были детально изучены два рудных горизонта — в колонках 1905 (5), интервал 335—350 см; 1905 (4), интервал 483—500 см.

Визуально эти прослои четко выделяются в разрезе однородной темной, почти черной окраской с вишнево-бурым оттенком, характерной «маслянистой» консистенцией и резкими границами с вмещающими илами. Мощность прослоев, по нашим и литературным данным [1, 2], составляет 15—40 см, содержание Mn в них 30—45%, Fe — 6—11%. Осадки характеризуются максимально высокими для рудных илов Красного моря величинами окислительно-восстановительного потенциала ($E_{\text{Pт}} = +500 \div +600$ мВ).



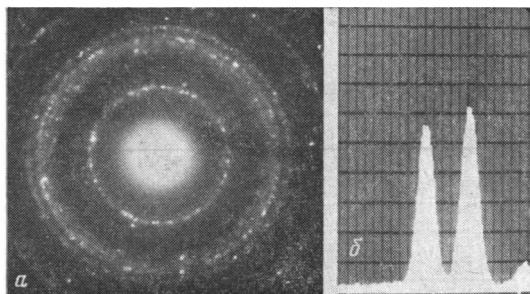
Фиг. 3. Электронно-микроскопические изображения и точечные электронограммы частиц тодорокита, составляющих основную массу марганцеворудных горизонтов впадины Атлантис-II, ст. 1905(5), горизонт 483—500 см

а, б — глобулярные образования частиц тодорокита (*а* — увел. 1500, *б* — увел. 7500); *в* — тройниковый сросток тодорокита; *г* — *д* — точечная электронограмма (*г* — от тройникового сростка тодорокита с $a=9,75 \text{ \AA}$, *д* — от микромонокристалла тодорокита с $a=24,4 \text{ \AA}$)

Отобранные из двух колонок пробы илов оказались практически идентичными не только визуально и микроскопически, но и по строению, минеральному составу и геохимическим особенностям. Исследование осадков под поляризационным и сканирующим электронным микроскопом показало, что они сложены основной тонкодисперсной микроглобулярной массой, включающей многочисленные обособленные плотные образования, размером 0,2—0,5 мм, редко до 1 мм, представленные твердыми почковидными микроконкрециями и разнообразными причудливой формы стяжениями и корочками. Как показали дифракционные и электронно-микроскопические исследования, отдельные типы марганцеворудных образований (основная масса, почки и разнообразные стяжения) различаются не только по текстурно-морфологическим признакам, но и имеют существенно неодинаковый минеральный состав, обла-

дают разной степенью окристаллизованности минералов и отличаются некоторыми геохимическими особенностями.

Основная масса рудного вещества (I тип) состоит из глобулей размером 2—6 мкм, представляющих собой розеткоподобные леписферы, по краям которых наблюдаются характерные кристаллы длиной до 2—4 мкм (см. фиг. 3, а, б). При больших увеличениях на электронно-микроскопических снимках видно, что кристаллы имеют пластинчатую форму и иногда образуют сростки, напоминающие двойники и тройники (см. фиг. 3, в). Минералогически основная масса представлена главным образом тодорокитом, наличие которого фиксируется на дифрактограммах по рефлексам с d , равным 9,58; 4,78; 2,40 и 2,20 Å. Важно отметить,



Фиг. 4. Электронограмма (а) и энергодисперсионный спектр (б) частиц гётит-грутит из основной массы марганцеворудных горизонтов впадины Атлантис-II, ст. 1905(5), горизонт 483—500 см

однако, что такой же набор рефлексов характерен по крайней мере еще для четырех минеральных разновидностей гидроокислов марганца, в структурном отношении резко отличающихся от тодорокита. Поэтому надежная диагностика тодорокита, так же как и его преобладание в основной массе марганцеворудных прослоев, были установлены при сочетании рентгеновских и микродифракционных методов. Анализ электронограмм, полученных от исследованных образцов, показал, что в марганцеворудных горизонтах впадины

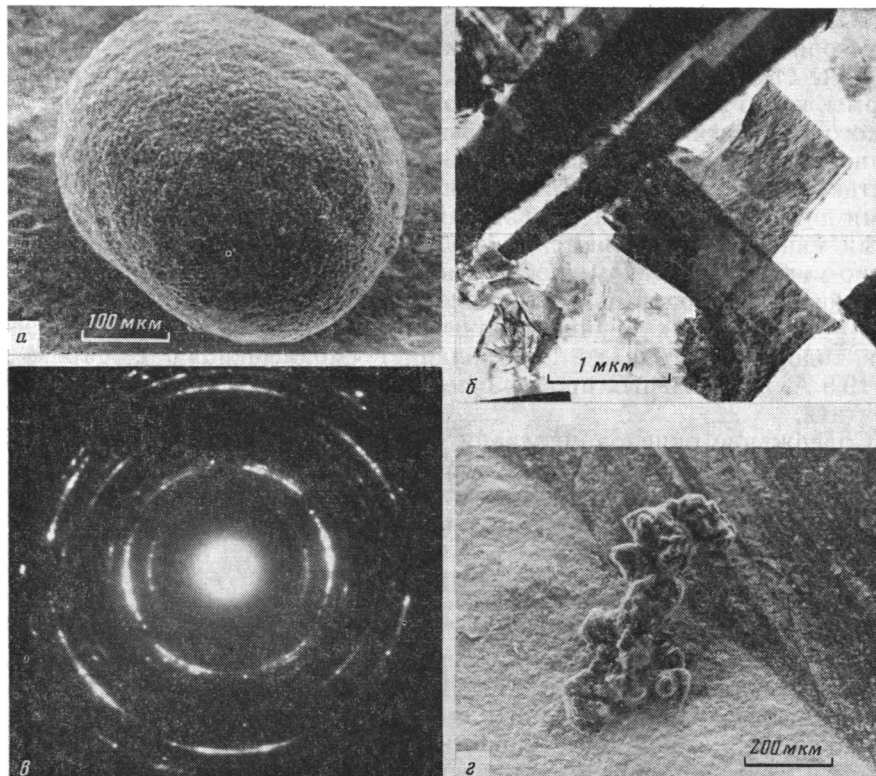
Атлантис-II развит тодорокит трех модификаций с параметрами a , равными 9,75 (см. фиг. 3, в), 19,5 и 24,4 Å (см. фиг. 3, д), что связано с неодинаковыми размерами каналов в туннельной структуре микрокристаллов минерала. Кристаллохимическая особенность отдельных разновидностей тодорокита заключается в том, что с ростом размеров туннелей в их структуре увеличивается величина отношения разновалентных катионов марганца [7].

В основной массе наиболее распространен тодорокит с параметром a , равным 9,75 Å. Иногда в одной частице содержатся структурные модификации с разными значениями параметра a .

С кристаллохимической и генетической точек зрения несомненный интерес представляет обнаруженная в основной массе рудного вещества фаза, состоящая из короткостолбчатых микрокристаллов размером 0,1—0,15 мкм. Их электронограммы (фиг. 4, а) соответствуют дифракционным характеристикам гётита α -FeOОН и грутита α -MnOОН, которые являются изоструктурными. Согласно данным локального энергодисперсионного анализа, полученным от индивидуальных частиц данного минерала, в их составе Mn и Fe присутствуют в сопоставимых количествах (см. фиг. 4, б). Эти данные свидетельствуют о наличии изоморфных замещений $Mn^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$ в структуре рассматриваемых соединений или о прорастаниях гётита и грутита на субмикроскопическом уровне, что дает основание данную фазу называть гётит-грутитом.

В отдельных пробах основной массы рудного вещества помимо тодорокита и гётит-грутита зафиксированы следы бузерита-II — слоистого 10 Å окисла марганца, в Mn^{4+} октаэдрических слоях которого существуют цепочки вакантных октаэдров, над и под которыми располагаются катионы Mn^{3+} , Mn^{2+} , Ca и др., координирующие молекулы H_2O [6].

Исследования 10 образцов на микрозонде типа «Камебакс» выявили значительную химическую неоднородность основного тонкодисперсного материала. При преобладании в его составе окислов марганца (от 55 до 93% в разных точках) наблюдается неравномерно распределенная примесь Fe (0,14—11,6%), Si (0,3—6%), Ca (0,3—1,7%), Mg (1—1,6%),



Фиг. 5. Морфологические особенности стяжений, развитых в основной массе рудного вещества, и дифракционная картина манганита, ст. 1905(5), горизонт 483—500 см
 а — микроконкреция манганита; б — пластинчатые кристаллы манганита; в — электронограмма от кристаллов манганита; г — стяжение поликомпонентного состава (тодорит, манганит, гётит-гроутит)

среди микроэлементов наиболее обычны Zn (0,02—1,5%) и Pb (0,05—0,5%).

Присутствие в основной рудной массе Si, Mg, Ca, отчасти Fe связано, по-видимому, с незначительной и неравномерно распределенной примесью нормального осадочного материала, с присутствием небольших количеств аутигенных смектитов, а также с наличием катионов в сорбционном комплексе гидроокислов марганца. Существенная примесь железа находится в составе гётит-гроутита, лепидокрокита и ферригидрита.

Второй тип рудных образований в марганцевых горизонтах представлен плотными почковидными микроконкрециями черного цвета с блестящей поверхностью, которые морфологически достаточно разнообразны — круглые, овальные, гантелевидные, часто с лепешкообразными «наростами» на основной поверхности (фиг. 5, а). Внутренние части микроконкреционных образований сложены беспорядочно ориентированными микрокристаллами (2—5 мкм) пластинчатой, удлинённой формы (см. фиг. 5, б). Характерная особенность этого типа рудных образований заключается в мономинеральности их состава. Микроконкрекции сложены хорошо окристаллизованным манганитом, что отчетливо следует как из анализа дифрактограмм, так и по данным микродифракции электронов (см. фиг. 5, в). Локальный энергодисперсионный анализ свидетельствует об отсутствии в частицах манганита каких-либо других катионов, кроме марганца. По данным микрозондового анализа в составе микроконкреционных образований в отдельных точках фиксируются крайне незначительные содержания железа (0,05—0,5%) и молибдена (0,08—0,1%).

Наконец, третья морфологическая разновидность в марганцеворудных горизонтах представлена тонкими (доли миллиметра) корочками, а также стяжениями неправильной, причудливой, крайне разнообразной формы, часто ветвистыми, дендритовидными, угловатыми (см. фиг. 5, з). Такого рода стяжения сравнительно хрупкие, матовые, неоднородные, темно-серого цвета, шлакоподобные, с неровной, бугристой поверхностью. Они характеризуются смешанным, промежуточным между первыми двумя типами минеральным и химическим составом. Преобладающими минералами являются тодорокит и манганит. Тодорокит в электронно-микроскопическом изображении наблюдается в виде двойниковых и тройниковых сростков, микромонокристаллы встречаются редко. В такого рода образцах зафиксированы все три описанные выше модификации тодорокита, однако преобладает модификация с параметром $a=19,5 \text{ \AA}$. В отдельных пробах отмечена незначительная примесь гётит-грутит.

Содержание окислов марганца в этих образованиях в целом выше, чем в основной массе, но ниже, чем в почковидных микроконкрециях (94—96%). Набор сопутствующих химических элементов тот же, что в основной массе, но содержания их, как правило, ниже.

ВПАДИНА ТЕТИС

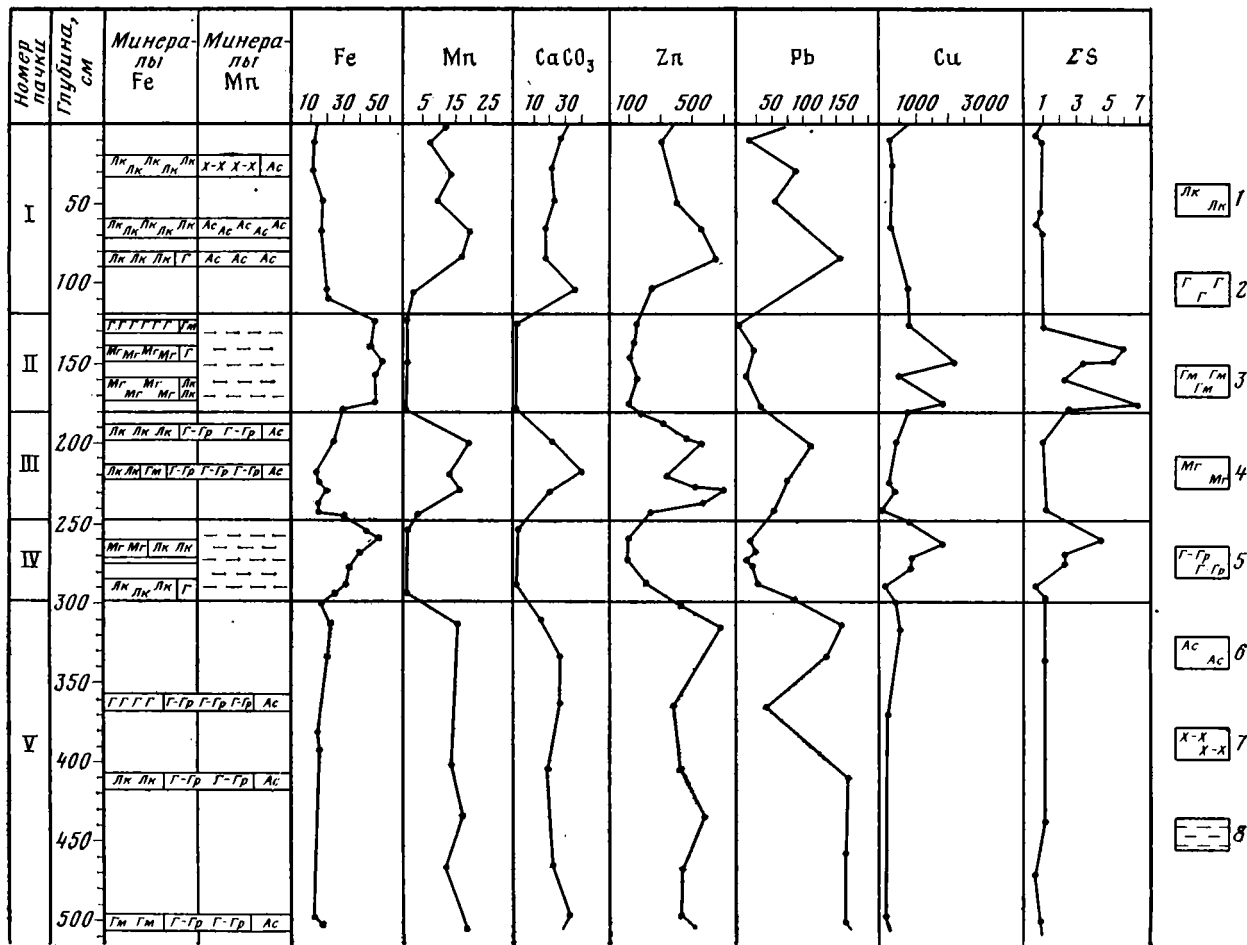
Отложения впадины Тетис в целом характеризуются высоким содержанием рудного материала, и степень их металлоносности сопоставима с осадками впадины Атлантис-II. Проведенное ранее исследование осадочного разреза мощностью 510 см (ст. 224, координаты $22^{\circ}47,2' \text{ с. ш.}$; $37^{\circ}35,5' \text{ в. д.}$) позволило установить общий характер строения рудной толщи и ее минералого-геохимические особенности [4], при этом было показано, что в изученной колонке отчетливо выделяются пять ритмично чередующихся пачек (фиг. 6).

Горизонты II и IV характеризуются пестрой, неравномерной окраской с преобладанием оранжевых, желтых, зеленоватых тонов, на фоне которых выделяются тонкие сажисто-черные прослои и яркие сургучно-красные линзовидные участки. Они практически целиком состоят из железорудного материала сложного минерального состава. Значительная доля валового железа, составляющего 32—56%, представлена подвижными, реакционноспособными формами Fe(II) и Fe(III). Концентрация марганца отвечает фоновым значениям, характерным для нормальных осадков Красного моря (0,35—0,47%), биогенно-терригенная примесь также ничтожно мала ($\text{CaCO}_3 < 1\%$), осадки характеризуются повышенными содержаниями меди.

Отложения I, III и V пачек более однородны по окраске и консистенции. Это обычно темно-бурый неясно-полосчатый ил с редкими прослоями светло-серого цвета, состоящий из двух генетически разнородных компонентов — нормально-осадочного, преимущественно биогенного материала, обеспечивающего высокие содержания CaCO_3 (20—40%), и рудного вещества, представленного как железом, так и марганцем в близких количественных соотношениях (Mn 5—22%; Fe 14—24%; Fe/Mn 0,8—1,09). Для этих горизонтов характерно полное отсутствие легкорастворимых форм Fe(II) и значительное количество подвижного Mn (IV). В отличие от горизонтов II и IV осадки относительно обогащены свинцом и цинком и обеднены медью (фиг. 6).

Детальное изучение 13 образцов из рассматриваемой колонки с использованием комплекса упомянутых выше методов позволило диагностировать и охарактеризовать содержащийся в осадках комплекс окисных минералов железа и марганца, рассмотреть характер их локализации и установить специфику минерального состава по сравнению с минералами впадины Атлантис-II.

Окислы и гидроокислы железа. В осадках изученного разреза диагностирован следующий комплекс окисных минералов железа: лепидокрокит, магнетит, гётит, гематит, количество и соотношение которых до-



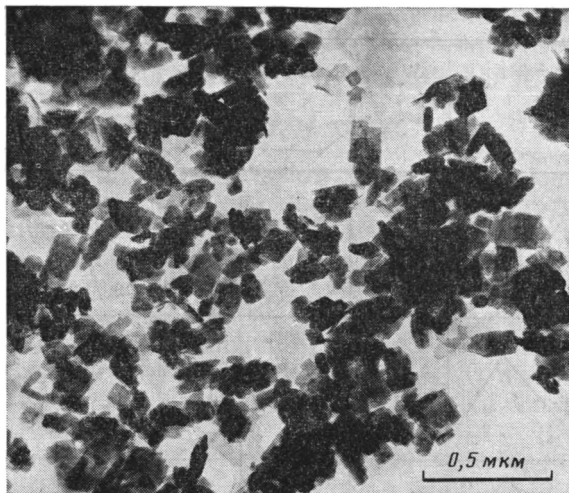
Фиг. 6. Распределение химических элементов и основных окисных минералов железа и марганца в разрезе осадков впадины Тетис

1 — лепидокрокит; 2 — гётит; 3 — гематит; 4 — магнетит; 5 — гётит-гроутит; 6 — асболаны; 7 — асболаноподобная Х-фаза; 8 — минералы отсутствуют. Содержания Fe, Mn, CaCO₃, Σ S даны в %; Zn, Pb, Cu — в 10⁻⁴%

статочно закономерно меняются в соответствии с отмеченной выше ритмичностью строения рудной толщи. Наиболее характерными железистыми минералами в исследованных осадках являются лепидокрокит и магнетит.

Лепидокрокит $\gamma\text{-FeOON}$ неравномерно развит по всему разрезу, максимальные его количества приурочены к верхней части разреза (пачка I), где этот минерал является практически единственной железистой фазой. В остальных горизонтах он встречается в ассоциации с другими окисными минералами железа — гётитом и магнетитом (пачки II, IV), с гематитом и гётитом (пачка III), с гётитом (пачка V).

Магнетит обнаружен только в железорудных горизонтах II и IV, при этом наблюдается четкая его приуроченность к прослоям, обогащенным медью и серой (см. фиг. 6). Минерал в осадках распределен крайне неравномерно; обычно он образует распыленную микровкрапленность, а также микрослоечки и ориентированные по слоистости линзовидные



Фиг. 7. Электронно-микроскопическое изображение частиц гётит-гроутита из осадков впадины Тетис (ст. 224, горизонт 500—510 см)

скопления, выделяющиеся в разрезе сажисто-черной окраской. Обычно магнетит встречается в виде четко ограненных кристаллов, размером сотые доли миллиметра, а также в виде тонкодисперсного пылеватого материала и коллоидных сгустков.

Гематит в небольших количествах обнаружен лишь в отдельных горизонтах разреза (пачки III и V) обычно в ассоциации с гётит-гроутитом.

Гётит как самостоятельная минеральная фаза диагностирован в единичных образцах железорудных пачек; как правило, он фиксируется в богатых марганцем осадках в виде гётит-гроутита, представленного, как и во впадине Атлантис-II, короткостолбчатыми, таблитчатыми микрориссталлами размером 0,1—0,15 мкм (фиг. 7).

Таким образом, ассоциации и количественные соотношения окисных минералов железа в осадках впадины Тетис заметно отличаются от таковых в осадках впадины Атлантис-II. Наиболее существенные отличия заключаются в широком развитии во впадине Тетис лепидокрокита, присутствии в отдельных частях разреза значительных количеств магнетита, а также в небольших содержаниях гематита и мономинерального гётита. Типичным минералом нижних частей разреза является гётит-гроутит. Ферригидрит, развитый в осадках впадины Атлантис-II, во впадине Тетис не обнаружен.

Окислы и гидроокислы Mn. Фазовый состав окислов и гидроокислов марганца, обнаруженных в осадках впадины Тетис, еще более резко отличается от ассоциации минералов, формирующих марганцеворудные прослои осадочной толщи впадины Атлантис-II. Если состав последних был представлен в основном минералами с туннельными структурами (тодорокитом и манганитом), то в изученных осадках впадины Тетис преимущественно развиты гидроокислы марганца со слоистыми структурами.

Наиболее широко распространенными марганцевыми минералами в осадках впадины Тетис являются асболаны — смешанослойные фазы, в структуре которых чередуются несоразмерные в плоскости (001) слои разного типа. Асболаны на электроно-микроскопических изображениях представлены в форме чешуек (фиг. 8, а). Согласно данным энергодисперсионного анализа, в состав асболанов помимо резко преобладающего Mn входят такие элементы, как Al, Mg, Ca (см. фиг. 8, б). Асболаны часто образуют ультратонкие сростания со слоистыми силикатами.

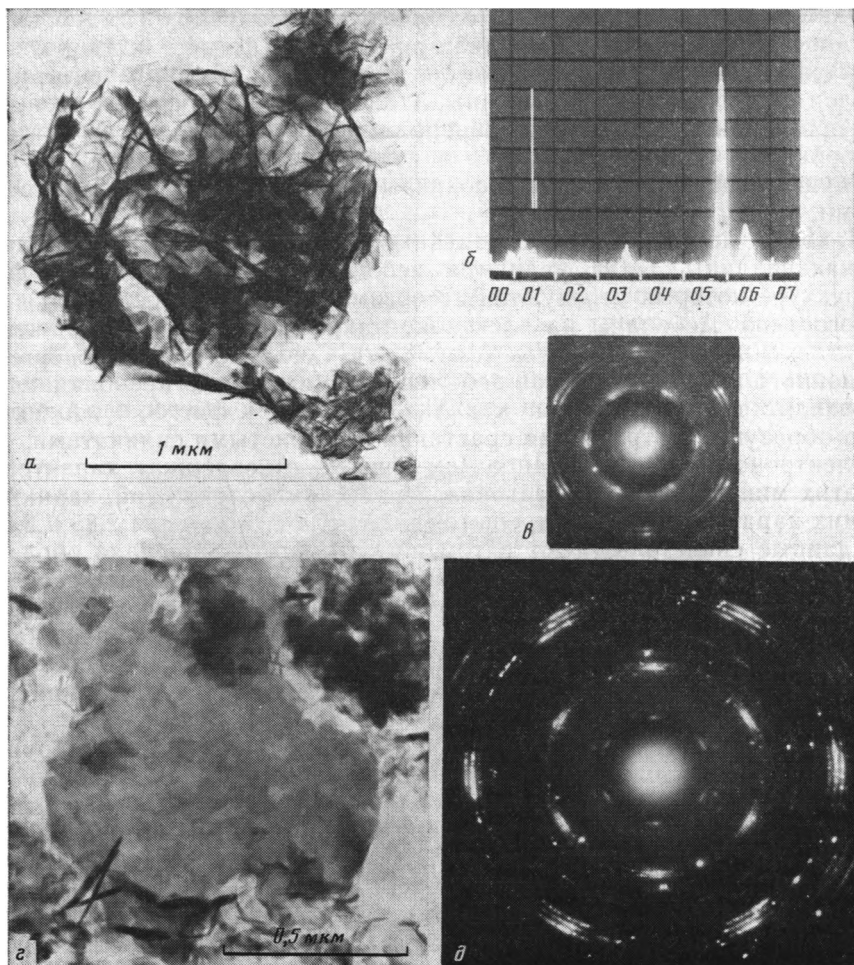
Электронограммы асболанов (см. фиг. 8, в) содержат характерные для этих минералов две гексагональные системы отражений, характеризующих параметры двух подрешеток минерала с a , равным 2,85 и 3,02 Å. Эти данные свидетельствуют о том, что структура минерала образована октаэдрическими слоями двух типов, в одном из которых основным катионом является Mn^{4+} , а в другом — Mn^{3+} в сочетании с Al, Mg, Ca. Отсутствие на электронограммах, полученных от загнутых краев частиц асболанов, первого базального рефлекса с $d=9,6$ Å свидетельствует о том, что слои упомянутых двух типов чередуются в структуре минерала неупорядоченно [8].

В одном из горизонтов осадочной толщи впервые была обнаружена асболаноподобная слоистая марганцевая фаза, которая условно названа X-фазой. Частицы фазы имеют пластинчатую форму (см. фиг. 8, г), в их составе, по данным энергодисперсного анализа, резко преобладают катионы Mn. Электронограмма от X-фазы (см. фиг. 8, д) представляет собой суперпозицию трех строго ориентированных относительно друг друга гексагональных сеток рефлексов, отличающихся разными их расстояниями от центра электронограммы. Ближайшие к центру тройки рефлексов имеют межплоскостные расстояния d , равные 2,49; 2,60; 2,72 Å, тогда как более удаленная от центра тройка рефлексов характеризуется значениями 1,44; 1,50; 1,57 Å.

Если считать, что три гексагональные сетки рефлексов на электронограмме соответствуют трем гексагональным подрешеткам минерала, то можно предположить, что структура X-фазы образована совокупностью чередующихся или эпитаксиально сросшихся несоразмерных в плоскости ab слоев трех типов, отличающихся базисными параметрами a . На основании измерения межплоскостных расстояний параметры a гексагональных подрешеток трех типов слоев равны 2,88; 3,0 и 3,14 Å. Наблюдаемые дифракционные и энергодисперсионные данные наиболее естественно объяснить тем, что X-фаза содержит слои трех типов, которые либо неупорядоченно чередуются в пределах отдельных микрокристаллов, либо образуют субмикроскопические прорастания. Различные значения параметра a обусловлены тем, что разные типы слоев содержат преимущественно катионы Mn^{4+} , Mn^{3+} и Mn^{2+} соответственно.

Третьим представителем марганецсодержащих минералов, развитых в рудном веществе осадков впадины Тетис, является гётит-гроутит, частицы которого иногда образуют практически мономинеральные скопления (см. фиг. 7).

В разрезе осадочной толщи впадины Тетис рассмотренные минералы марганца распределены вполне закономерно. Так, X-фаза встречена только в самом верхнем из изученных горизонтов, в интервале 20—35 см; асболан с низкой структурной упорядоченностью преобладает в осадках пачки I, примерно до глубины 1 м, в нижележащих отложениях с глубины порядка 2 м степень структурной упорядоченности минерала увели-



Фиг. 8. Электронно-микроскопические изображения, электронограммы и энергодисперсионные спектры окисных фаз Мп из осадков впадины Тетис (ст. 224)
 а — агрегат чешуйчатых частиц асболана (горизонт 225—235 см); б — энергодисперсионный спектр частиц асболана; в — электронограмма от частицы асболана; г — агрегат частиц асболаноподобной X-фазы (горизонт 20—35 см); д — электронограмма от частицы X-фазы

чивается, но встречается он в резко подчиненных количествах, а преобладающей марганцевой фазой становится гётит-гроутит.

Итак, в результате проведенных исследований был диагностирован и охарактеризован широкий комплекс окислов и гидроокислов железа и марганца, состав и парагенезы которых, а также особенности распределения в разрезе во впадинах Атлантис-II и Тетис существенно различны.

В сообщении 2 настоящей работы будет предпринята попытка анализа условий и механизмов формирования выделенных минеральных фаз в связи с конкретными условиями седиментации и режимом протекания рудообразующего процесса в каждой впадине.

Литература

1. Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химия и генезис)//Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М. М.: Мир, 1974. С. 157—194.
2. Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 1//Литоология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 3—23.

3. Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 2//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 11—32.
4. Бутузова Г. Ю. Особенности гидротермально-осадочного рудогенеза в рифтовой зоне Красного моря//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 39—55.
5. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Звягин Б. Б., Горшков А. И. Общие данные о ферригидрите//Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975. С. 33—42.
6. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Структурные разновидности бузериита//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 65—74.
7. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А., Диков Ю. П. О структурных разновидностях тодорокита//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 61—71.
8. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Смешанослойные минералы асбо-лан-бузерит и асболаны в океанических железомарганцевых конкрециях//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 91—100.
9. Bäckér H., Richter H. Die rezente hydrothermal-sedimentäre lagerstätte Atlantis-II-Tief im Roten Meer//Geol. Rundschau. 1973. Bd 62. S. 697—741.
10. Bignell R., Cronan D., Tooms J. Red Sea metalliferous brine precipitates//Metallogeny and Plate Tectonics. Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 1976. № 14. P. 147—179.
11. Hackett J., Bischoff J. New data on the stratigraphy, extent and geologic history of the Red Sea geothermal deposits//Econ. Geol. 1973. V. 68. № 4. P. 553—564.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
11.XI 1987

УДК 553.492(234.83)

АЛЮМОФОСФАТЫ В БОКСИТАХ СРЕДНЕГО ТИМАНА

**ЯСЫЧЕНКО С. Ю., РЕПИНА М. Н., СИДОРЕНКО Г. А.,
ЮДИН Р. Н.**

Комплексом кристаллохимических методов проведено исследование труднодиагностируемых алюмофосфатных минералов в бокситах Среднего Тимана. Установлено, что алюмофосфаты в бокситовых рудах представлены сванбергитом, вудхаузитом, гойяцитом и крандаллитом. Получены характеристические дифрактограммы и кривые термического анализа этих минералов. На основании результатов количественного фазового анализа на месторождении выделена сванбергит-диаспоровая разновидность руд. Сделаны предварительные выводы о генезисе алюмофосфатов в бокситах.

Впервые алюмофосфаты (крандаллит и гойяцит) в качестве породообразующих минералов бокситоносной толщи Заостровского месторождения установлены Ю. К. Крыловым (устное сообщение, УТГУ, 1980 г.). Репина М. Н. [7], изучая минералого-геохимическую зональность продуктивной толщи обнаружила, что в фосфатоносных аргиллитах и бокситах наряду с крандаллитом и гойяцитом широко распространен вудхаузит. Некоторые расхождения в определении минеральных форм фосфатов различными исследователями связаны с трудностью диагностики этих минералов одним каким-либо минералогическим методом. Так как корректный анализ минерального состава бокситов необходим не только для определения технологических свойств бокситов, но и при выявлении некоторых особенностей генезиса бокситов этого месторождения, возникла необходимость применения комплекса физико-химических методов для изучения минералогии алюмофосфатов рудной толщи.

Месторождение представляет собой залежь котловинного типа, вытянутую и полого погружающуюся в юго-восточном направлении, согласно простиранию пород рифея [9]. Для бокситоносной толщи характерно залегание в ее основании глинисто-фосфатных брекчий, сменяющихся вверх по разрезу пелитовыми породами алюмофосфат-каолинитового и бокситового составов. Формирование бокситов связано с латеритизацией делювиально-пролювиальных продуктов переотложения кор выветривания мергелей и фосфатоносных сланцев рифейского возраста [8]. Реликты таких кор выветривания мощностью до 4 м сохранились вдоль западных контуров месторождения и характеризуются каолинит-франколит-хлорит-серицитовым составом.

В разрезе продуктивной толщи месторождения граница горизонтов фосфоритов и бокситов визуально не определяется и проводится на основании данных химического анализа пород. Бокситы представлены зеленовато-серыми, реже красными рыхлыми, глинистыми и каменистыми разновидностями (последние преобладают). Содержание глинозема варьирует в пределах 43—46%, средний кремниевый модуль равен 4.

Для разрезов, вскрывающих красноцветные бокситоносные отложения (восточное рудное тело), которые сохранились лишь в юго-восточной оконечности месторождения, характерна минералогическая зональность, выражающаяся в последовательном возрастании снизу вверх содержаний каолинита и диаспора — типичных продуктов латеритного выветривания девонского возраста. Выветривание фторапатита в составе таких пород сопровождается уменьшением содержаний P_2O_5 и частичной его фиксацией в виде гойяцита и меньшей мере — крандаллита.

Основной массе бокситов свойственны серые и зеленовато-серые окраски, связанные с их захоронением в условиях заболочивания территории [7]. Это привело также к формированию в бокситах вторичных структур (пористой, крустификационной и др.), образуемых агрегатами

вторичных минералов, главными из которых являются шамозит, алюмофосфаты, сидерит. В химическом составе таких бокситов содержание P_2O_5 повышается от 1 до 9%, FeO — от долей процента до 12%, CaO — от 0,5 до 4%, что сопровождается ухудшением их качества.

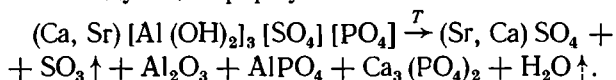
Минералы фосфора в бокситах образуют друг с другом тесные сростания и ассоциируют с диаспором, шамозитом и каолинитом, что затрудняет диагностику этих фосфатов в шлифах.

Поэтому только комплексное изучение фосфатных минералов рентгенографическим, термическим и химическим методами позволило нам уверенно диагностировать сванбергит $SrAl_3(SO_4)(PO_4)(OH)_6$, вудхаузеит $CaAl_3(SO_4)(PO_4)(OH)_6$, гойяцит $SrAl_3(PO_4)(HPO_4)(OH)_6$ и крандаллит $CaAl_3(PO_4)(HPO_4)(OH)_6$ в породах месторождения.

Исследование 27 природных образцов и 11 технологических проб различных фракций бокситов проводилось на термоанализаторе «Термофлекс», дериватографе Q-1500D и рентгеновском дифрактометре ДРОН-3.

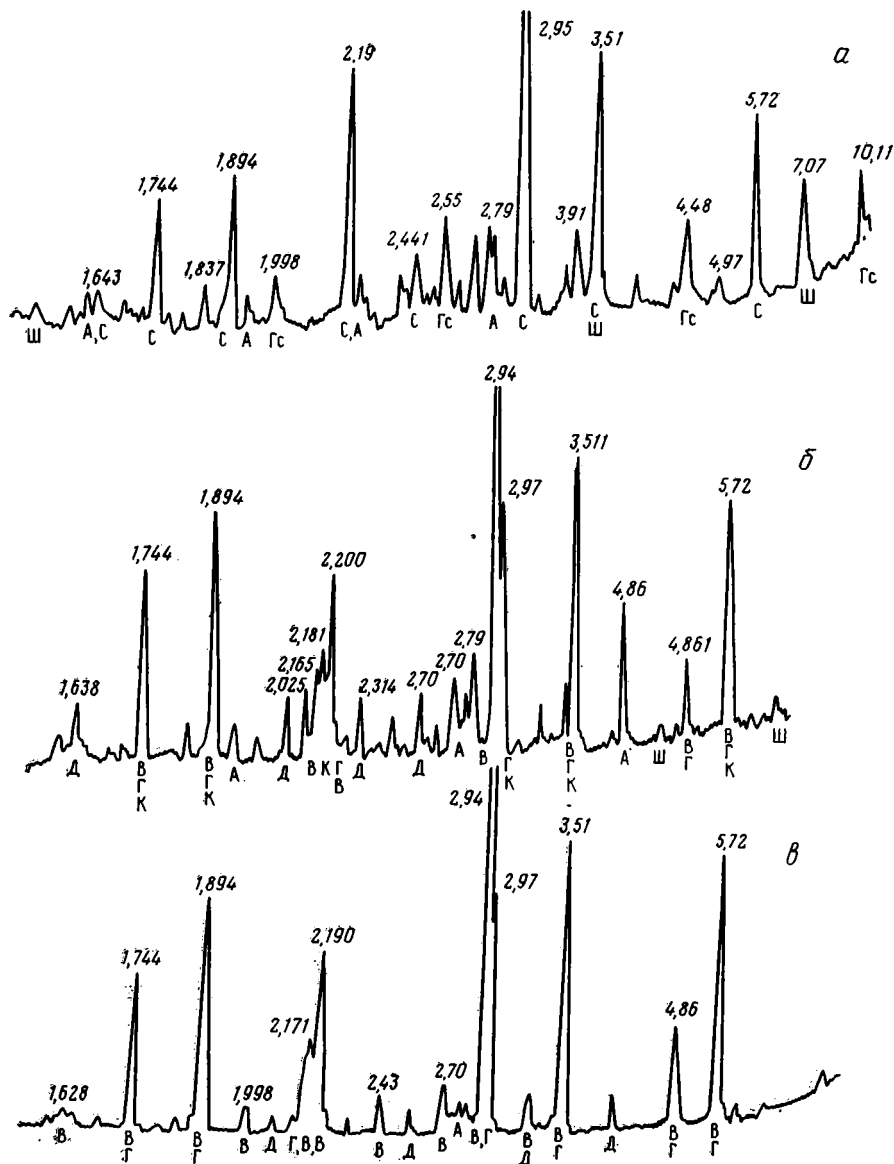
По рентгенодифрактометрической характеристике и данным химического и термического анализов можно предварительно отнести фосфатные минералы бокситов к подгруппам сульфат-фосфатов и фосфатов алюминия группы алунита [4]. Минералы этих подгрупп являются структурными аналогами, относятся к дитригонально-скаленоэдрическому виду симметрии с пространственной группой $R\bar{3}m$. Изоморфизм в катионной части (Ca , Sr , Ba и т. д.), характерный для этих минералов [1], приводит к образованию непрерывных изоморфных рядов с изменением параметра c [9]. Близость параметров элементарной ячейки обуславливает близкий набор дифракционных отражений. Исключение составляет лишь отражение от плоскости (131), которое является наиболее интенсивным характеристическим отражением и варьирует от минерала к минералу в интервале d , равном 2,97—2,94 Å [2]. Изучаемые образцы были разбиты на две группы: первая (6 образцов) характеризуется дифрактограммами с одним наиболее интенсивным рефлексом $d=2,95$ Å; вторая (31 образец) — двумя наиболее интенсивными рефлексами 2,97 и 2,94 Å, соотношение интенсивностей которых меняется от 1,9 до 2,7 (фиг. 1). Характерный набор дифракционных отражений и повышенное содержание SrO , SO_3 , CaO в I группе образцов (таблица) свидетельствуют о нахождении в них сванбергита, аналогичного сванбергиту из Атуркольского массива юго-восточной части Горного Алтая [6]. Большинство образцов (II группа) характеризуется двумя рефлексами в угловом интервале 2θ , равном 37—40° ($Fe_{K\alpha}$), вариациями в значениях интенсивностей этих отражений, что предполагает присутствие смесей фосфатных минералов и не обеспечивает надежной их идентификации.

Для изучения минералов с помощью термического анализа использовались главным образом дифференциальный термический анализ (ДТА) и термогравиметрия (ТГ). Изучение термического разложения фракции, обогащенной алюмофосфатными минералами, с привлечением рентгенофазового анализа показало, что процесс разложения может быть представлен следующей формулой:



На кривых ДТА образцов I группы (фиг. 2, а), выделенной на основании рентгенографического анализа, отмечаются характерные для алюмофосфатов термические эффекты: 1) эндотермический с $T_{\max}$, изменяющийся в интервале 630—640° С, связанный с дегидроксидацией и аморфизацией алюмофосфатного минерала; 2) экзотермический с $T_{\max}$, смещающейся от 910 до 945° С, связанный с раскристаллизацией аморфной фазы; 3) эндотермический с $T_{\max}$ 1050—1100° С, обусловленный разложением сульфатного комплекса.

Таким образом, в I группе образцов нами впервые были получены кривые дифференциального термического анализа для минерала серии

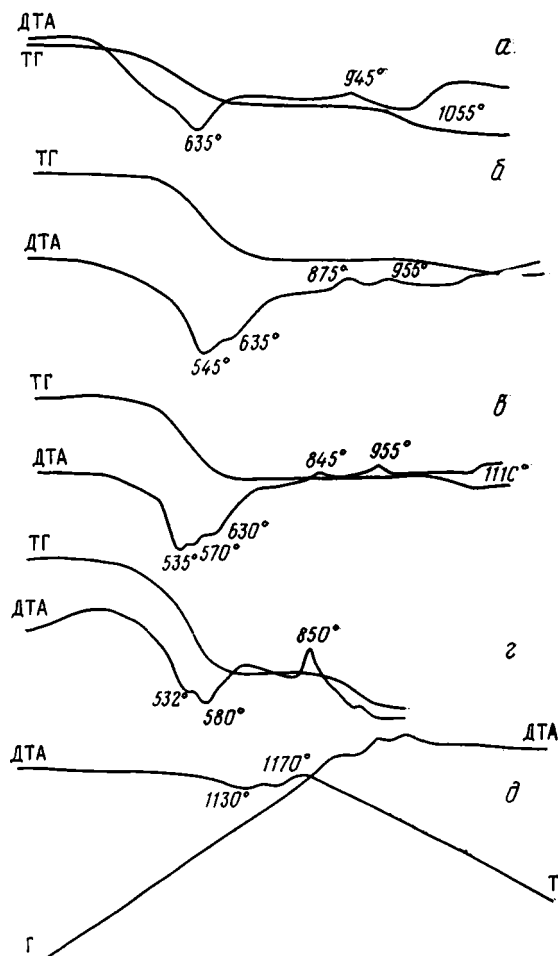


Фиг. 1. Дифрактограммы алюмофосфат-диаспоровых бокситов:

Кривые ДТА II группы образцов (фиг 2, б, в) характеризуются двумя-тремя эндотермическими эффектами, в интервале температур 535—640° С, обусловленными дегидроксилизацией алюмофосфатных минералов (вудхаузеита, крадаллита, гойяцита); двумя экзоэффектами с $T_{\text{макс}}$, смещающейся от 870 до 885° и от 910 до 965° С, связанными с образованием новых фаз; одним эндоэффектом в интервале 1000—1150° С, связанным с разложением сульфатного комплекса этих минералов. Так как

**Химический состав, температуры термических эффектов фосфатсодержащих бокситовых пород, характерные межплоскостные расстояния
сульфат-фосфатов и фосфатов алюминия**

Группа	Номер образца	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	SrO	BaO	SO ₃	П. п. п.	Σ	Температура максимумов термических эффектов, °C		d (101; 110; 113; 122; 107; 033; 303; 220), Å
															эндоэффекта	экзо-эффекта	
I	131/4	38,1	11,8	1,9	4,0	1,4	11,2	6,1	2,0	5,4	0,1	3,5	14,7	100,2	535, 630, 1100	910	5,72; 3,51; 2,95; 2,44; 2,190; 1,894; 1,744
	5146/17	26,2	24,5	3,6	3,8	1,7	10,3	7,4	1,4	5,6	0,1	3,7	12,2	100,5	635, 1055	945	
	5146/23	61,6	2,3	2,9	0,7	3,1	5,0	1,1	0,4	3,8	0,3	3,5	15,6	100,3	545, 640, 1100	940	
II	130/6	38,4	9,6	4,0	7,6	1,1	11,4	4,8	4,2	2,9	0,1	1,8	14,6	100,5	545, 630, 1080	870, 940	5,72; 3,51; 2,97; 2,94; 2,190; 2,171; 1,894; 1,744
	130/7	38,5	11,0	1,6	5,4	1,7	14,5	6,6	2,8	2,8	0,2	1,9	13,4	100,4	545, 635, 1070	875, 955	
	132/13	33,2	6,9	1,3	Не обн.	1,7	20,0	15,0	1,5	3,2	Не обн.	3,4	12,2	99,8	535, 570, 630, 1110	845, 955	5,72; 3,51; 2,97; 2,94; 2,200; 2,181; 2,165; 1,894; 1,744
	610	38,4	13,4	9,1	—	Не обн.	11,4	4,2	Не обн.	3,9	»	Не обн.	—	—	535, 575, 620, 1020	890	



Фиг. 2. Кривые ДТА и ТГ алюмофосфат-диаспоровых бокситов: а — обр. 5146/17 (I группа); б — обр. 130/7 (II группа); в — обр. 132/13 (II группа); г — фракция, обогащенная алюмофосфатными минералами (обр. 132/13); д — дважды нагретая фракция алюмофосфатных минералов (обр. 132/13). Микрофотографии алюмофосфатов в бокситах

ни рентгенографический, ни термический методы не позволили с уверенностью диагностировать разновидности фосфатов группы алунита во II группе образцов, исследовалась их обогащенная фракция (обр. 132-13). Для этого из гнезд алюмофосфатов ситовым анализом выделена фракция 0,25 мм, в которой путем отмучивания глинистых минералов удалось накопить концентрат, обогащенный алюмофосфатными минералами. Дифрактограмма обогащенной фракции в отличие от дифрактограммы исходного образца показала уменьшение интенсивности пиков (d 5,72 и 2,97 Å), отсутствие отражения $d=2,28$ Å, характерного для крадаллита (см. фиг. 1, б, в), который уходит в глинистую фракцию при отмучивании. На кривой нагревания фракции (см. фиг. 2, г) наблюдаются два эндозэффекта с $T_{\text{макс}}$ 530°С и значительно больший с $T_{\text{макс}}$ 580°С и два экзозэффекта при 850 и 985°С. На термогравиметрической кривой общая потеря массы равна 17,3%, что соответствует сумме выделяющейся воды (16%) и серного ангидрида (1,3%). Низкое содержание образовавшегося серного ангидрида объясняется тем, что часть серы из фосфатных минералов оказывается связанной в спеках [5]. Для подтверждения этого факта проведен повторный нагрев этой же фракции, в результате которого на ДТА (см. фиг. 2, д) зафиксировано два обратимых эндотермических эффекта с $T_{\text{макс}}$ 1130 и 1170°С, которые соответствуют полиморфным превращениям CaSO_4 и SrSO_4 [3].

В химическом составе фракции отмечены следующие содержания элементов, %: Al_2O_3 34,94; CaO 9,29; P_2O_5 23,80; SrO 6,60; SO_3 1,3; H_2C 16; BaO 0,22; прочие 7,65; Σ 99,8

Таким образом, исследование комплексом методов позволило заключить, что обогащенная фракция (образец из II группы) представлена кальциевым фосфат-сульфатом (вудхаузеитом) и стронциевым фосфатом (гойяцитом), причем вудхаузеита, судя по соотношению интенсивностей дифракционных отражений и по интервалам изменения массы на кривой ТГ, приблизительно в 2 раза больше, чем гойяцита.

Исследования образцов II группы в квазизотермических — квазиизобарических условиях показали, что на кривой ТГ не происходит полного разрешения интервалов изменения массы и поэтому точный количественный расчет каждого из алюмофосфатных минералов затруднен. В некоторых образцах II группы суммарное количество этих минералов, определенное по количеству выделяющейся воды на кривых ТГ, может достигать 30%.

По дифрактограммам образцов II группы для термического анализа был выбран образец, обогащенный крандаллитом. Изучение термического разложения крандаллита из Заостровского месторождения показало, что для него свойственны эндотермический эффект с $T_{\text{макс}}$ 630°С и экзотермический эффект с $T_{\text{макс}}$ 995°С (см. фиг. 2, в).

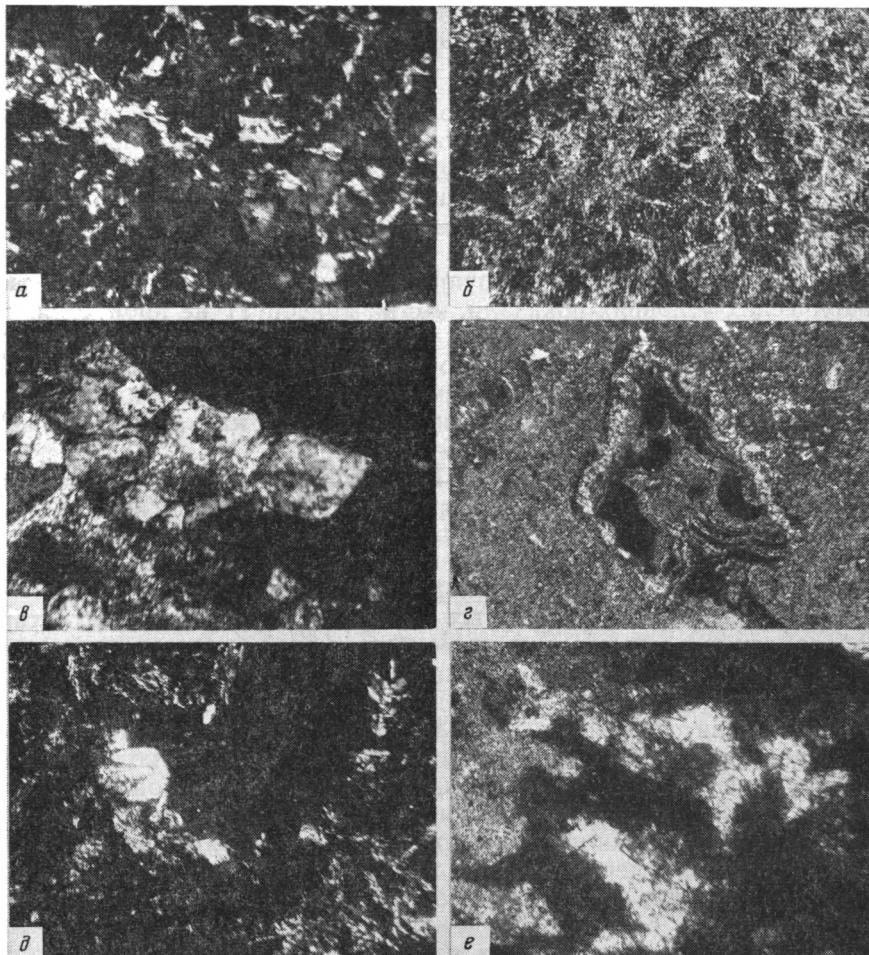
Точная диагностика фосфатных минералов помогла выявить характер обособления и морфологию кристаллов в рудах месторождения.

Гойяцит в шлифах устанавливается в виде агрегатов кристаллов, развивающихся по обломкам апатитового состава. Контуры обломков почти сливаются с цементом и угадываются лишь в скрещенных николях микроскопа, поэтому скорее напоминают гнезда, выполненные бесцветными кристаллами. Кристаллизация гойяцита сопровождается изменением форм выделения от скрытокристаллической через изометрическую к хорошо ограниченному кристаллам с прямоугольным ромбическим сечением размером 0,01—0,025 мм (фиг. 3, а, б). Зерна гойяцита слабо плеохроируют, обладают высоким рельефом и низким двупреломлением.

Крандаллит обособляется в породах аналогично гойяциту, слагая обломки гойяцит-апатитового состава, контур которых подчеркивается бурой каемкой. Иногда контур сохраняется лишь частично, обломкам свойственны «размазанные» очертания (см. фиг. 3, в). Кристаллы имеют псевдокубические габитусные формы, размером 0,015—0,02 мм, крупные индивиды достигают 0,02—0,07 мм, бесцветные, прозрачные, с совершенной спайностью и прямым погасанием, низким двупреломлением.

Вудхаузеит образует сплошные скрытокристаллические желтоватые массы, развивающиеся как по обломкам гойяцит-крандаллитового состава, так и по каолинит-гидрослюдистому цементу. В массивных обособлениях, натеках, сгустках тесно ассоциируют с шамозитом, диаспором. Весьма характерны относительно небольшие, почковидные образования зонального строения 0,1—0,2 мм, обладающие скрытокристаллическим и сферолитовым строением внешней зоны, состоящей из столбчатых или призматических кристаллов вудхаузеита (см. фиг. 3, г). Яснокристаллические разности встречаются также в прожилковидных выделениях, где вудхаузеит наблюдается в виде призматических (0,02××0,01 мм) или столбчатых (0,01×0,08 мм) кристаллов, бесцветных, со спайностью, высоким рельефом, интерферирующих в серых тонах (см. фиг. 3, д).

Сванбергит в бокситах и бокситовых породах находится так же, как и вудхаузеит, главным образом в скрыто-, реже в мелкокристаллическом состояниях. Постоянное нахождение сванбергита как в обломках, так и в цементе пород, а также его ассоциация с шамозитом, диаспором и тонкораспыленной органикой указывают на преимущественно аутигенное его происхождение. Скрытокристаллический сванбергит почти не



Фиг. 3. а — кристаллы гойяцита в фосфат-каолиновом аргиллите (шлиф, увел. 175, николи скрещены); б — сбломки апатитового состава, замещенные мелкокристаллическим гойяцитом (шлиф, увел. 25, николи параллельны); в — кристаллы крандаллита в пустотке, в алюмофосфат-каолиновом аргиллите (шлиф, увел. 175, николи параллельны); г — почковидные образования вудхаузеита в боксите (шлиф, увел. 39, николи параллельны); д — пустотка в боксите, покрытая кристаллами вудхаузеита (шлиф, увел. 175, николи параллельны); е — поры в боксите, обрамленные кристаллами сванбергита (шлиф, увел. 175, николи параллельны)

реагирует на поляризованный свет и характеризуется средним светопреломлением 1,630—1,640. Мелкокристаллический сванбергит выполняет поры. В зависимости от ограниченности кристаллы имеют форму линзовидных или ромбических табличек, реже образуют столбчатые кристаллы, размерами 0,006—0,017 мм (см. фиг. 3, е). Размеры наиболее крупных индивидов достигают 0,02—0,03 мм. Кристаллы бесцветны, прямоугольные $n_e - n_o = 0,01$. В генетическом отношении изученные фосфаты неоднородны. Возможно, латеритной природой обладают гойяцит и крандаллит, о чем свидетельствует характер их обособления в виде агрегатов замещения, развивающихся по апатитовым обломкам. Преобладающие в породах месторождения вудхаузеит и сванбергит, характерной формой обособления которых являются сплошные массы прожилковидных и почковидных образований, развивающихся по гойяциту и крандаллиту, имеют предположительно эпигенетическое происхождение.

*
*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Впервые установлено, что алюмофосфаты в бокситах Заостровского месторождения относятся к подгруппам сульфат-фосфатов и фосфа-

тов алюминия и представлены сванбергитом, крадаллитом, вудхаузитом и гойяцитом.

2. Точная диагностика фосфатных минералов оказалась возможной только в результате применения комплекса кристаллохимических методов, основными из которых являлись рентгенографический и термический анализы. Впервые получены характерные дифракционные отражения для каждого из фосфатных минералов данного месторождения. На кривых ДТА определены интервалы дегидроксидации каждого из минералов, установлены температуры максимумов термических эффектов.

3. В результате съемки на дериватографе в квазиизотермическом—квазиизобарическом режимах установлено, что количество сванбергита в части образцов достаточно высоко и он является в них породообразующим минералом. Это позволяет выделять на месторождении сванбергит-диаспоровую разновидность руд. Однако наиболее широко распространены вудхаузит-диаспоровые руды с гойяцитом или крадаллитом, поскольку подавляющее число бокситовых образцов содержат эти минералы, суммарное количество которых может достигать в некоторых пробах 30%. Таким образом, установлено, что в рудах среди минералов группы алунита преобладают минералы сульфат-фосфатной алюминиевой подгруппы.

4. Петрографическое изучение бокситов и бокситовых пород показало, что агрегаты минералов сульфат-фосфатной подгруппы, являясь более поздними образованиями, замещают и развиваются по агрегатам минералов фосфатной подгруппы алюминия.

Литература

1. Альтшуллер З. С. Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977. 115 с.
2. Васильева Е. К. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Наука, 1974. 151 с.
3. Иванова В. П. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
4. Кашкай М. А. Группа алунита и его структурных аналогов//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. 1969. Т. 98. Вып. 2. С. 150—162.
5. Кашкай М. А. Группа алунита и его структурных аналогов. Баку: Элма, 1977, 158 с.
6. Никитина Е. И., Берзина А. П., Кузнецова И. К., Сотников В. И. О сванбергите в Горном Алтае//Докл. АН СССР. 1963. Т. 149. № 4. С. 942—944.
7. Репина М. Н. Природа бокситов северной части Среднего Тимана//Прогнозирование месторождений бокситов. М.: Недра, 1983. С. 42—55.
8. Крылов Ю. К. Среднедевонские высокофосфатные бокситы Среднего Тимана. Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности (тез. докл. Всесоюз. семинара, август, 1985). Пос. Савинский, 1985. С. 59—61.
9. Gilkes R. S., Palmer B. Synthesis, properties, and dehydroxylation of members of the crandallite-gozyite series//Miner. Mag. 1983. V. 47. № 2. P. 221—227.

УДК 553.96 (235.46+235.45)

УГЛЕНОСНОСТЬ КАЙНОЗОЯ ПРИМОРЬЯ

АБЛАЕВ А. Г., ТАЩИ С. М., ВАСИЛЬЕВ И. В.

Проведен палеоботанический и структурно-фациальный анализ кайнозойских угленосных отложений Дальнего Востока. Показано, что общие тенденции в направленности развития морфоструктур Хасанско-Среднеамурской рифтоидной зоны и изменения строения разрезов выполняющих их толщ могут служить дополнительным критерием, позволяющим говорить о более высоком стратиграфическом положении угленосных отложений.

Повышение требований к детальности и обоснованности стратиграфического расчленения, предъявляемых крупномасштабным геокартированием [31], заставляет заново пересмотреть схему стратиграфии угленосных палеоген-неогеновых отложений Приморья, пока далекую от совершенства. Положение многих стратонев в сводном разрезе кайнозоя остается дискуссионным, хотя в последние годы в упорядочении наших знаний по стратиграфии кайнозойских отложений удалось достичь существенного прогресса.

В начале 60-х годов Ю. Я. Громов и Н. С. Громова [21] выступили с обобщениями по стратиграфии третичных угленосных толщ Приморья. Им удалось вскрыть закономерность в смене разрезов континентальных фаций с юго-запада на северо-восток, т. е. по простиранию складчатой области; морские фации известны лишь на территории Корейского полуострова. В этом направлении — от Посыета до нижнего течения р. Бикин — отмечено сокращение разрезов в сторону их омоложения вследствие особенностей развития системы межгорных прогибов: заложение прогибов в палеоцене происходило на самом юге Приморья, в дальнейшем в область прогибания были вовлечены смежные территории, максимум прогибаний проявился в олигоцене — раннем миоцене, охвативший районы Западного Сихотэ-Алиня вплоть до нижнего течения р. Амур.

Попутно заметим, что почти к аналогичным выводам в дальнейшем пришел В. Г. Варнавский [14, 15], подчеркивавший наблюдаемое скольжение возраста промышленно угленосных толщ в северном направлении: эоцен — в Хасанской структурно-фациальной зоне; эоцен — нижний олигоцен — в Артемо-Тавричанской впадине; олигоцен — в Раковской впадине; нижний — средний миоцен — в Павловской, Шкотовской и Нижнебикинской впадинах.

Обобщенный материал по стратиграфии угленосных отложений, выполняющих большую группу наложенных впадин и грабенообразных прогибов, приведен в сводном томе по геологии Приморского края [19]. Согласно широко распространенным представлениям, как подчеркивается в томе, угленасыщены лишь палеогеновые отложения. С палеогеном связываются основные запасы бурых углей края: угли среднего эоцена (назимовская и майтунская свиты), верхнего эоцена — среднего олигоцена (угловская свита и ее аналоги) и олигоцена (надеждинская свита). Неогеновые отложения считаются безугольными; во внимание не принимаются маломощные прослои лигнитоподобных углей и углесто-глинистых пород.

Нами был проведен анализ большого фактического материала по геологии и флоре угленосных отложений Дальнего Востока с учетом существенных больших палеоботанических коллекций, собранных при посещении целого ряда угольных месторождений [1, 2, 35]. Удалось внести существенные коррективы в вопросы о возрасте и корреляции угленосных свит: были приведены доказательства об угленасыщенности и палеогеновых и неогеновых отложений. В целом кайнозойская эпоха по

масштабам накопления угленосных формаций и практическому значению угольных пластов одна из крупнейших [29].

Точка зрения о промышленной угленосности неогена в настоящее время стала общепризнанной: ранее относимые к олигоцену угленосные толщи Приморья (Ханкайский массив) размещены на уровне раннего — среднего миоцена, «подтверждено повсеместное на юге Дальнего Востока распространение неогеновой угленосности» [32, с. 170]. В статье [6], подводящей итоги III Дальневосточного стратиграфического совещания, к числу основных геологических достижений по секции палеогена и неогена отнесено признание нескольких этапов угленакопления промышленной мощности в кайнозое в Приморье — эоценового, олигоценового и миоценового. По В. Г. Варнавскому [16], этапы угленакопления характеризуют поздний эоцен — ранний олигоцен и ранний — средний миоцен.

Безусловно, эти новые материалы снимают многие недоработки и погрешности в стратиграфической схеме кайнозоя, если вспомнить сравнительно недавние высказывания о бесперспективности третичных отложений Приморья и Нижнего Приамурья на поиски горючих полезных ископаемых. Комплекс третичных пород, по мнению Е. М. Рудича, сложен «исключительно континентальными вулканогенными образованиями, которым подчинены маломощные угленосные отложения» [33, с. 49].

В стратиграфических схемах палеогена и неогена материковой части Дальнего Востока, принятых III Дальневосточным стратиграфическим совещанием в качестве корреляционных, вскрывается ряд неточностей, устранение которых возможно только путем комплексного структурно-системного подхода при изучении геологических тел. К числу первоочередных бесспорно следует отнести проблему возраста и корреляции вулканогенно-осадочных отложений, выполняющих Хасанскую впадину. Впрочем, вся Хасанская структурно-фациальная зона «является ключевой зоной в дальнейшем совершенствовании стратиграфии палеогеновых... и неогеновых вулканитов, в изучении осадочных и вулканогенных толщ» [15, с. 29]. Правильное ее решение снимет остроту альтернативных концепций, обогатит существующие взгляды о тектоническом режиме угленакопления, выражающемся сочетанием климатических, геоструктурных и ландшафтных условий [26].

Сведения о геологии Хасанской впадины Юго-Западного Приморья (окрестности пос. Краскино), входящей в Притуманганскую группу впадин, широко развитых на корейской территории, неоднократно приводились в печати. Последовательность свит такова (снизу вверх): новопосельская — назимовская — зайсановская — хасанская (угловская) — глинисто-туффовая (фаташинская). Мнение геологов о принадлежности перечисленных стратонов к палеогену почти единодушное.

В общем генерализованном плане осадконакопление происходило в мобильной полифациальной обстановке на фоне широко проявленного вулканизма: русловый аллювий горных рек (назимовская свита, базальные части хасанской свиты) сменяются озерно-болотными осадками (верхние части хасанской свиты), последние в свою очередь сменяются озерными (глинисто-туффовая свита, в другой интерпретации — толща).

Накопление угленосных толщ промышленной мощности, в том числе хасанской, протекало в условиях интенсивных прогибаний депрессионных участков и поднятий окружавших их орогенных сооружений; наличие контрастных морфоструктурных сочленений объясняется превалированием в разрезе тонкообломочной фракции [41]. Обращается внимание [18], что наличие разломов глубокого заложения, ориентированных в северо-восточном и субмеридиональном направлениях, является характерной особенностью угленосных депрессий.

Мы подробным образом разбирали геологию и палеофлористику Хасанского угольного разреза в более ранних работах [2, 4]. Наши рассуждения сводились к следующему. Комплекс пород Хасанской впадины, несмотря на чрезвычайно изменчивый состав и мощность, выглядит как нечто целостное в подлинном значении слова. Налицо единая угленосная хасанская свита эпохи миоцена, которая в общем приближении

подразделяется в базальную, угленосную и надугленосную (глинисто-туффовую) части. Возведение их в ранг самостоятельных свит искусственно и не может быть апробировано ни с литологической, ни с палеоботанической точки зрения.

Опуская из обсуждения развернувшуюся позднее по этому поводу дискуссию сугубо номенклатурного порядка, коснемся главного, а именно разберем стратиграфическую позицию глинисто-туфтовой толщи, венчающей хасанский угольный разрез.

Флора глинисто-туфтовой толщи весьма представительна, она более чем наполовину сложена теплолюбивыми породами, современные аналоги которых входят в формацию субтропических лесов Юго-Восточной Азии. Исключительно высока флористическая роль букового сообщества, представленного буками, каштанами, дубами. Многочисленно оно и в количественном выражении. Буковые, являющиеся хорошими индикаторами высоты, были ландшафтообразующими породами, произраставшими в условиях большой термической выровненности; они определяли среду всего сообщества, ограниченного (по аналогии с ближайшими смешанными мезофитными листопадными лесами) отметками 900—1000 м над уровнем моря. Для района в целом был характерен горный рельеф, в горном обрамлении находились депрессионные участки, в которых шло интенсивное угленакопление.

Данная флора, иначе краскинская, считалась и до сих пор считается подавляющим большинством исследователей олигоценовой; в возрастном диапозоне среднего олигоцена — среднего миоцена она рассматривалась лишь в работе [39]. Аналоги данной флоры находились только в Корее. На этом основании делалось заключение об особенностях олигоценовых флор окраинной части евразийского материка: они выделялись высоким удельным содержанием узколистных дубов и каштанов, на что в свое время обратил внимание А. Н. Криштофович [25], изучавший флору Новокиевска (ныне Краскино), и лопастных дубов типа *Quercus ussuriensis* Krysh t.

Краскинская флора определенно миоценового возраста, и ее аналоги следует искать среди миоценовых флор. Выполненное нами сравнение показало, что на одновозрастном уровне оказываются многочисленные флоры Приморья (Синего Утеса, Реттиховки, Павловки, Амгу, Великой Кемы, Демби) и Северо-Восточной Кореи (Когенвон, Кунгсим), фиксирующие в целом климатический оптимум миоцена, вернее его заключительный этап. Занимая географически центральное положение, краскинская флора является как бы связующей между корейскими флорами, с одной стороны, и сихотэ-алинскими — с другой.

Перечисленные выше флоры различаются между собой в систематическом плане, но эти различия обусловлены широтной и поясной зональностью. В сущности же обсуждаемые флоры близкородственны: их сближает большая общность среди доминирующих групп семейств: *Taxodiaceae*, *Fagaceae*, *Juglandaceae*, *Aceraceae*. Дополнительным аргументом в пользу их близости несомненно служит присутствие в заметных количествах таких пород, как *Styrax*, *Hamamelis*, *Mallotus*, *Zizyphus*, *Liquidambar*, *Porana*.

Их связь подтверждается обнаружением в краскинской флоре энгельгардии — *Engelhardia koreanica* Oishi [4], впервые установленной Ойси [44] на территории Кореи, а позднее в ряде районов Приморья. Ныне данный вид описывается в составе флоры Когенвон свиты хвем [39], иначе энгельгардиевых слоев [43], возрастным аналогом которых в Приморье являются флоры Реттиховки, Великой Кемы, Демби [7]. Тожество корейских и сихотэ-алинских флор с энгельгардиями подтверждается новейшими исследованиями [8].

Трудности корреляционного порядка все же остаются. Решением стратиграфического совещания [32] флоры Реттиховки, Великой Кемы, Демби (с энгельгардиями) сопоставлены с японскими флорами типа Дайдзима, отвечающими климатическому оптимуму конца раннего — начала среднего миоцена; эти сихотэ-алинские флоры в составе туфо-

диатомитовой толщи и кизинской свиты приханкайского горизонта скоррелированы с флорой хамчжин одноименной свиты Кильчжу-Менчхонской впадины Северо-Восточной Кореи. Энгельгардиевые слои свиты хвеам Притуманганской группы впадин, обычно отождествляемой со свитой хамчжин [39]¹, помещены на верхнеолигоцен-среднемиоценовый уровень, а глинисто-туффовитовая толща Краскино (с остатками энгельгардий) в объеме надеждинского горизонта — на олигоценовый уровень.

Следует заметить, что вопрос о соответствии энгельгардиевых слоев Кореи и глинисто-туффовитовой толщи (фаташинской свиты) Приморья никогда не подвергался сомнению [13, 43, 47].

Такое малоаргументированное размещение однотипных флор на разные хронологические уровни (от олигоцена до среднего миоцена включительно) не способствует решению корреляционных проблем угленосных толщ, с которым ассоциируют флороносные слои.

В принципе неверное размещение стратонов в корреляционных схемах палеогена и неогена объясняется не только отсутствием четкого представления об эволюции третичных флор Дальнего Востока. Вне поля зрения остались данные по сопоставлению динамики этапов развития флоры и климатических флюктуаций с осадконакоплением (в данном случае с угленакоплением).

Так, согласно утвержденным схемам угленосные отложения Реттиховского угольного разреза подразделяются на два самостоятельных стратона, последовательно сменяющихся во времени: угольную залежь мощностью 35—40 м (нижняя половина нижнего миоцена) и толщу туфодиатомитов 30-метровой мощности с многочисленными остатками растений (верхняя половина нижнего миоцена — первая половина среднего миоцена).

Аналогичная процедура выполнена в отношении Павловского угольного разреза (пос. Новошахтинский). Суммарная мощность угленосных отложений 60—70 м. Нижняя угольная часть павловской свиты с 30-метровым выдержанным по простиранию пластом угля в основании помещена на верхнеолигоценовый уровень, верхняя безугольная часть свиты, откуда произведены основные сборы растений, — на нижнемиоценовый.

Угленосные отложения с угольными пластами рабочей мощности Хасанского угольного разреза (хасанская свита) отнесены к эоцену, вышележащая глинисто-туффовитовая толща с флорой — к олигоцену.

Если следовать таким построениям, даже не акцентируя внимание на искусственное противопоставление вмещающих отложений угольным залежам, возводимым в ранг самостоятельных стратонов, то можно сделать заключение о наличии крупнейшей по своей интенсивности эпохе угленакопления в Приморье на рубеже олигоцена и миоцена, правда, зафиксированной географически только в Реттиховской и Ханкайской группах впадин².

Такое допущение пока плохо увязывается с природно-климатическими построениями этого интервала времени. Общеизвестна хорошая корреляция климата и литогенеза. Угленакопление в истории земли представляет собой не случайное, а вполне закономерное явление; оно подчинено определенным закономерностям, обусловленным сложным комплексом геологических условий [11]. Период накопления угольной залежи характеризуется теплым постоянно влажным климатом. Если обратиться к обширному фактическому материалу по климату Восточной Азии на границе олигоцена и миоцена, то перед нами предстанет совершенно

¹ Флора энгельгардиевых слоев Кореи сопоставляется с флорами ранней фазы развития теплолюбивых миоценовых флор типа Дайдзима, а хамчжинская — с флорами поздней фазы развития флоры этого типа [8].

² Аляскинская формация Хили-Крик с углями считается верхнеолигоцен(?)—нижнемиоценовой [49]. Флора с энгельгардиями немногочисленна и малопредставительна. Имеются высказывания [48], что в типовом участке эта формация раннемиоценового возраста.

иная картина — фиксируется похолодание и приводятся доказательства об олигоцене как наиболее холодной эпохе палеогена [40, 45, 46]. Такой же вывод следует из обобщенных данных по флорам палеогена и неогена средних и высоких широт земли, выполненных М. А. Ахметьевым [5]: на востоке Азии он восстанавливает исключительно умеренные и умеренно теплолюбивые леса.

Совокупность фактов довольно четко указывает о похолодании, проявившемся повсеместно в Сибири и смежных регионах в конце олигоцена — начале раннего миоцена [12, 20]: устанавливается его континентализация, происходит смена термического режима от теплоумеренного в начале олигоцена к умеренному в конце олигоцена — начале миоцена. Отчетливые климатические изменения наблюдаются в эгерии в Центральном Паратетисе: в это время доминирующими становятся арктотретичные элементы, указывающие на похолодание климата и сезонные изменения [42].

Таким образом, вывод о теплом влажном климате, следующий из анализа литологии угольных разрезов Приморья (наличие кор выветривания в основании угленосных отложений, большие мощности угольных пластов), находится в противоречии с выводом, приведенным в решениях совещания о «климатическом минимуме, отвечающем этапу максимального похолодания... на рубеже палеогена и неогена» [32, с. 160].

Противоречие легко устраняется размещением угольных залежей Реттиховки, Павловки и их аналогов в Хасанской структурно-фациальной зоне на более высокий стратиграфический уровень миоцена, как это выполнено в отношении перекрывающих их флороносных слоев.

Небезынтересно в обсуждаемом плане привести известные расчеты о времени накопления углей. Установлено, что образование сверхмощных залежей (свыше 16 м для бурых углей) — таковыми являются рабочие пласты Реттиховки и Павловки — занимает краткий отрезок времени в макроцикле (первые сотни тысяч лет), тогда как макроцикл накопления угленосной толщи, по данным [22], на два порядка больше.

По мнению В. Г. Варнавского [16], оптимальной для развития, накопления и захоронения растительной массы является скорость погружения бассейна, равна 10—15 м/млн. лет. Даже при учете такого усредненного, явно заниженного показателя скорости погружения, время формирования всей реттиховской, а также павловской угленосных толщ не должно превышать 5 млн. лет.

Правильное решение всей проблемы палеоген-неогеновой угленосности Приморья невозможно без обстоятельной и многоплановой обработки геолого-палеонтологических материалов Нижнебикинского бурого угольного месторождения, расположенного на севере края.

К сожалению, эти материалы только начинают накапливаться, поэтому степень достоверности стратиграфических и корреляционных построений остается низкой. В сводном томе по геологии Приморского края [19] приведена лишь схематическая ситуация геологического строения Нижнебикинской впадины, сводящаяся к констатации здесь нерасчлененной угленосной толщи олигоцена. Правда, на разрезе угленосной толщи, помещенном в приложение, поставлен иной возраст: возрастной диапазон условно расширен до миоцена включительно. В схематизированном виде геологический разрез впадины воспроизведен в очерке [27], посвященном геологии угольных месторождений СССР; наряду с обширной Хабаровской впадиной Бикинская впадина отнесена к категории неотектонических впадин.

Угленосные отложения общей мощностью около 1800 м (по геофизическим данным) подразделяются на три толщи (свиты): нижнюю угленосную, среднюю безугольную и верхнюю угленосную. Корреляция проводилась с угленосными отложениями Среднеамурской впадины [24] или Угловской [38].

Обычно по аналогии с отложениями палеогена, развитыми на юге Приморья, на площади Нижнебикинского месторождения выделялись две свиты: угловская и надеждинская (с двумя подсвитами). Угольные

пласты промышленной мощности характеризуют угловскую свиту и верхнюю подсвиту надеждинской свиты.

После ревизии некоторых третичных флор Приморья (реттиховской и др., оказавшихся миоценовыми, а не олигоценовыми [32]) были пересмотрены стратиграфические позиции флороносных слоев и ассоциирующих с ними угленосных толщ. На площади месторождения была осуществлена частичная замена номенклатурного порядка. В новой интерпретации верхняя продуктивная подсвита надеждинской свиты возведена в ранг усть-давыдовской свиты миоцена, название «надеждинская свита» сохранилось за нижней непродуктивной подсвитой.

Сомнения корреляционного порядка оставались. Во-первых, дискуссионно само положение усть-давыдовской свиты в сводном разрезе кайнозоя. Во-вторых, главным критерием при расчленении и обосновании возраста служил литологический признак — признак угленосности угловской свиты палеогена. Безусловно, рискованно заключать в те же названия стратоноты отложения, сформированные в иных структурно-фациальных зонах.

Трудности стратификации угленосных отложений данного месторождения обусловлены скудными данными о флоре: среди других флор бикинская менее изучена. Сведения о ней, как правило, ограничиваются списками видов без сопровождаемых описаний. Исключением является небольшое сообщение [23], в котором приведены комплексы растений из разных стратиграфических уровней и описаны виды, принадлежащие *Ginkgo*, *Taxodium*, *Metasequoia*, *Glyptostrobus*, *Juglans*, *Betula*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Cercidiphyllum*, *Liquidambar*, *Euonymus*, *Rhamnus*, *Alangium*.

По систематической структуре флора отождествлена с флорами тургайского типа и без большой уверенности отнесена по возрасту к миоцену; не исключался также олигоценовый возраст. Впоследствии какие-либо существенные дополнения к флоре не вносились. Сведения по континентальной малакофауне [30] до сих пор еще мало способствуют решению проблемы возраста.

В корреляционной схеме кайнозоя для Бикинской группы впадин, принятой Дальневосточным стратиграфическим совещанием [32], сохраняется трехчленное деление в ранге толщ — верхней угленосной (миоцен), безугольной (олигоцен) и нижней угленосной (эоцен — олигоцен; эоцен, по [10]).

Биостратиграфические исследования Нижнебикинского месторождения ведутся А. Г. Аблаевым с середины 70-х годов [2, 3]. Удалось собрать и изучить макрофоссилии верхней угленосной толщи на участке 1 Бикинского месторождения (окрестности пос. Лучегорск), где в настоящее время ведется отработка угольных пластов. Эта толща общей мощностью до 600—750 м включает 15 групп пластов сложного строения, образующих четыре угленосных горизонта.

Флороносный слой залегает выше угольного пласта 3В, входящего в состав первого угленосного горизонта (пласты 1—4), отличающегося большой (до 30 м и более) мощностью пластов и сравнительно широким площадным распространением.

Определены следующие виды растений: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Cercidiphyllum creatum* (Ung.) R. W. Brown, *Alnus schmalhauseni* Grub., *Carpinus* sp., *Corylus kenaiana* Hollick, *Ulmus drepanodonta* Grub., *U. appendiculata* Heer., *Tilia praeamurensis* Hu et Chaney, *Acer amurense* Pojark., *Acer* sp. 1, *Acer* sp. 2, *Koelreuteria miointegriifolia* Hu et Chaney, *Populus balsamoides* Goerpp. (сближаемая с *P. balsamoides* var. *jarmolenkoi* Iljinskaja), *Ampelopsis populifolia* Hu et Chaney.

Допускается помимо того наличие *Viburnum*, *Catalpa*, *Vitis*, *Fraxinus*, *Abronia*; осталась невыясненной систематическая принадлежность ряда образцов.

Доминирующее положение занимают березовые (листовые) кровли, сложенные отпечатками листьев *Alnus pojarkovae*.

Главную часть флористического спектра дополняют тополевые и ильмовые, исчисляемые десятками образцов. Хвойные, главным образом глиптостробус, видимо, также играли высокую фитоценотическую роль. В количественном отношении оставшиеся виды значительно уступают; как правило, в коллекции они представлены двумя-тремя образцами и не относятся к категории ландшафтообразующих пород.

По своему биоэкологическому типу комплекс растений данного захоронения принадлежал растительной ассоциации, приуроченной к отлого-пологим пространствам, сближаясь по экологической принадлежности и систематической структуре с позднемиоценовой усть-суйфунской флорой Южного Приморья [9]. Имеется в виду флора типового местонахождения, ограниченная бассейном р. Раздольной. В сущности, она сложена тем же набором пород на родовом уровне, придающем флоре определенный облик: *Alnus*, *Betula*, *Populus*, *Carpinus*, *Salix* и некоторые другие таксоны.

Коллекция растений не столь представительна, чтобы давать однозначные ответы на вопросы о возрасте угленосных отложений, выполняющих Нижнебикинскую впадину. На современном этапе изучения флоры допустимо утверждение о позднемиоцен-раннеплиоценовом возрасте, исходя из общего состава флоры и эволюции эдификаторов господствующего ранга третичных флор Дальнего Востока. В сукцессионном ряду неогеновых флор материковой части ей предшествуют теплолюбивые флоры ранних этапов миоцена болотнинского и краскинского (хасанского) типов [2]. Климатические условия в болотнинское и краскинское время благоприятствовали произрастанию ряда растений, современные аналоги которых ограничены сугубо тропическим поясом Юго-Восточной Азии.

Усть-суйфунская, ботчинская и нижнебикинская флоры верхней угленосной толщи отражают скорее всего позднемиоценовый этап в развитии растительности Дальнего Востока.

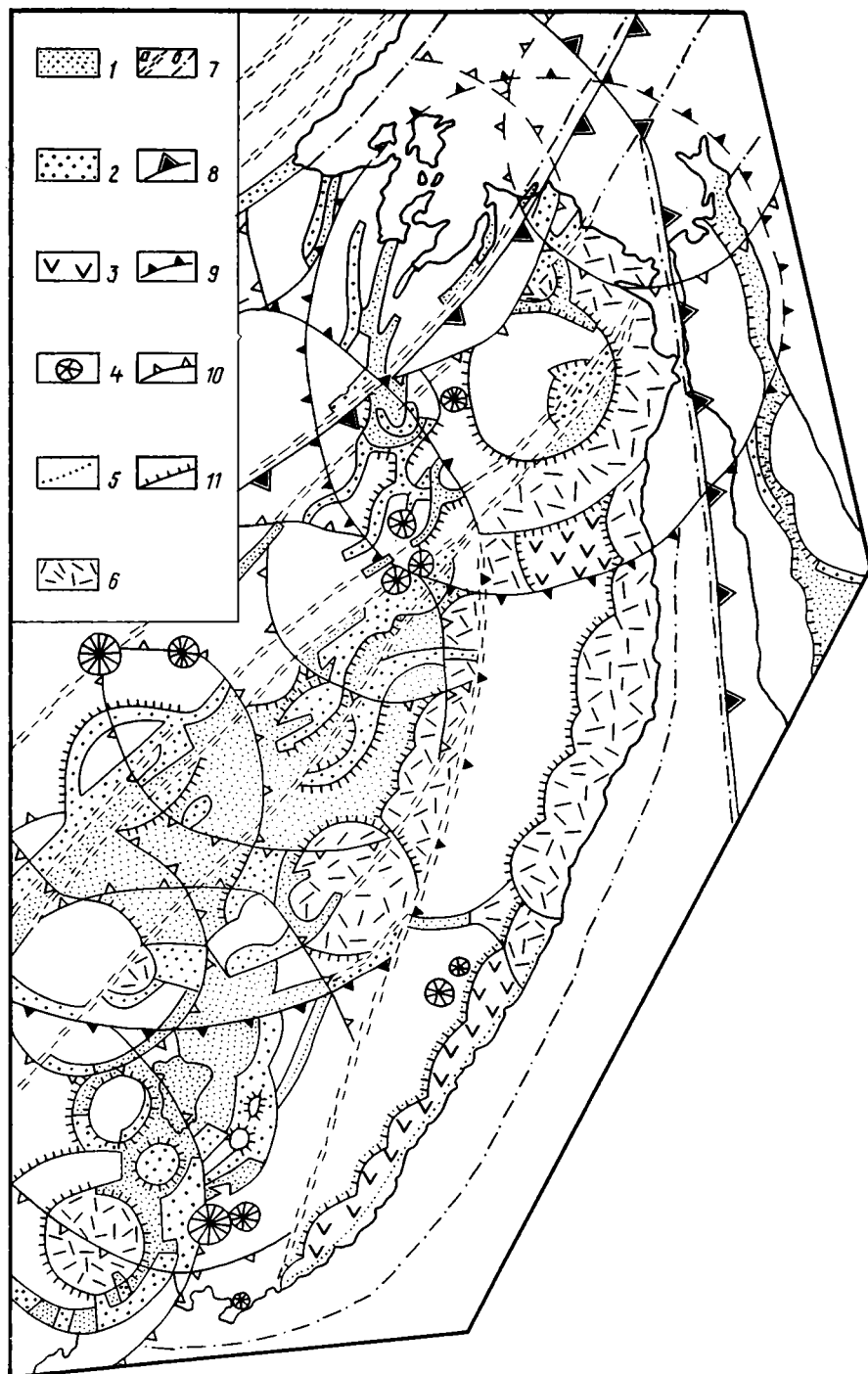
Считать позднемиоценовой всю толщу пород преждевременно, поскольку отсутствуют палеонтологические данные по нижней продуктивной толще. Обнаруженные с этого уровня остатки пресноводных моллюсков и таксодиевых немногочисленны, и для определения возраста они пока нерепрезентативны.

Вместе с тем на современном этапе изученности три толщи, сформированные в течение одного крупного седиментационного цикла, следует рассматривать в ранге лучегорской серии неогена [3].

Высказанные предположения о более высоком стратиграфическом уровне угленосных толщ в известной мере находят подтверждение в анализе общего строения морфоструктур Хасанско-Среднеамурской рифтогенной зоны и направленном изменении строения разрезов выполняющих толщ.

Морфоструктуры кайнозойского этапа тектономагматической активизации востока Евразии получили весьма широкое развитие. Они отличаются разнообразием как в генетическом, так и морфологическом отношении. По традиции считается, что кайнозойские впадины связаны с региональными и трансрегиональными линейными морфоструктурами — зонами глубинных разломов. Однако к настоящему времени накопилось достаточно данных, позволяющих утверждать, что многие впадины, кроме того, тесно связаны и с морфоструктурами центрального типа (МЦТ) разных порядков (фигура). В рассматриваемом регионе в морфологическом отношении преобладают купольные и купольно-кольцевые МЦТ, по отношению к которым многие кайнозойские впадины являются их дугowymi или радиальными элементами [37].

Таким образом, на фигуре показаны основные МЦТ, с которыми связаны кайнозойские депрессии и вулканические структуры; часть из них описана ранее [37]. Корреляция времени и места образования депрессий и выполняющих их толщ, предпринятая впервые, проведена в соответствии с учетом механизма формирования МЦТ [37].



Морфоструктурные позиции кайнозойских депрессий юга Дальнего Востока
 1 — депрессионные морфоструктуры, выполненные кайнозойскими отложениями; 2 — то же, представленные зонами деструкции; 3—6 — зоны вулканизации (3 — преимущественно позднемиоценовые, 4 — отдельные его центры, 5 — активизированные в кайнозое, 6 — позднемиоценовые — кайнозойские); 7 — зоны основных долгоживущих разломов (а — на континенте, б — на дне моря); 8—11 — границы морфоструктур различных порядков (8 — высшего, 9 — первого, 10 — второго, 11 — низшего)

Связь кайнозойских структур растяжения с магматогенными купольными и купольно-кольцевыми морфоструктурами заставляет более осторожно относиться к способам корреляции терригенных толщ только по литологическому признаку, когда считают, что угленосные или безугольные пачки или толщи везде синхронны [19]. Следует ожидать, по-видимому, широко развитую латеральную и вертикальную миграцию зон с различными условиями осадконакопления, связанную с проявлением вулканизма, в первую очередь базальтового и андезитобазальтового, являющегося индикатором наличия условий растяжения, наиболее благоприятных для формирования депрессионных морфоструктур.

Ряды вулканогенных МЦТ сопровождаются вдоль границ с одной или обеих сторон депрессионными морфоструктурами, выполненными вулканогенно-терригенными и терригенными отложениями. Наибольшую мощность эти отложения имеют в структурах, располагающихся по периферии рядов МЦТ, что может быть использовано при определении скорости осадконакопления и мест, наиболее благоприятных для угленакпления. Так, например, вдоль юго-восточной границы Среднеамурской зоны депрессий следует ряд вулканогенных МЦТ, в пределах которых вулканизм имеет наиболее детальную историю развития. Вдоль северо-западной границы этого ряда располагаются кайнозойские депрессии, где мощность отложений и их угленосность максимальны. То же самое можно сказать в отношении Раздольнинско-Ханкайской группы депрессий. Наличие вулканогенных МЦТ «оттесняет» области терригенной седиментации к краям МЦТ или за их пределы. Ослабление вулканической деятельности или полное ее прекращение ведет к «наступлению» областей седиментации на территории, занимаемые купольными МЦТ. Такие же соотношения были установлены и для более древних периодов тектономагматической активизации [36]. Кайнозойские морфоструктуры, в том числе и МЦТ, лучше всего выражены в современном рельефе. Их обнаружение и изучение в сочетании с другими методами может оказать существенную помощь при определении перспектив угленосности, а в некоторых случаях и при корреляции разрезов разрозненных впадин.

Анализ строения разрезов толщ кайнозойского возраста, выполняющих депрессионные морфоструктуры Хасанско-Тугурской зоны и вулкано-структур Западно-Сихотэ-Алинского (ЗСА) и Восточно-Сихотэ-Алинского (ВСА) вулканогенных поясов, указывает на наличие тесных связей между формированием терригенных и вулканогенных толщ.

Показано [14—17, 19, 28, 32, 34—37, 41], что разрезы имеют циклическое строение: в нижней части преобладают относительно грубообломочные терригенные и вулканогенно-терригенные отложения, формирующиеся в обстановке начала прогибания; средние части циклов сложены вулканитами основного, среднего и сложного состава, которым синхронны терригенные толщи, свидетельствующие о прогрессирующем прогибании; верхним частям циклов свойственны вулканиты кислого состава и терригенные породы, в целом более крупнозернистые, чем терригенные породы средних частей циклов; одновременно с формированием верхних частей циклов происходит уменьшение размеров площадей аккумуляции вплоть до появления перерывов в осадконакоплении и вулканической активности. Отмеченные пространственно-временные связи между вулканизмом, составом его продуктов и терригенной седиментацией позволяют использовать эти закономерности для корреляции событий как в пределах вулканогенных поясов, так и в зонах формирования депрессионных морфоструктур.

Большинство исследователей, занимавшихся корреляцией кайнозойских толщ Дальнего Востока, считали, что перерывы между циклами связаны с тектоническим покоем и формированием поверхностей выравнивания [14—17]. Однако последние данные [37] свидетельствуют о том, что поверхности выравнивания развиваются главным образом при растяжениях, рифтогенезе. Этот очень важный момент нами учитывался. Очевидно, угленакпление по времени совпадает не с эпохами макси-

мального перерыва, а с началом или завершением очередного этапа рифтогенеза.

С учетом данных о вулканизме, кайнозойские отложения в пределах ВСА и ЗСА вулканогенных поясов, а также Хасанско-Тугурской зоны депрессий, могут быть подразделены на четыре цикла: I — палеоцен — начало эоцена; II — эоцен — олигоцен; III — миоцен; IV — плиоцен — четвертичный. Все циклы построены довольно однотипно, имеющиеся различия могут рассматриваться как результаты проявлений цикличности более низких порядков. Каждый цикл может быть подразделен на три части: а) терригенную и вулканогенно-терригенную; б) вулканогенную (местами ей соответствуют терригенные породы); в) терригенную или вулканогенно-терригенную. Кислотность вулканитов возрастает вверх по разрезу.

Породы I цикла залегают повсеместно с размывом на более древних отложениях; начинается он пачкой терригенных и вулканогенно-терригенных пород (Ia), мощность непостоянна, местами эти породы отсутствуют. Средняя часть цикла (Iб) представлена вулканитами основного и среднего состава, которым иногда синхронны терригенные отложения различной зернистости. Верхней части цикла (Iв) свойственны вулканиты кислого, умеренно кислого и иногда среднего состава, сопровождаемые в ряде случаев туфогенными терригенными породами. Верхняя часть цикла обычно залегает (с размывом) на средней. Породы, соответствующие этому уровню, занимают меньшую площадь или могут отсутствовать полностью, что выражается в виде перерывов различной продолжительности. В пределах Хасанско-Тугурской зоны кайнозойских впадин времени формирования I цикла отвечает перерыв [32].

Цикл II по строению в общем напоминает предыдущий. Нижняя часть цикла (IIa) в существенно вулканогенных разрезах представлена слабо или отсутствует. Большую часть цикла в пределах ВСА и ЗСА вулканогенных поясов составляют вулканиты основного и среднего состава (IIб). Завершается цикл вулканогенно-терригенной толщей с линзами базальтов и андезитобазальтов. Терригенные породы, выполняющие депрессии Хасанско-Тугурской зоны, образуют один седиментогенный цикл, синхронный II вулканогенному (вулканогенно-терригенному циклу), о чем свидетельствуют вулканиты кузнецовской и зайсановской свит, приуроченные к нижней части разреза II цикла. Строение разрезов, входящих в седиментогенный цикл, указывает на то, что местами он может быть отнесен к циклам замкнутого типа.

Цикл III в пределах ВСА и ЗСА вулканогенных поясов начинается вулканогенно-терригенной пачкой (IIIa) или вулканитами основного и среднего состава (IIIб). Завершается цикл толщей (IIIв) разнообломочных терригенных пород, залегающей с размывом. В ряде мест времени образования верхней части цикла (IIIв) соответствует перерыв в осадконакоплении. Седиментогенный цикл Хасанско-Тугурской зоны может быть отнесен к замкнутому типу циклов, что особенно хорошо видно на примере Среднеамурской группы впадин. Иногда времени образования верхней части цикла (IIIв) соответствуют полные (Реттиховская впадина) или частичные (Хасанская группа впадин) перерывы.

Цикл IV в пределах вулканогенных поясов сложен базальтами и андезитобазальтами с синхронными им терригенными породами различной зернистости, замещающимися иногда во времени и пространстве терригенными толщами. На территории Хасанско-Тугурской зоны IV цикл устроен довольно просто. В его основании залегают грубообломочные породы нижней части суйфунской свиты (IVa), к которым в средней части примешивается то или иное количество базальтов и андезитобазальтов (IVб). Верхняя часть цикла (IVв), соответствующая началу четвертичного времени, представлена терригенными отложениями. Породы цикла залегают с размывом, а в некоторых местах он, видимо, не формировался.

Циклическое строение разрезов, слагающих кайнозойские вулканотектонические структуры ВСА и ЗСА вулканогенных поясов и тесно свя-

занной с ними Хасанско-Тугурской зоны впадин, позволяет указать на некоторые общие закономерности их развития. В каждом цикле намечаются три части, соответствующие различным условиям формирования пород. Нижние части циклов (Ia, IIa, IIIa и IVa), сложенные, как правило, терригенными и вулканогенно-терригенными породами, указывают на начало прогибания территории. В этот период, судя по всему, формируется основная часть угольных пластов. Для средних частей циклов (Iб, IIб, IIIб и IVб) характерно усиление темпа прогибания и возрастание интенсивности вулканической активности. В пределах некоторых частей вулканогенных поясов активный вулканизм проявляется практически в период формирования нижней части цикла, и тогда пачки терригенных пород маломощны или вообще отсутствуют. Первые и вторые части циклов, таким образом, отвечают их трансгрессивной фазе.

Строение разрезов верхних частей циклов (Iв, IIв, IIIв и IVв) свидетельствует об инверсии знака тектонических движений. Наличие вулканитов кислого и умеренно кислого состава, более грубообломочный состав синхронных им терригенных пород, частые перерывы или полное отсутствие пород свидетельствуют об общем воздымании территорий. Верхние части циклов, таким образом, соответствуют регрессивной фазе и отсутствуют в тех случаях, когда перерыв продолжителен.

Выявленная цикличность пространственно-временного плана показывает, что территории вулканогенных поясов в кайнозое начали вовлекаться в прогибание раньше территории Хасанско-Тугурской зоны. Так, например, I цикл характерен для ВСА и ЗСА вулканогенных поясов, а Хасанско-Тугурская зона в это время в прогибание не вовлекалась и являлась областью размыва и транзита. Времени формирования II цикла свойственно вовлечение в прогибание территорий, смежных с вулканогенными поясами. Этому периоду соответствуют наиболее мощные (от 350 до 1100 м) седиментогенные циклы и расширение площади территорий, занятых ими. В прогибание не вовлекалась лишь зона Ханкайского массива. Период формирования II цикла характеризуется максимальным расширением площади территорий, вовлеченных в прогибание, но мощности седиментогенных циклов несколько уменьшаются (150—700 м). В это же время в вулканогенных поясах намечается некоторое сокращение площади территории, выполненных породами III вулканогенного цикла. Наконец, при формировании IV цикла отмечается максимальное расширение площадей накопления, почти повсеместное формирование вулканогенно-седиментогенных циклов, уменьшение их мощностей (20—200 м).

Становится очевидным, что усиление вулканической активности ведет к возрастанию темпа нисходящих тектонических движений и вовлечению в них территорий, смежных с вулканогенными поясами, где формируются вулканогенно-седиментогенные (переходные) и седиментогенные циклы. Как зоны терригенной седиментации, так и зоны вулканической активности от цикла к циклу расширяются за счет вовлечения в прогибание территорий, расположенных на удалении от осевых частей структур. Для Хасанско-Тугурской зоны это выражается в «накатывании» волны седиментации и вулканизма с востока на запад, что особенно характерно для ханкайской и хасанской групп впадин. Так, вулканиты I цикла практически не выходят за пределы вулканогенных поясов. Во время формирования II цикла вулканическая деятельность была характерна и для депрессий, примыкающих к вулканогенным поясам. Во время формирования III и особенно IV циклов вулканическая активность распространяется местами на всю Хасанско-Тугурскую зону, выходя иногда за ее пределы. Выявленные общие закономерности могут быть использованы при корреляции разрезов отдельных впадин. Остановимся на некоторых спорных моментах корреляции.

В Хасанской зоне известна новопошетьская свита (конец палеоцена — начало эоцена), сложенная вулканитами кислого и умеренно кислого состава (абсолютный возраст 41—42 млн. лет). Эта свита, если следовать

решениям III Дальневосточного стратиграфического совещания [32], помещена в нижнюю часть II цикла. Однако кислый и умеренно кислый состав вулканитов свидетельствует о том, что они могут соответствовать регрессивной части I цикла, а не трансгрессивной части II. В связи с этим часть назимовской свиты, синхронная новопосыетским вулканитам, должна быть включена в верхнюю часть I цикла (Iв). Между I и II циклами здесь тогда может быть кратковременный перерыв, соответствующий началу эоцена. Отсюда следует, что возможно некоторое омоложение нижних частей разрезов Угловской, Арсеньевской, Бикинской и Эворон-Чукчагирской групп впадин.

Толще эффузивов кислого и умеренно кислого состава в Хасанской зоне, согласно утвержденным стратиграфическим схемам [32], синхронна глинисто-туффовая толща. Однако, гранулометрический состав пород, слагающих терригенную толщу, свидетельствует о том, что она принадлежит трансгрессивной части какого-то цикла, в то время как толща эффузивов должна относиться уже к регрессивной части цикла. В связи с этим можно усомниться в синхронности двух указанных толщ.

Серьезные сомнения вызывает отнесение нижней части павловской свиты (Ханкайский массив) к верхнему олигоцену. III цикл (нижний — средний миоцен) повсеместно залегает с размывом на II (олигоцен) цикле. Этот перерыв прослеживается даже в пределах Зейско-Буреинской и Ушумунской групп впадин. Строение нижней части разреза павловской свиты свидетельствует о трансгрессивном типе накопления. Учитывая эти обстоятельства, можно полагать, что начало формирования III цикла, куда входит павловская свита, относится к раннему миоцену, учитывая, что перерыв между образованием II и III циклов приходится на конец позднего олигоцена — начало раннего миоцена.

Если стать на официальную точку зрения, что прогибание территории Ханкайского массива имело место уже в конце позднего олигоцена [32], то следует, что здесь прогибание началось в то время, когда во всех остальных местах преобладали восходящие тектонические движения. Выше было показано, что очередные погружения и расширения площадей седиментации приходятся на ранний миоцен, а концу позднего олигоцена и самому началу миоцена были свойственны восходящие движения.

Сандуганская свита, сложенная вулканитами основного состава, помещена в верхней части III цикла и слои, венчающие ее разрез, считаются более молодыми, чем вулканиты кизинской свиты (нижний — средний миоцен). Есть основание полагать, что сандуганские базальты занимают несколько более низкий стратиграфический уровень, так как базальтоиды характерны для трансгрессивных частей циклов. В стратиграфической схеме они помещены частично на уровень регрессивной части III цикла (низы верхнего миоцена).

Несмотря на то что мнения относительно новопосыетской свиты, толщ кислых эффузивов, нижней части павловской свиты и сандуганских базальтоидов высказаны в форме предположения, они не противоречат идее о цикличном строении разрезов как вулканогенных, так и терригенных толщ кайнозойского возраста. Более того, они находят подтверждение и при анализе цикличности более высоких порядков, которая здесь не рассматривается. Наличие тесной связи между магматогенными купольными морфоструктурами и депрессионными морфоструктурами несомненно. Их формирование подчинено эндогенным режимам, сменяющимся в определенной последовательности и имеющим одинаковую общую направленность. Благодаря тому что явление цикличности свойственно одновременно и кайнозойским депрессиям, выполненным терригенными породами, и вулканогенным поясам, то отклонения от намеченной схемы носят местный характер и не должны входить в противоречие с общей тенденцией. Поэтому предложенные здесь уточнения по поводу стратиграфического положения некоторых свит и толщ (или их частей) по данным палеофлористики созвучны морфоструктурным построениям.

1. Аблаев А. Г. Позднемеловая флора Восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1974. 180 с.
2. Аблаев А. Г. Геология и история флор побережий Японского моря (в позднемеловое и третичное время). М.: Наука, 1978. 192 с.
3. Аблаев А. Г. Неогеновое угленакпление на территории Сихотэ-Алиня//Современные задачи палеонтологии и биостратиграфии в развитии минерально-сырьевой базы (Тез. докл. XXVI сессии ВПО.) Свердловск: Изд-во ВПО, 1980. С. 3—4.
4. Аблаев А. Г., Соломоновская В. П. К стратиграфии флороносных слоев Хасанского района Юго-Западного Приморья//Материалы по палеоботанике и стратиграфии континентальных отложений советского Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 5—15.
5. Ахметьев М. А. О климатических флюктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара (по палеоботаническим данным)//Палеонтология. Морская геология. (Междунар. геол. конгр. 22-я сессия. Докл. сов. геологов.) М.: Наука, 1976. С. 138—146.
6. Ахметьев М. А. К итогам III Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания (секция палеогена и неогена)//Стратиграфия и флора неогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. С. 5—7.
7. Ахметьев М. А., Братцева Г. М., Климова Р. С. О возрастных аналогах энгельгардиевых слоев Корей в Приморье//Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 1. С. 167—170.
8. Ахметьев М. А., Братцева Г. М., Синельникова В. Н., Челебаева А. И. Климатический оптимум в неогене Камчатки//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 70—78.
9. Байковская Т. Н. Верхнемиоценовая флора Южного Приморья. Л.: Наука, 1974. 142 с.
10. Баскакова Л. А., Громова Н. С. Фитостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья//Сов. геология. 1982. № 11. С. 68—78.
11. Бетехтина О. А. Биостратиграфия и палеогеография карбона и ранней перми Ангарида по неморским двусторкам: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1978. 51 с.
12. Бискэ С. Ф. Климаты палеогена северо-востока Сибири//Геология и геофизика. 1981. № 1. С. 20—27.
13. Болотникова М. Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. М.: Наука, 1979. 196 с.
14. Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
15. Варнавский В. Г. Геология и полезные ископаемые кайнозойских осадочных бассейнов юга материковой части Дальнего Востока: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Хабаровск: Ин-т тектоники и геофизики, 1981. 54 с.
16. Варнавский В. Г. Закономерности размещения угленосности кайнозойских внутри-материковых осадочных бассейнов (на примере Приамурья и Приморья)//Тез. докл. 27-й сессии Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 9. Ч. 2. С. 321—322.
17. Власов Г. М. О цикличности вулканических процессов//Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука. 1967.
18. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения/Под ред. Щеглова А. Д. М.: Наука, 1984. 504 с.
19. Геология СССР. Приморский край. Ч. 1. Т. 32. М.: Недра, 1969. 695 с.
20. Гольберт А. В. Климаты юры, мела и палеогена Сибири и их роль в литогенезе//Тез. докл. 27-й сессии Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 63—64.
21. Громов Ю. Я., Громова Н. С. Некоторые закономерности изменения разрезов угленосных отложений палеогена и неогена на западном склоне Сихотэ-Алиня//Угленосные формации некоторых регионов СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 487—495.
22. Жуков О. В. Закономерности пространственного размещения сверхмощных залежей на Урале//Тез. докл. 27-й сессии Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 9. Ч. 2. С. 326 с.
23. Кошман М. М. Третичная флора Бикинского бурогоугольного месторождения//Ботан. журн. 1964. № 2. С. 265—271.
24. Крапивенцева В. В. Угли Среднеамурской и Бикинской впадин. М.: Наука, 1972. 134 с.
25. Кристофович А. Н. О третичной флоре бухты Посыет, собранной Э. Э. Анертом в 1919 г.//Материалы по геол. и полезн. ископаемым Дальнего Востока. 1921. № 11. С. 1—28.
26. Максимов Н. М. Вопросы глобального, регионального, локального тектогенеза в угольной геологии//Тез. докл. 27-й сессии Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 9. Ч. 2. С. 307 с.
27. Миронов К. В. Геологические основы разведки угольных месторождений. М.: Недра, 1973. 316 с.
28. Олейников А. В. Эволюция кайнозойского вулканизма Приморья//Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский: Обл. изд-во, 1974. С. 79.
29. Подольна В. И. Закономерности размещения угольных бассейнов и месторождений Тихоокеанского подвижного пояса на территории СССР//Тез. докл. 27-й сессии Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 9. Ч. 2. С. 313—314.

30. Попова С. М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1981. 188 с.
31. Практическая стратиграфия. Разработка стратиграфической базы крупномасштабных геологосъемочных работ. Л.: Недра, 1984. 320 с.
32. Решения III межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока. Владивосток, 1978 г. (Объяснит. записка к стратиграф. схемам...). Магадан: Изд-во МСК СССР, 1982. 183 с.
33. Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 272 с.
34. Рыбалко В. И. Этапы развития орогенных вулканических поясов//Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский: Обл. изд-во, 1974. С. 61—62.
35. Тащи С. М. Палеоморфологические реконструкции в областях орогенного вулканизма//Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 43—55.
36. Тащи С. М. Пермские геолого-геоморфологические вулканические системы Приморья//Морфоструктуры и палеогеография. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 16—30.
37. Тащи С. М. Связь рифтогенных морфоструктур с морфоструктурами центрального типа//Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 23—40.
38. Ульмясбаев Ш. Г. Новые сведения о тектонической структуре Нижнебикинского бурогоугольного месторождения//II Дальневосточная геологическая конференция геологов-угольщиков. Артем, Приморский край: Приморское краевое НТО (горное), 1974. С. 14—16.
39. Устиновский Ю. Б., Хан Дон Сик, Болотникова М. Д. и др. Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений//Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966. С. 162—261.
40. Фотьянова Л. И. Позднеэоценовая предтургайская флора Древней Берингии//Ботан. журн. 1984. № 4. С. 425—436.
41. Худяков Г. И., Денисов Е. П., Короткий А. М. и др. Юг Дальнего Востока//История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.
42. Hably L. Climatic changes in the area of central Paratethys during the Tertiary (based on the macroflora)//Studia Botan. Hungarica. 1979. V. 13. P. 39—46.
43. Huzioka K. The Tertiary floras of Korea//J. Min. Col. Akita Univ. Ser. A. 1972. V. 5. № 1. P. 1—83.
44. Oishi S. On the genus Engelhardtia and its occurrence in the Paleogene of Korea//J. Geol. Soc. Japan. 1936. V. 43. № 508. P. 56—59.
45. Shackleton N. J., Kennett J. P. Later Cenozoic oxygen and carbon isotopic change at DSDP (Deep-Sea Drilling Project), site 284; implications for glacial history of the northern hemisphere and Antarctica//Initial Reports DSDP. Wash. 1975. V. 29. P. 801—807.
46. Tanai T., Huzioka K. Climatic implication of Tertiary floras in Japan//Tertiary correlation and climatic changes in the Pacific. The Pacific Sci. Congr. Tokyo, 1966. Symposium № 25. Tokyo, 1967. P. 89—94.
47. Tanai T., Uemura K. Engelhardtia fruits from the Tertiary of Japan//J. Fac. Sci. Hokk. Univ. Ser. 4. 1983. V. 20. № 2—3. P. 249—260.
48. Wahrhaftig C., Wolfe J. A., Leopold E. B., Lanphere M. A. The coal-bearing group in the Nenana coal field, Alaska//Contributions stratigraphy Geol. Surv. Bull. 1969. V. 1274-D. P. D1—D30.
49. Wolfe J. A., Hopkins D. M. Climatic changes recorded by Tertiary land floras in Northwestern North America//Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific. The 11-th Pacific Sci. Congr. Tokyo, 1966. Symposium № 25. Tokyo, 1967. P. 67—76.

Тихоокеанский институт
географии ДВНЦ АН СССР, Владивосток

Поступила в редакцию
7.VIII.1986

УДК 552.14+552.16

**К ПРОБЛЕМАМ КАТАГЕНЕЗА, МЕТАГЕНЕЗА
И МЕТАМОРФИЗМА В БАСЕЙНАХ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ
МИОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ**

ЯПАСКУРТ О. В.

В статье рассматриваются пути разработки проблем реконструкции процессов породообразования в осложненных складчатостью осадочных бассейнах миогеосинклинального типа. Рекомендуются методические приемы, в основе которых должен быть генетический подход к познанию изначальных особенностей седиментогенеза, оказывающих определенное влияние на направленность постседиментационных преобразований. Затрагивается также весьма актуальная проблема соотношений катагенеза с метагенезом и метаморфизмом. Теоретические положения раскрываются на примерах новейших данных по итогам исследований автора литологии верхоянского комплекса и анализа многочисленных литературных источников.

В современной литологии ведущим направлением исследований независимо от аспектов их проведения является генетическое [26]. Изучение постседиментационных преобразований осадочных пород также требует генетической основы. Для понимания сущности обусловивших эти преобразования процессов, недоступных непосредственным наблюдениям, нельзя использовать метод актуализма и необходимо обращение к иным методическим принципам. Особо сложными объектами, нуждающимися в специфичных подходах, являются бассейны породообразования в тектонически подвижных миогеосинклинальных областях, превращенных в складчатые области. Изучая их, приходится сталкиваться с рядом проблем, таких, как влияние экзогенных (фациально-ландшафтных) условий седиментогенеза, а также многих эндогенных факторов на литогенез (диагенез и последующие преобразования пород), взаимоотношение катагенеза осадочных пород с их метаморфизмом и др. Первая из упомянутых проблем и пути ее решения рассматривались в работе [35] на примерах изучения литологии верхоянского складчатого миогеосинклинального комплекса мезозойд Северо-Востока СССР. Поэтому охарактеризуем ее вкратце и сосредоточим основное внимание на реконструкциях процессов катагенеза и послекатагенетических стадий литогенеза. Вполне однозначно расшифровать эти многофакторные процессы пока не удастся. Но можно объяснить их механизм на основе новейших теоретических разработок по геоминералогии [11, 12, 31 и др.] и гидрохимии литогенеза [13, 27, 28 и др.], выполняя их на генетической основе, полученной путем предварительного детального литолого-фациального и формационного анализов исследуемых объектов [24—26]. Применительно к сложно дислоцированным образованиям рекомендуется синтез данных стадийного анализа постседиментационных новообразований на разных уровнях организации вещества (минеральном, фациальном и формационном) и историко-геологический анализ формирования зональности литогенеза на доскладчатых этапах эволюции породного бассейна [34].

**КРАТКИЙ ОБЗОР УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА
ВЕРХОЯНСКОГО КОМПЛЕКСА (ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ)**

Верхоянский комплекс отложений позднего палеозоя, триаса, юры и раннего мела слагает мощную (>20 км) линзу дислоцированных терригенных пород, расположенную в основном между правобережьями рек Лена, Алдан и Яна. Его можно расчленить в свою очередь на три под-

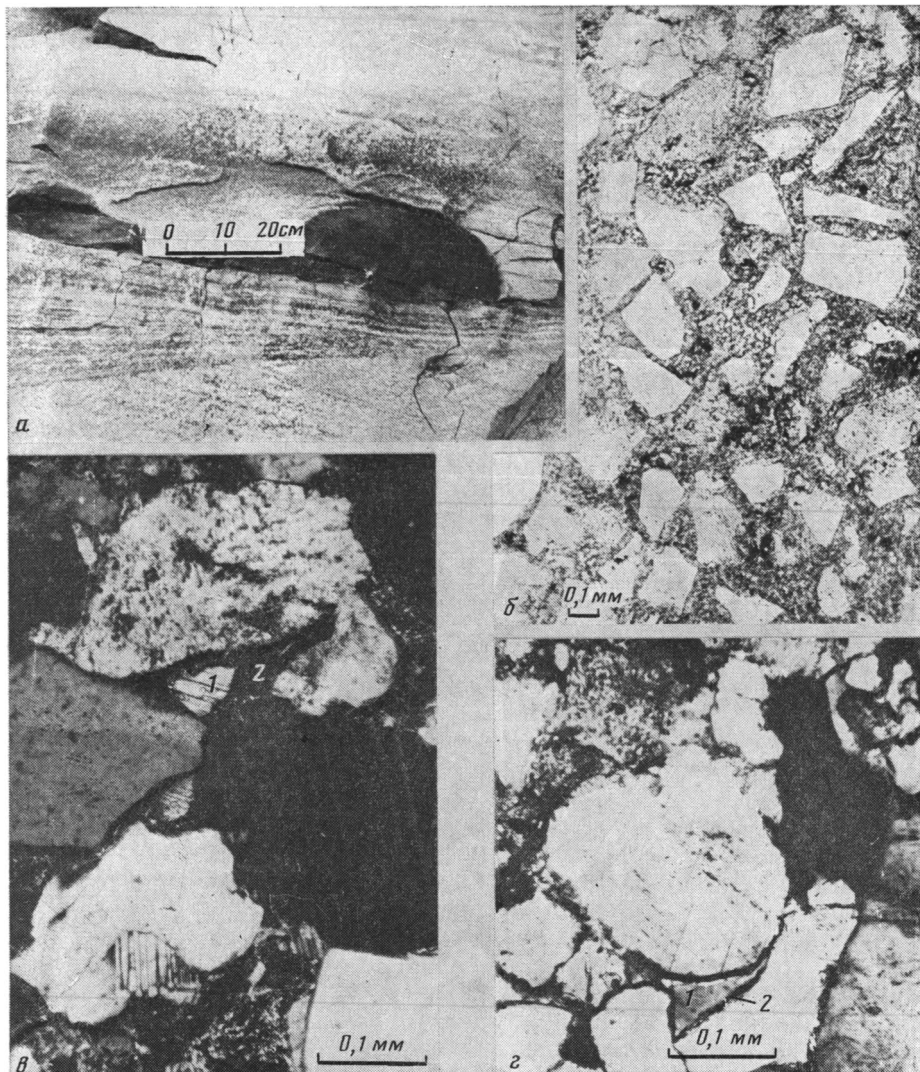
комплекса фаций, каждый из которых приурочен к вполне определенной палеотектонической структуре (или ее части) и отражает определенную стадию геотектонического развития, т. е. соответствует генетически обусловленному телу — формации [25]. Таким образом, выделяются следующие формации: позднепалеозойская долинно-веерной системы конусов выноса склона котловинного морского бассейна Палеоверхоянского миогеосинклинального прогиба (Ф-1); раннемезозойская умеренно-глубоководных образований морского окраинно-континентального бассейна Палеоверхояно-Индигирского прогиба (Ф-2) и позднеюрско-раннемеловая угленосная аллювиально-дельтовая Приверхоянского прогиба (Ф-3). Каждая из них объединяет по два трансгрессивно-регрессивных макроцикла закономерно сменяющихся фаций, или по две подформации. В соответствии с меняющимися количественными соотношениями между фациями каждая подформация расчленяется по латерали на градации. Анализ их строения и взаимоотношений [34, 35] показал, что в периоды накопления осадков Ф-1 и Ф-2 на приплатформенных (западных и юго-западных) окраинах миогеосинклинальной палеоструктуры преобладали фации речных выносов в море или открытого подвижного мелководья, тогда как в северо-восточных грациях — отложения относительно удаленных от побережья участков морского дна: турбидитов, подводно-оползневых накоплений, песчаных зерновых потоков, а также насыщенных $S_{орг}$ и пиритом алевро-пелитовых образований окраин конусов выноса и западин. В результате периодических смен регрессий и трансгрессий границы этих фаций смещались попеременно то в восточном, то в западном направлениях, но общая картина их соотношений принципиально не менялась до среднеюрской эпохи. Морской бассейн котловинного типа заполнялся лавинными темпами (от 24 до 240 мм в 1000 лет, по [1]) за счет наносов авандельт и перераспределения этого вещества вглубь автокинетическими потоками, формировавшими системы долинно-веерных конусов-фанов в мелководных или умеренно-глубоководных (не глубже 0,5—1,5 км) обстановках. Большая часть терригенного материала поставлялась туда не из внутренних поднятий, или кордильер (хотя отдельные острова могли временами возникать в конце пермского, начале триасового и юрском периодах), а была привнесена в основном двумя крупными реками из юго-восточных, северо-западных окраин Сибирской платформы и периодически воздымавшихся гор на месте теперешних Станового, Алданского нагорьев, Джугджура, Сетте-Дабана и части Южного Таймыра. В юрском периоде, во время позднемезозойской регенерации земной коры северо-восточной части Азии [17], наметился распад этого бассейна седиментации на изолированные бассейны. Тогда же усилились, начавшиеся еще в триасе, процессы глубинной термальной активации, с зарождением на границе осадочного чехла и консолидированной коры анатектической магмы [20], внедрявшейся небольшими порциями по разломам вплоть до кайнозоя. В позднеюрской и раннемеловой эпохах произошло обособление краевых бассейнов — Приверхоянского и Лено-Анабарского, которые, как обоснованно доказано В. М. Лазуркиным (в 1948 г.) и В. А. Виноградовым (в 1970 г.), не были компенсационными впадинами перед складчатым Верхоянским мегантиклинорием, поскольку последний стал возвышенностью значительно позднее завершающего этапа мезозойской складчатости [34].

В длительно эволюционировавшем гигантском бассейне породообразования, на этапах его погружений и тектонических перестроек, формировалась сложная зональность глубинно-катагенетических преобразований пород, локально усиленных раннеметаморфическими изменениями. Эта зональность, еще в 50-х годах обнаруженная на участке Западного Верхоянья [10], подтверждена нашими работами во всем регионе и детализирована. Выяснилось, что несмотря на быстрое погружение осадков в миогеосинклинальной обстановке специфика преобразований разных генетических типов отложений нивелируется не полностью [35]. Самая полная информация о стадийности процессов литогенеза заключена в индикаторных минералах и структурах песчаников, сформированных за

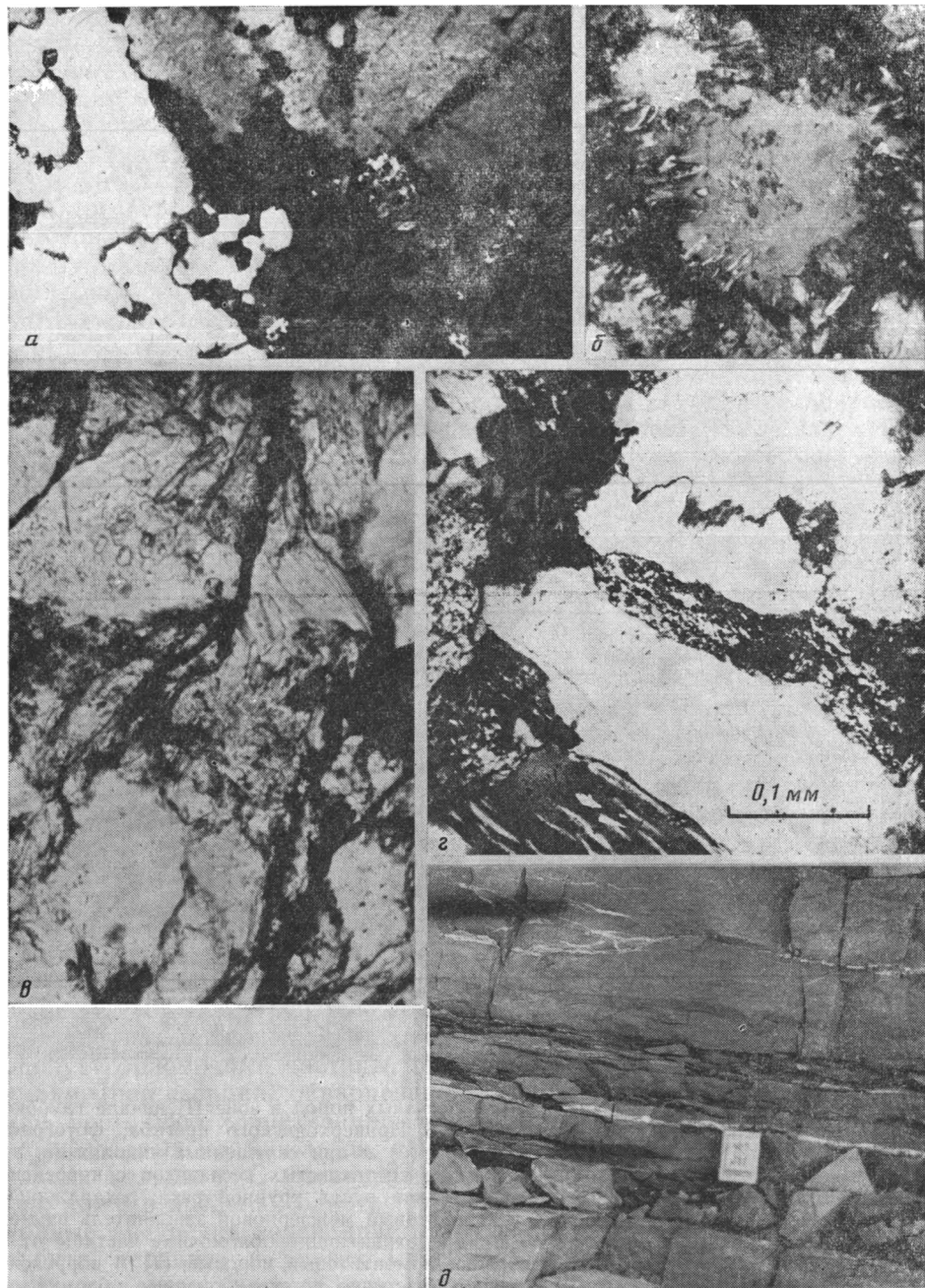
счет хорошо отсортированных, отмытых от глинистой фракции песчаных осадков фаций: 1) зерновых потоков близ склонов котловин морского бассейна; 2) образований сильно подвижного морского мелководья (кос, пересыпей, баров и др.); 3) дельтовых конусов и руслового аллювия. Так как перечисленные фации находятся практически во всех градациях миогеосинклинальных и смежных с ними окраинно-платформенных формаций, они служат удобными объектами для корреляции общерегиональной литогенетической зональности¹. Таким образом выделено девять зон последовательно усиливавшихся преобразований: I — слабо измененного глинистого вещества и ненарушенных седиментогенных структур (подстадия слабого, начального катагенеза); II — преимущественно хлоритового пленочного и кремнистого порового цементов и начала регенерации обломков (умеренного катагенеза); III — преимущественно хлорит-кварцевого пленочно-порового цемента и частых конформных структур (массовое развитие структур гравитационной коррозии — один из признаков начала подстадии глубокого, или позднего катагенеза); IV — кварцевого цемента типа «припая», частых конформных и редких инкорпорационных структур; V — господствующих конформно-инкорпорационных структур совместно с регенерационными кварцевым или полевошпатовым цемен-тами; VI — бластических структур на конформно-инкорпорационных контактах кварцевых обломков (начало метагенеза); VII — структур дифференциального скольжения, шиповидных новообразований серицитоподобной гидрослюдь, кварца или альбита (метагенез и начальный метаморфизм); VIII — массовых бластических, шиповидных структур и сегрегационных тектур, с метаморфогенным мусковитом, кварцем, альбитом; IX — метаморфогенного биотита в метапесчаниках и кварцево-слюдяных бластопсаммитовых сланцах (метаморфизм преимущественно зелено-сланцевой стадии). Из их числа породам миогеосинклинальных формаций свойственны признаки в основном V—VII или последующих зон, реже (в формации Ф-3) — III и IV зон. Продукты более ранних этапов литогенеза находятся в реликтах, поскольку внутри каждой такой зоны преобразования разнотипных пород анизотропны. Например, известковистые песчаники (с базальными или поровым кальцитовым цементом ранней генерации), почти не меняясь, практически одинаково выглядят во всех перечисленных выше зонах. У них седиментогенная структура остается как бы законсервированной карбонатным заполнителем, мозаично-гранобластовая структура которого свидетельствует о его постседиментационном происхождении (фиг. 1, а, б). Кальцит только слегка корродирует обломочные частицы, препятствуя их дальнейшим преобразованиям (регенерации, окварцеванию, альбитизации и др.), исключая лишь частичную хлоритизацию терригенных биотитов и гидрослюдизацию некоторых плагиоклазов, начавшуюся, очевидно, до этапа кристаллизации кальцита. С уменьшением же количества карбонатного вещества, даже в пределах одного пласта, сразу же появляются инкорпорационные внедрения зерен друг в друга, наросты аутигенного кварца, альбита, серицита и других минералов. Следовательно, кальцит кристаллизовался в бывших открытых порах, обусловив затвердевание породы еще до стадии формирования глубинно-катагенетических минеральных парагенезов. Такого типа песчаники встречаются обычно на контакте с более или менее мощными пачками алевроито-глинистых пород, а чаще всего — в маломощных прослоях внутри этих пачек. Формирование их объяснимо дегазацией выжатых из глин насыщенных CO_2 флюидов, т. е. элизионными [28] процессами. Но такие образования в верхоянском комплексе играют подчиненную роль.

В преобладающих бескарбонатных песчаниках (особенно внутри мощных пачек этих пород) на характер постседиментационного перерожде-

¹ Остальные породы, исследуемые в едином комплексе, в данной статье не характеризуются.



Фиг. 1. Некоторые разновидности цемента песчаных пород в зоне III начала глубокого катагенеза позднемезозойской формации Ф-3 Приверхоянского прогиба; фотографии обнажения (а) и шлифов без анализатора (б) и при скрещенных николях (в, г) а — известковые конкреции (темные) в пачке косослоистых песчаников с корренсито-цеолитовым цементом (фашия песчаных осадков русла крупной реки; джарджанская свита, аптский ярус; р. Менкере); б — кальцитовый межзерновой заполнитель раннекатагенетической конкреции (см. фиг. 1, а), предохраняющий обломочные частицы от последующей регенерации; в — вне конкреции ломонитовый поровый (1) и корренситовый пленочный (2) цементы, окаймляющие частично регенерированные обломки плагиоклазов и кварца; г — кварцевый поровый (1) и хлоритовый пленочный (2) цементы в кварцевом мезомиктовом песчанике (фашия алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы в кюсурской угленосной свите, готеривский ярус; левобережье р. Лены близ с. Кюсюр)

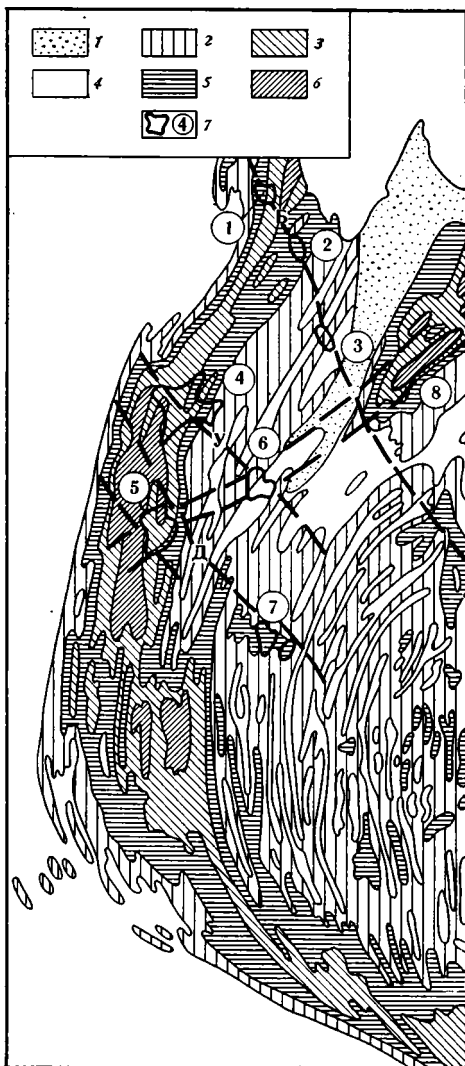


Фиг. 2. Новообразования зоны метагенеза в песчаниках формаций Ф-1 и Ф-2; фотографии шлифов при скрещенных николях (а, б, г) и без анализатора (в), а также обнажения (д); масштаб всех микрофотографий указан на фиг. 2, г

а — рекристаллизационно-грануляционный бластез на контактах вдавленных друг в друга обломков кварца; б — шиповидные структуры вrastания чешуй серицита в края регенерированных обломков кварца и полевого шпата (сетачанская свита, средний карбон; Орулганский хребет); в — структуры дифференциального скольжения в метапесчанике VII зоны (там же); г — результат растворения под давлением (микростилолитовые швы) и регенерация кварцевых зерен (оленекский ярус нижнего триаса, Бытантайское поднятие); д — прожилки кварца в том же песчанике

ния определенно повлияли не только текстурно-структурные особенности исходного осадка, но и состав кластогенных компонентов (см. рис. 1, а, з). Последнее отчетливо заметно при сравнении песчаников из разных формаций. Так, в формациях Ф-1 и Ф-2 преобладают грауваки — кварцево-полевошпатовые, полевошпато-кварцевые и кварцевые; реже (главным образом в Ф-2) находятся граувакковые аркозы и лишь на некоторых стратиграфических уровнях карбона, среднего — верхнего триаса и нижней юры к низам отдельных трансгрессивных мезоциклов осадконакопления приурочены мезомиктовые кварцевые песчаники, которые при переходе вкост простираения тектонических структур к окраинно-платформенным формациям замещаются там пачками олигомиктовых кремнекласитов-кварцевых пород (по терминологии В. Д. Шутова [30]). Большинству перечисленных разностей свойственны кварцево-хлорито-гидрослюдистые новообразованные агрегаты (фиг. 2). Но количественные соотношения между упомянутыми выше минералами и типоморфные особенности их в каждом конкретном случае варьируют в зависимости от количественных соотношений между терригенным кварцем и литокластами, а также состава самих литокласт. Совершенно иные (качественно новые) комплексы аутигенных минералов появляются там, где набор породообразующих компонентов существенно изменился, как, например, в относимых к своеобразной группе «средних аркоз» (название, предложенное А. Г. Коссовской) песчаниках нижнего мела Ф-3 Приверхоянского прогиба (см. фиг. 1, а, в). К моменту их накопления в конце миогеосинклинальной стадии произошло перераспределение питающих провинций седиментационного бассейна. Осадки Ф-3 возникли в результате размыва главным образом диафоритов докембрия и раннемезозойских гранодиоритов и тоналитов Алдано-Становой области [10, 34], вследствие чего их терригенные компоненты состоят в основном из плагиоклазов олиоклаз-андезиновой ряда, реже из калишпатов, кварца, со значительной примесью биотита, мусковита, а также большого количества акцессорных фемических минералов. Аналогичные парагенезы известны [41, 42 и др.] в породах позднемеловых бассейнов Британской Колумбии (острова Ванкувер и Гульф), а также палеоценовых и эоценовых бассейнов Калифорнии (Западная Олимпия и горы Св. Инессы), примыкавших к более древним массивам гранодиоритов. Среди аутигенных минералов в цементе таких песчаников наиболее типичны цеолиты (преимущественно ломонтит) в парагенезе с корренситом и сфеном. Главными источниками вещества, необходимого для их формирования, здесь могли быть терригенные минералы, содержащие кальций (средние плагиоклазы, эпидоты, роговые обманки и гранаты, а для корренсита и сфена — биотиты и др.). Это подтверждают стадийные исследования, в частности наблюдения псевдоморфоз ломонтита по названным выше минералам в шлифах песчаников с типоморфными признаками начала стадии глубокого катагенеза. Перед стадией метагенеза (зона V) ломонтит замещается эпидотом и кальцитом поздней генерации одновременно с ростом относительного содержания аутигенного кварца и (за счет плагиоклазов) альбита. Причем везде ломонтит (или продукты его замещения) среди пород Ф-3 концентрируется только в песчаниках из фациальных типов отложений дельтовых субаэральных конусов и руслового аллювия крупной реки (см. фиг. 1, а, в), вероятнее всего, потому, что благоприятная для генезиса цеолитов слабовосстановительная и нейтральная либо щелочная среда была при катагенетических процессах унаследована от такой же химической среды иловых растворов в осадках данных фаций.

Таким образом, опосредствованно, через петрофонд формаций на процессы постседиментационного минералообразования совместно влияли многие факторы седиментогенеза. Это прежде всего конседиментационный тектонический режим, обусловивший местоположение, размер, рельеф и в конечном счете состав эродируемого субстрата, а также фациальные и климатические обстановки седиментации. Признаки влияния последних на породообразование в бассейнах миогеосинклиналей наи-



Фиг. 3. Соотношения ареалов метаморфизованных пород [36, 37] с составленной Г. С. Гусевым [7] схемой эродированных мощностей в Верхояно-Колымской складчатой системе

1 — площади, перекрытые кайнозойскими отложениями; 2—6 — мощности эродированных после мезозойской складчатости отложений, км: (2—2, 3—от 2 до 4, 4—от 4 до 6, 5—от 6 до 8, 6—более 8); 7 — контуры ареалов метаморфизма и их номера (1 и 2 — верховья бассейна р. Хараулах, породы P_1-P_2 ; 3 — р. Арага-Юрях, P_2-T_2 ; 4 — р. Улахан-Унгуохтах, C_2-3 ; 5 — реки Абылчан, Ньолон, Сыпча, C_2-P_1 ; 6 — р. Бухурук, T_2 ; 7 — р. Бетюген, P_1-P_2 ; 8 — хр. Кулар, P_2); пунктирными линиями обозначены зоны некоторых региональных разломов (Б — Богучанского, У — Унгуохтаского, Д — Джарджанского и др.)

более камуфлированы, но и они поддаются расшифровке. Выше упоминалось об уровнях появления в верхоянском комплексе насыщенных кварцем песчаников в низах отдельных трансгрессивных циклов седиментации. По времени они в большинстве случаев совпадали с эпохами, когда, судя по палеофлористическим и общегеологическим данным, были условия жаркого гумидного климата. Активизация химического выветривания в эти эпохи, несомненно, благоприятствовала возникновению минералогически зрелого терригенного материала. Однако частые периодические активизации тектонических движений и вызванные ими интенсивные темпы эрозии субстрата препятствовали завершенности процессов созревания вещества в осадках. Тем не менее в конце отдельных регрессивных этапов седиментации, при временных ослаблениях тектонической активности, в питающих провинциях могли возникать коры выветривания, последующий размыв которых порождал специфические терригенные минеральные парагенезы — апосапрогенные, согласно классификации В. Д. Шутова [31]. Развивая его концепцию, можно подчеркнуть, что своеобразие этих парагенезов в породах миогеосинклинальных формаций полностью не утрачивается даже после завершения стадий глубокого ката- и метагенеза. Песчаникам с апосапрогенными парагенезами в зонах VI—VII свойственно господство в составе цемента регенерационного кварца (двух и более генераций), сильное окварцевание обломков полевых шпатов и сплошное развитие на контактах терригенных зерен структур рекристаллизационного или рекристаллизационно-грануляционного бласта (см. фиг. 2, а). Всем прочим, более полимиктовым песчаникам присущи метagenетические преобразования иного вида: межзерновые грано-

лепидобластовые кварцево-хлорито-слюдяные агрегаты, которые препятствуют широкому распространению регенерационных цемента и рекристаллизационно-бластических структур, вместо которых здесь развиты «шиповидные» или «бородатые» структуры вставания слюды в сильнокорродированные края терригенных частиц (см. фиг. 2, б).

Повторения в разрезах сходных между собой парагенетических минеральных ассоциаций создают благоприятные условия для региональной корреляции постседиментационных преобразований пород разного состава на уровнях формаций и подформаций, что дало основание для приведенных ниже выводов.

В возникшей на месте миогеосинклинали складчатой области степень интенсивности конечных преобразований пород обусловлена не столько глубинами их погружения в доскладчатом бассейне, сколько процессами термальной активизации недр и тектонических дислокаций. Максимально глубокие послекатагенетические преобразования верхоянского комплекса развиты преимущественно вдоль тектонически ослабленных участков пересечения глубинных диагональных разломов близ локальных минимумов гравитационного поля, т. е. над вероятными очагами поздне-мезозойской гранитизации фундамента бассейна [36, 37]. Ареалы зон метаморфизма имеют в плане пятнистые контуры и пересекают стратиграфические границы, так что максимальные изменения IX зоны с метаморфогенным биотитом, ставролитом и гранатом бывают присущи не только самым древним породам карбона, но и нижней, верхней перми, а местами (на реках Алтан и Бухурук) — породам среднего триаса. Положение их в современной структуре никак не связано с колебаниями мощностей вышележащих отложений (фиг. 3). Наряду с этими ареалами существуют гораздо более обширные площади, на которых породы карбона и перми в самых низах верхоянского комплекса не метаморфизованы — их преобразования наращиваются вниз по разрезу очень постепенно и не выходят за пределы зон VI—VII (например, в осевой части Куранахского антиклинория, на р. Дянышке или в Хараулахском антиклинории, вблизи низовьев р. Лены). Это свидетельствует о наложенном характере метаморфических изменений, которые представляют собой образования термальных куполов, приуроченных к участкам интенсивной трещиноватости пород близ разломов с раздвиговой составляющей, т. е. к тектоническим структурам, благоприятным для миграции флюидов — важнейшего фактора теплопереноса.

Следовательно, в условиях миогеосинклинального тектонического режима бассейнам породообразования свойственны два способа осуществления литогенетических преобразований: первый приводит к наращиванию структурно-минеральных изменений в породах в результате их погружения и нарастания литостатических давлений и температур, а второй порождает локально наложенные изменения динамотермальной природы на этапах тектонических активизаций и дислокаций. Оба они тесно взаимосвязаны пространственно и, по-видимому, генетически, представляя собой элементы единой флюидно-породной системы, развивавшейся непрерывно-прерывисто. Поясним это ниже.

РЕКОНСТРУКЦИЯ МЕХАНИЗМА РАЗНОТИПНЫХ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБСТАНОВКАХ

Литогенетические преобразования, вызванные погружениями пород, камуфлированы наложенными на них метагенетическими изменениями в складчатой области. Тем не менее сохраняются некоторые признаки изначального проявления катагенеза элизионного типа, согласно определению данного понятия, введенного В. Н. Холодовым [27]. Сущность его состоит в том, что активной силой, влияющей на состав газов и вод при катагенезе, служат глинистые толщи. По мере их интенсивного погружения осуществляются физико-химические процессы, приводящие к накоплению газоводных флюидов. Флюиды отжимаются из глин в пласты песчаных пород, способствуя аутигенному минералообразованию. Большое значение, например, имеет миграция углекисло-сероводородных вод на глубине до 2 км, способствующая кристаллизации в межзерновых промежуточных раннекатагенетического кальцита. Затем на глубинах порядка 3—4 км важнейшую роль играет дегидратация в результате

трансформаций монтмориллонита в гидрослюда и привнос в пласты-коллекторы вместе с водой растворенных в ней веществ, прежде всего выделившегося в результате формирования хлоритов избытка SiO_2 . Кристаллизация последнего могла породить мозаично-регенерационные структуры, свойственные в зонах III—V многим песчаникам, которые по тем или иным причинам не были карбонатизированы на более ранних стадиях катагенеза. Подробности механизма этих и сопутствующих им процессов обстоятельно проанализированы в работах [27, 28]. Добавим, что на развитие таких процессов несомненно влияют особенности строения конкретных миогеосинклинальных формаций, прежде всего количественные соотношения между глинистыми и алевроито-песчаными отложениями и их исходный состав. Вероятно, по этим причинам несколько своеобразно осуществлялся катагенез в формациях верхоянского комплекса, что объяснимо их значительно большей песчанностью по сравнению с существенно глинистыми формациями Восточного Предкавказья, на примере которых В. Н. Холодовым были раскрыты типоморфные признаки элизионных процессов. При типично элизионном катагенезе роль песчаных пород относительно пассивна, тогда как в верхоянском комплексе пассивна лишь небольшая часть песчаников — из конкреционных линз и маломощных прослоев, т. е. тех, которые были карбонатизированы в начале стадии катагенеза. Большинство же других, как было показано выше, активно влияет на возникновение тех или иных парагенетических ассоциаций минералов в цементе в зависимости от состава их кластогенных компонентов. Например, если источником SiO_2 были бы процессы трансформаций только глинистых минералов, то тогда не обнаруживалось бы прямой зависимости между количеством терригенного и аутигенного регенерационного кварца в породах каждой из рассмотренных выше формаций. Кроме того, широкое развитие в зонах III—VII структур гравитационной коррозии обломков кварца и каркасных силикатов (см. фиг. 1, *г* и 2, *а, г*) свидетельствуют о том, что гигантские количества SiO_2 , как и других веществ, выделившихся в результате внутрислойного растворения минералов, перераспределялись внутри самих песчаных пластов. Флюиды из глинистых образователей могли при этом играть важную роль растворителя и переносчика вещества, т. е. катализатора интенсивности катагенетических процессов. Отсюда следует, что своеобразие литогенетической зональности в рассмотренном объекте исследований не находится в противоречии с принципиальной схемой элизионного катагенеза. Поскольку в верхоянском комплексе не менее 1/3 общего разреза приходится на долю песчаников и еще больше — на долю алевролитов, их значение для процессов аутигенного минералообразования становится равнозначным роли глинистых пород.

Дальнейший ход развития осадочных бассейнов на этапах максимального погружения и дислокаций приводит к таким напряженным термобарическим обстановкам, при которых литогенетические процессы начинают определяться качественно иными условиями. Уплотнение пород практически достигает своего предела, система взаимосвязанных пор в них исчезает и начинается господство химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии, в том числе активизируется диффузия ионов к границам этих частиц. Возникают принципиально новые структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза зоны VI, а также структуры дифференциального скольжения зоны VII в виде линзовидных микроблоков из крепко спаянных между собой обломков и косонаправленных к краям этим микроблоков вростков серицитоподобной гидрослуды политипа $2M_1$ (см. фиг. 2, *б, в*). Эти новообразования означают, что элизионные процессы сменились принципиально иными реакциями между минеральными частицами: диффузионно-метасоматическими, а при достаточно высокой термальной активации — рекристаллизационно-бластическими. «При этом слабопроницаемые блоки пород служат своего рода реакторами, где происходит дегидратация в процессе метаморфизма или катагенеза. Ограничивающие эти блоки разломы или системы трещин являются коллекторами, по которым транспортируется

выделенная вода» [13, с. 33]. Вынос такой водой части кремнезема, вероятно, обусловил массовое развитие множества жилок альпийского типа кварца, свойственных VII—VIII зонам преобразования формаций Ф-1 и Ф-2 (см. фиг. 2, *г, д*). Вместе с кремнеземом могли перемещаться и рудные компоненты, о чем свидетельствует явная корреляционная зависимость между локализацией рудопроявлений и площадями развития упомянутых зон, показанная в работе В. С. Андреева [1].

Эволюция литогенетической зональности в пространстве и времени во многом обусловлена сменами закрытых и открытых гидрохимических систем. Первая из них в период быстрого погружения миогеосинклинальных образований объясняет сохранность раннекатагенетического карбонатного цемента в песчаниках, сильно «растянутый» (на многие километры) интервал зон глубокого катагенеза — начала метагенеза (V—VI) в Куранахской, Верхнеомолойской и других секциях Ф-1 и крайне замедленные темпы перехода этих пород к образованиям с равновесными парагенезами минералов зеленосланцевой стадии метаморфизма при погружениях глубже 15 км. Как известно [15], высокие парциальные давления CO_2 и H_2O препятствуют дегидратации, декарбонатизации, тормозят метаморфические процессы. Появление упомянутых выше структур дифференциального скольжения зоны VII сопоставимо с описанным исследователями закрытой гидрохимической системы в Кольской сверхглубокой скважине [2] процессом возникновения микрогидроразрывов и рассланцевания, вызванного химической дифференциацией вещества в присутствии фазы водного флюида. Последовавшие на этапах тектонических активизаций породного бассейна термальные воздействия на эти избыточно увлажненные образования способствовали возникновению открытой гидрохимической системы, а в участках разрывных дислокаций, благоприятных для оттока флюидов, могло начаться формирование ареалов метаморфизма, завершившееся в Верхоянье после складчатости.

Такое литогенетическое саморазвитие комплекса терригенных формаций требует активизации тепловыми импульсами недр, источниками которых в Верхоянье могли служить глубинные очаги палингенной гранитизации. Возникновение их объяснимо предложенной М. А. Коротаевым и А. М. Никишиным [9] моделью эволюции флюидного режима астеносферных выступов и стадийности магматизма и метаморфизма внутриконтинентальных линейных подвижных поясов. Теоретически тепло могло также генерироваться при формировании покровно-надвиговых структур (см. расчеты, приведенные в работе [22]), но судя по тому, что в Верхоянье главные поля метаморфизации сосредоточены близ разломов с раздвиговой составляющей, а не вдоль надвигов, роль механических термальных импульсов была второстепенной. Главными переносчиками тепла могли быть мантийные флюиды. Тепловое воздействие на вещество пород привело к активизации гигантских объемов собственных, сконцентрированных в породном бассейне, газоводных флюидов.

Породившие метаморфизм термальные аномалии в Верхоянском складчатом поясе отчасти сопоставимы с образованиями термотектогенеза [21] в каледонидах Саяно-Байкальской области и Шотландии; а также с термальными аномалиями в Центральном Памире, Таласском Алатау и других регионах [6, 18 и др.]. Отличие Верхоянья в том, что там в современном эрозионном срезе интенсивность метаморфизма не столь велика, как в этих регионах. В связи с этим актуален вопрос о критериях для выявления начальных признаков (или верхней границы) метаморфизма.

К ПРОБЛЕМЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕТАГЕНЕЗА И МЕТАМОРФИЗМА

Анализ минеральных парагенезов не снимает неопределенности в диагностике верхней границы метаморфизма. К однозначным выводам о постепенном ее характере приходили Г. Винклер [4], Н. В. Логвиненко и В. Н. Шванов [14], А. Миясиро [19], Г. Гиллен [5], Х. Вильямс, Ф. Тернер, Ч. Гилберт [3] и многие другие. Установление ее путем оцен-

ки количественных соотношений метаморфогенных минералов с реликтовыми кластогенными точных результатов дать не может. Это показано на примере протерозоя Южного Улутау (Центральный Казахстан) по материалам исследований автора, раскрывшего неравномерность изменений исходного состава и структур у генетически разнотипных песчаных пород в условиях зеленосланцевой фации [32].

Однако сказанное выше справедливо лишь для попыток решить проблему с помощью одного только петрологического подхода, потому что два разных по своей геологической сущности процесса (региональное глубокое погружение и локальный подъем геонизотерм восходящими при дислокациях флюидами) могут привести к зарождению одинаковых или очень похожих минеральных парагенезов (таких, как в зонах VI, VII). Стадия возникновения этих парагенезов именуется многими отечественными литологами [12, 23] *стадией метагенеза*, в зарубежной литературе — *филломорфной стадией диагенеза* [40] или *анхиметаморфизмом*. Свойственные ей новообразования включают минеральные ассоциации зеленосланцевой фации метаморфизма, но они в большинстве пород преобладают еще в метастабильном равновесии, отчего число минеральных фаз превышает число компонентов (не соблюдается правило фаз по Гольдшмидту). Зачастую метаморфогенные структуры опережают наступление равновесного состояния минеральных фаз, тогда как при метаморфизме бывают и обратные взаимоотношения — с сохранением катагенетических структур.

Очевидно, что прежде чем проводить границу метаморфизма, необходимо уяснить вопрос о геологической природе явлений, породивших «зоны метагенеза». Так, например, в Верхоянье существуют два конвергентно схожих вида таких преобразований: 1) постепенно сменивший послекатагенетические в самых глубоких горизонтах бассейна породообразования и 2) не зависящий от мощности разреза внешний ореол вокруг ослабевающих проявлений зонального метаморфизма амфиболитовой — зеленосланцевой фаций, контролируемый разломами и глубинными очагами вероятной гранитизации фундамента этого бассейна. Сопоставление их с известными петрологическими классификациями видов метаморфизма показывает, что образование 1-го вида близко понятиям: *статического метаморфизма* [39], *метаморфизма нагрузки* [8], *регионального метаморфизма погружения* [4, 38]. Если разделить эти точки зрения, то граница начала метаморфизма получится совершенно неконкретной, растянутой в многокилометровом диапазоне. Преобразования 2-го вида соответствуют понятию *динамотермального метаморфизма* [8] и лишь они принадлежат к метаморфическим, согласно концепции А. А. Маракушева [15, 16]. Согласно этой точки зрения, метаморфизм горных пород происходит в складчатой системе при температурах, повышенных по сравнению с фоновыми (геотермическими) температурами соответствующих фаций глубинности, будучи связанным с термическими аномалиями в земной коре. В последней трактовке метастабильный характер равновесия минералов допустим, поскольку само понятие о равновесной системе при метаморфизме справедливо лишь в определенных рамках приближения к реальной действительности. Такая, разделяемая нами трактовка [33], позволяет прийти к выводу о том, что на начальном этапе исследования складчатой области применительно ко всем породам с метастабильным равновесием метаморфогенных минералов и вторичными структурами зон VI—VII целесообразно применять термин *породы зон метагенеза* как понятие морфологическое. Затем следует различать генетические категории: 1) метагенез погружения породного бассейна как одну из стадий литогенеза (послелитагенетическую) и 2) раннеметаморфические изменения пород, наложенные на литогенетические преобразования в результате динамотермальной активизации недр в дислоцированном бассейне породообразования. Природа последних может быть в разных бассейнах неодинаковой: в Верхоянье такой метаморфизм контролируется определенной системой разрывов, в других складчатых областях тяготеет к осевым зонам крупных складок

(как, например, в палеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня [29]), либо к провесам кровли крупных магматических тел. Но независимо от этого, продукты локального метаморфизма следует относить не к конечной стадии литогенеза, а к вторичным изменениям пород.

Распознать их, изучая изолированные образцы пород или разрезы в отрыве от конкретной геологической обстановки, практически невозможно. Они устанавливаются только картированием литогенетической зональности на формационной основе. Главными критериями для распознавания начала наложенных метаморфических изменений служат резко несогласные взаимоотношения между границами подформаций и уровнями возникновения в породах бластеза кварца, структур шиповидного встания серицита, дифференциального скольжения и других послекатагенетических новообразований, появляющихся вне зависимости от палеоглубины залегания породы в дислоцированном бассейне; а также быстрая смена вкрест простираения этих зон зонами с равновесными минеральными парагенезами зеленосланцевой, амфиболитовой и других фаций усиливающегося метаморфизма, занимающими несогласное положение относительно стратиграфических и формационных границ.

Изложенное выше не умаляет большого значения исследований индикаторных признаков минералов и минеральных парагенезов — важнейших показателей типов метаморфизма при различных геотектонических режимах. Интересные данные в этой области получены недавно А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым [12]. Предложенная здесь методика может дополнить такие исследования и применяться совместно с ними. Большой проблемой остается изучение связи ката- и метангенеза пород с региональным метаморфизмом. Дальнейшее изучение ее также требует комплексного подхода с применением и регионально-геологических и прецизионных лабораторных методов исследований, но обязательно на генетической фациально-формационной основе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В. С. Верхоянский комплекс Лено-Омолейского междуречья (геология и размещение рудной минерализации). Дис... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1985. 18 с.
2. Боровский Л. В., Кременецкий А. А. Геологическая роль подземных вод при прогрессивном метаморфизме в условиях открытых и закрытых систем//Подземные воды и эволюция литосферы: (Матер. Всесоюз. конф.). Т. II. М.: Наука, 1985. С. 8—13.
3. Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. Т. 2. М.: Мир, 1985. 319 с.
4. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1979. 327 с.
5. Гиллен К. Метаморфическая геология. М.: Мир, 1984. 173 с.
6. Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Миллер Ю. В. и др. Мезозойский тектоно-метаморфический цикл эволюции Центрального и Юго-Западного Памира//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 5. С. 37—49.
7. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. М.: Наука, 1979. 207 с.
8. Елисеев Н. А. Метаморфизм. М.: Недра. 1963. 428 с.
9. Коротаев М. Ю., Никишин А. М. Эволюция флюидного режима астеносферного выступа и стадийность магматизма, метаморфизма и металлогении внутриконтинентальных линейных подвижных поясов//Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 2. С. 415—418.
10. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья//Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 63. 204 с.
11. Коссовская А. Г. Проблемы геоминералогии//Литология в исследованиях ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 110—158.
12. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах//Геотектоника. 1976. № 2. С. 15—30.
13. Киссин И. Г. Гидродинамический режим и геологический круговорот воды в земной коре//Подземные воды и эволюция литосферы (Матер. Всесоюз. конф.). Т. II. М.: Наука, 1985. С. 31—34.
14. Логвиненко Н. В., Шванов В. Н. К характеристике границы между осадочными и метаморфическими породами//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 36—45.
15. Маракушев А. А. Метаморфические фациальные серии и геохимический режим метаморфизма//Тр. 26-й сессии Междунар. геол. конгресса (докл. сов. геолог.). М.: Наука, 1980. С. 51—58.

16. *Маракушев А. А.* Соотношение литогенеза и метаморфизма//Глинистые минералы в литогенезе (Матер. совещ. МОИП). М.: Наука, 1986. С. 103—112.
17. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии (корреляция времени проявления тектонических движений и магматизма)//Под ред. Леонова Ю. Г. М.: Наука, 1983. 232 с.
18. *Миллер Ю. В.* Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
19. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
20. *Ненашев Н. И.* Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 141 с.
21. *Павловский И. Е., Глуховский М. З.* Проблема термотектогенеза//Геотектоника. 1982. № 6. С. 38—52.
22. *Паталаха Е. И., Поляков А. И.* Термический эффект тектонических деформаций//Геология и геофизика. 1977. № 9. С. 14—22.
23. *Страхов Н. М., Логвиненко Н. В.* О стадиях осадочного породообразования и их наименовании//Докл. АН СССР. 1959. Т. 125. № 2. С. 389—392.
24. *Тимофеев П. П.* Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений//Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд (к 75-летию акад. Н. М. Страхова): М.: Наука, 1975. С. 182—190.
25. *Тимофеев П. П.* Формация — генетически обусловленное геологическое тело//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 3. С. 3—9.
26. *Тимофеев П. П.* Проблемы литологии//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 3—13.
27. *Холодов В. Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья)//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 372. 149 с.
28. *Холодов В. Н.* Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов//Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 28—44.
29. *Шванов В. Н.* Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ (южный Тянь-Шань). Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 214 с.
30. *Шутов В. Д.* Классификация терригенных пород и граувакк//Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 238. С. 9—29.
31. *Шутов В. Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов//Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 278. 152 с.
32. *Япаскurt О. В.* Раннеметаморфические преобразования песчаников в геосинклинальных отложениях протерозоя восточного крыла Майтубинского антиклинория Улутау//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. I. М.: Недра, 1975. С. 291—296.
33. *Япаскurt О. В.* О взаимоотношениях катагенеза и начального метаморфизма//Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1981. № 5. С. 33—38.
34. *Япаскurt О. В.* Литология терригенных формаций многогеосинклинальных осадочно-породных бассейнов верхоянского комплекса: Дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1986. 38 с.
35. *Япаскurt О. В.* Седиментогенез и литогенез в многогеосинклинальных бассейнах//Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. № 3. С. 18—30.
36. *Япаскurt О. В., Андреев В. С.* Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье//Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 714—717.
37. *Япаскurt О. В., Косоруков В. Л.* Влияние разломов на раннеметаморфические изменения глинистых пород Западного Верхоянья//Глинистые минералы в литогенезе (матер. совещ. МОИП). М.: Наука, 1986. С. 80—89.
38. *Coombs D. S.* Some recent work on the lower grades of metamorphism//Australian J. Sci. 1961. V. 24. P. 203—215.
39. *Daly R. A.* Metamorphism and its phases//Bull. Geol. Soc. America. 1917. V. 28. P. 375—418.
40. *Dapples E. C.* Diagenesis of sandstones//Diagenesis in sediments/Eds. Larsen G., Chilingar C. V. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 91—125.
41. *Stewart R. J.* Zeolite facies metamorphism in the Western Olympic Peninsula, Washington//Bull. Geol. Soc. America. 1974. V. 85. P. 1139—1142.
42. *Van der Kamp P., Leak B. E., Senior A.* The petrography and geochemistry of some Californian arcosses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin//J. Geol. 1976. V. 84. P. 195—212.

УДК 552.14 : 553.95 (477.6)

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СИНИНВЕРСИОННОГО КАТАГЕННОГО ОБВОДНЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ ТОЛЩИ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

СОЛОВЬЕВ Г. А.

Рассматриваются существующие представления о природе эпигенетических преобразований пород каменноугольной толщи Донецкого бассейна. Обосновывается вывод, что осадочные породы бассейна, помимо региональных изменений катагенеза погружения, на инверсионной стадии его развития претерпели интенсивные региональные изменения наложенного типа. Показывается, что в результате наложенных катагенетических преобразований глинистых минералов из них в поровое пространство пород должны были выделяться огромные объемы воды. Дается количественная оценка сининверсионного катагенного обводнения каменноугольной толщи Донецкого бассейна.

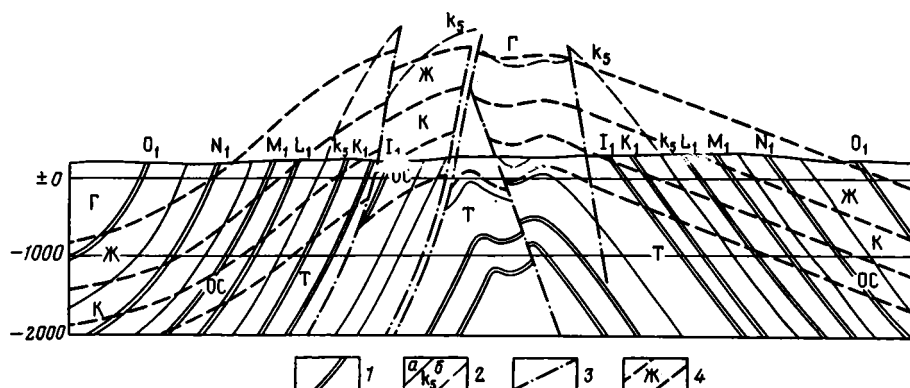
В работе [18] показано, что трещины отдельностей, повсеместно разрушающие осадочные породы Донецкого бассейна, по своему генезису являются трещинами гидроразрыва. Возникновение их было вызвано вторичным обводнением пород бассейна, обусловленным сининверсионными катагенетическими процессами. В [18] основное внимание уделено особенностям механизма образования трещин отдельностей и в меньшей мере затронуты вопросы причин и масштабов вторичного обводнения каменноугольной толщи бассейна. В настоящей статье эти исключительно интересные и сложные вопросы рассматриваются более подробно.

О ВРЕМЕНИ И ХАРАКТЕРЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

Еще сравнительно недавно считалось, что региональный метаморфизм углей и эпигенез пород в Донбассе обусловлены исключительно глубиной их доинверсионного погружения и связанными с ней литостатическим давлением и температурой. Однако при обобщении данных по закономерностям метаморфизма углей Донецкого бассейна М. Л. Левенштейном [4] было установлено возрастание степени метаморфизма в одном и том же угольном пласте (при равных мощностях отложений) по мере его погружения в современном структурном плане. Поскольку очевидно, что тектонические структуры не могли оказывать влияния на процесс метаморфизма до того, как они сами образовались, М. Л. Левенштейн справедливо заключил, что эти факты не могут быть согласованы с взглядами о завершении процессов метаморфизма до складчатости, возникновение которой в Донбассе относится к границе нижней и верхней перми [4]. Наиболее убедительные данные, подтверждающие этот вывод, выявлены им в Центральном районе бассейна. Здесь в пределах Главной антиклинали границы зон метаморфизма углей имеют резко секущее положение по отношению к стратиграфическим уровням (фиг. 1). Установленные М. Л. Левенштейном [4] факты вполне обоснованно были приняты за свидетельство двухстадийного преобразования углей Донбасса. Изменения первой стадии он связывал с глубиной погружения углей на седиментационном этапе развития бассейна. Вторая стадия метаморфизма углей, по его мнению, протекала здесь «перманентно», в течение всего постинверсионного периода развития бассейна. Те части угольных пластов, которые были выведены крупными складчатыми или надвиговыми деформациями на значительно более высокие уровни зале-

гания (в условия пониженных давлений и температур) оказались в связи с этим метаморфизованы в меньшей степени по сравнению с частями, залегающими на больших глубинах.

Однако идея о «перманентности» метаморфизма углей Донецкого бассейна была отрицательно воспринята многими исследователями [12, 13, 19]. Против нее был выдвинут ряд серьезных возражений различного характера, касающихся в том числе самой возможности изменения угольного вещества, прошедшего стадию высоких температур и давлений, при более низких значениях этих параметров [11].



Фиг. 1. Поперечный разрез Главной антиклинали с зонами метаморфизма углей (по М. Л. Левенштейну, с изменениями)
1 — пласты известняков на границах свит карбона; 2 — пласты угля (а — в естественном залегании, б — эродированные); 3 — надвиги; 4 — границы зон метаморфизма и марки углей

Как известно, между степенью метаморфизма углей и интенсивностью преобразования вмещающих их пород существует четкая корреляция [4, 11]. В рамках гипотезы «перманентного» метаморфизма углей этот факт, очевидно, должен означать, что как угли, так и породы, испытывали в Донском бассейне непрерывные прогрессивные преобразования в условиях более низких (по сравнению с прежними) значений термодинамических параметров. Однако, поскольку прогрессивные изменения пород в новых условиях с более низкими давлениями и температурами невозможны [15 и др.], предположения М. Л. Левенштейна о природе этих преобразований пород, а следовательно, и углей бассейна следует признать ошибочными.

Рядом геологов [12, 19] для объяснения фактов пересечения изопакит с поверхностями изометаморфизма были возрождены представления Н. С. Шатского [23] о конседиментационном характере формирования складчатости Донбасса. В рамках этих представлений различная степень метаморфизма угольных пластов в своде и на крыльях Главной антиклинали и в днищах смежных синклиналей может быть объяснена изначально различной глубиной их доинверсионного погружения. Следует заметить, однако, что в свое время А. З. Широковым [24], а затем и другими геологами [4], занимавшимися детальным изучением условий накопления осадков карбона и тектоники, было показано, что представления [23] о конседиментационном характере складчатости Донбасса не отвечают действительности. На значительно более представительном материале [23] они убедительно доказали, что ни уменьшения мощности каменноугольных пород к своду антиклиналей, ни закономерной связи фаций с элементами тектонических структур на самом деле нет. Если в Донском бассейне и развивались конседиментационные складчатые структуры, то они представляли собой лишь очень пологие изгибы слоев [13]. Критический анализ [10] новых данных, приводимых как за, так и против конседиментационного характера формирования Главной антиклинали, убеждает в справедливости заключения А. З. Широкова [24]

о заложении этой складки в заальскую фазу герцинского тектогенеза, после накопления каменноугольных и нижнепермских отложений. Следовательно, установленные М. Л. Левенштейном факты не могут найти объяснения и с позиций гипотезы конседиментационного складкообразования.

Существует еще одна, впервые высказанная А. Я. Дубинским [7] точка зрения на природу преобразования углей и пород Донецкого бассейна, на наш взгляд, наиболее полно и логично объясняющая всю совокупность отмечавшихся выше фактов. Согласно [7], энергия теплового поля, в которое попадает угольный пласт при максимальном его погружении, недостаточна для всего процесса его метаморфизма, а обуславливает лишь начальную, сравнительно невысокую метаморфизацию углей. Главная же фаза их метаморфизма имела место сразу вслед за окончанием седиментационной стадии развития бассейна, т. е. в период его инверсии. Как считал А. Я. Дубинский, она обусловлена резким повышением геотермического градиента вследствие подъема высокотемпературных подкоровых масс под область прогиба Донбасса.

Эти взгляды А. Я. Дубинского, высказанные более чем 30 лет назад, весьма близки современным представлениям о природе регионального прогрессивного метаморфизма геосинклинальных толщ. Согласно широко принятой в настоящее время точке зрения, основные метаморфические преобразования пород в них связаны с инверсионной стадией развития геосинклинальных прогибов. Прогрессивный региональный метаморфизм этого времени, в отличие от регионального метаморфизма погружения, вызван подъемом в осадочный чехол покровов глубинных флюидов и тепловой энергии [15 и др.]. Однако представления о существовании двух генетических типов региональных преобразований оформились на материалах исследований сравнительно глубоко метаморфизованных толщ и до последнего времени не распространялись на изменения пород, относимые к эпигенезу. Лишь совсем недавно О. В. Япаскуртом [25] было показано, что преобразования регионального эпигенеза также могут иметь двойственную природу, и поэтому региональный эпигенез, так же как и региональный метаморфизм, подразделяется на два генетических типа. Один из них, названный О. В. Япаскуртом региональным фоновым типом преобразований, обусловлен вхождением осадочных отложений при их погружении в зоны нарастающих температур и статических давлений, другой — региональный наложенный тип преобразований — вызван «термально-динамической активацией» пород. Так же как и более глубокие преобразования пород термального регионального метаморфизма, изменения наложенного эпигенеза, по-видимому, связаны с подъемом в осадочные толщи потоков глубинных флюидов и тепловой энергии.

До последнего времени прямые доказательства гипотезы А. Я. Дубинского о сининверсионном преобразовании углей и пород Донбасса отсутствовали. Лишь сравнительно недавно, прежде всего благодаря определениям абсолютного возраста аутигенных гидрослюд и смешанослойных минералов из глинистых сланцев и аргиллитов разных отделов карбона, она получила прямое подтверждение. Как оказалось, образование указанных породообразующих минералов произошло здесь 230—240 млн. лет назад [17], т. е. одновременно с инверсией бассейна и с его главной эпохой тектогенеза. Кроме того, выяснилось, что эпигенетические преобразования пород Донбасса носят аллохимический характер и следовательно, протекали в открытой системе [14]. Сравнение химического состава разновозрастных пород из различных зон метаморфизма углей показало, что при их катагенезе происходил значительный привнос одних элементов и вынос других. Так, при переходе от аргиллитов зоны углей марки Д к глинистым сланцам зоны углей марки А устанавливается последовательное увеличение алюминия и щелочей и уменьшение железа и магния, а также воды. Эти факты, очевидно, должны свидетельствовать о том, что главным агентом эпигенеза здесь помимо температуры и давления являлись химически активные флюиды, которые обес-

печивали привнос в толщу и перераспределение в ней петрогенных элементов. Широко распространенные в верхнепалеозойских породах и не встречающиеся в более молодых отложениях жилы и прожилки кварца, карбонатов, диккита, гюмбелита и других минералов, несомненно имеющих метаморфогенное происхождение, также могут быть свидетельством проявления мощных сининверсионных катагенетических процессов. Судя по их возрастным соотношениям с элементами складчатой структуры бассейна, они по своему времени возникновения безусловно относятся к образованиям указанной стадии. Наконец, отмечавшиеся выше факты секущего положения границ зон метаморфизма углей (и эпигенеза пород) со стратиграфическими уровнями также могут являться свидетельством сининверсионных процессов метаморфизма углей (и эпигенеза пород). По заключению О. В. Япаскурта [25], секущее соотношение указанных поверхностей как вкрест простирания, так и по простиранию тектонических структур — один из главных признаков региональных преобразований наложенного типа.

Укажем также, что А. К. Михалев [12], придерживающийся гипотезы конседиментационного формирования Главной антиклинали Донбасса, провел тщательную палеорекострукцию осадочной толщи и поверхности изометаморфизма углей (граница ОС/Т) к началу инверсии бассейна. Установленные при этом особенности пространственного положения поверхностей изометаморфизма привели его к выводу, что эти особенности скорее всего связаны «с дополнительным прогревом угленосной толщи в период второго этапа метаморфизма при инверсии теплового режима», как это предполагал А. Я. Дубинский [12].

СИНИНВЕРСИОННЫЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ КАТАГЕНЕЗ ПОРОД ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

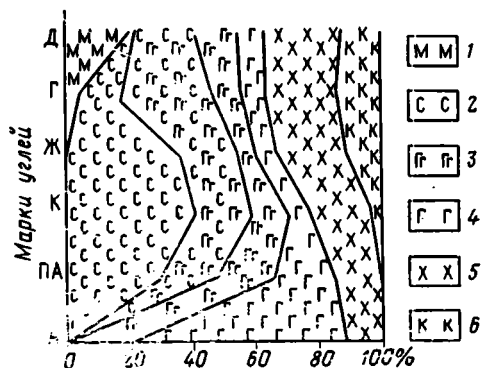
Итак, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что породы осадочной толщи Донбасса помимо изменений катагенеза погружения на инверсионной стадии его развития испытали региональные катагенетические преобразования наложенного типа. Поскольку цель данной работы — оценка объемов воды, выделившейся в поровое пространство пород в результате сининверсионных катагенетических процессов, то возникает необходимость каким-то образом отделить их от фоновых изменений пород эпигенеза погружения. Воспользуемся для этого отмеченными выше фактами секущего соотношения в Центральном районе Донбасса границ зон метаморфизма углей со стратиграфическими границами. Как уже говорилось, такое соотношение указанных границ обусловлено наложением процессов сининверсионного эпигенеза на уже нарушенную к этому времени (сининверсионной же [4]) крупной складчатой деформацией осадочную толщу. В результате того что разные части одних и тех же пластов оказались вследствие этой деформации на различном гипсометрическом уровне, они испытали неодинаковое по интенсивности воздействие аномального теплового поля и поэтому были изменены в различной степени. В настоящее время в вертикальном разрезе карбоновой толщи, поперечном к Главной антиклинали, поверхности равного метаморфизма (или изотермы) имеют выпуклую форму (см. фиг. 1). Их изгиб, очевидно, был вызван продолжением роста этой складки после затухания сининверсионных метаморфических процессов. Палеорекострукция Главной антиклинали на момент завершения этих процессов путем приведения поверхностей изометаморфизма к горизонтальному положению и уменьшению на соответствующий угол наклона ее крыльев показывает, что в указанное время высота этой структуры составляла примерно 4 км. Соответственно такой же была разность гипсометрических уровней частей одних и тех же пластов, расположенных в своде антиклинали и в днищах смежных синклиналей. В приведенном на фиг. 1 поперечном разрезе этой складки можно видеть, например, что угольный пласт k_3 каменской свиты среднего карбона в ее своде метаморфизован лишь до марки газовых углей. В направлении к синклина-

лям и соответственно вниз по падению пласта k_5 , его метаморфизм постепенно возрастает и в их днищах, вероятно, достигает антрацитовых стадий метаморфизма (в обоих случаях глубина доинверсионного погружения пласта k_5 была одинаковой и примерно достигала 6—6,5 км). Соответствующим образом изменяется интенсивность катагенетических преобразований пород, вмещающих данный угольный пласт. В своде антиклинали степень их преобразования отвечает стадии среднего катагенеза или самого начала позднего катагенеза, а в ядрах синклиналей доходит до стадий метакатагенеза. Если принять, что части угольного пласта k_5 , находящиеся в настоящее время в своде Главной антиклинали, достигли своей степени метаморфизма еще в доинверсионный, доскладчатый период (т. е. не испытали изменений наложенного типа), то более глубокое преобразование его частей, залегающих в данном разрезе гипсометрически ниже, должно быть целиком отнесено за счет процессов метаморфизма второй стадии. Поэтому вычитая величину фонового преобразования углей, расположенных в своде антиклинали, из величины преобразования углей, залегающих на ее крыльях, найдем степень вклада терминального метаморфизма в изменение последних. Принимая аналогичным образом изменения пород, залегающих в своде, за «нулевую точку отсчета», можно определить относительный вклад сининверсионного эпигенеза в общее преобразование более измененных пород почти при любой современной степени их катагенеза. Следует только иметь в виду, что при этом будет скорее всего найден не чистый, а минимально возможный результат воздействия на породы наложенных эпигенетических процессов, так как этому воздействию могли также подвергаться залегающие в своде антиклинали части пласта k_5 и вмещающих его пород.

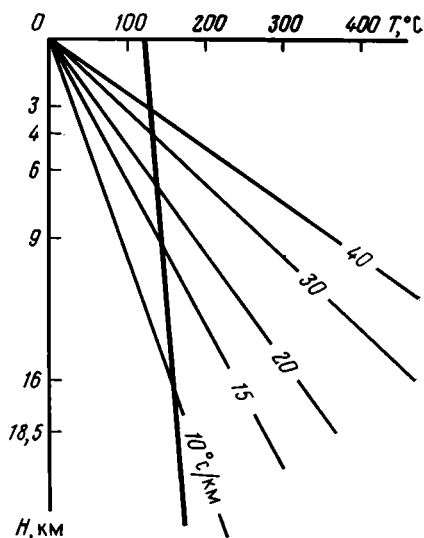
Рассмотрим, в чем конкретно заключались наложенные эпигенетические преобразования минерального вещества пород бассейна. Как известно, каменноугольная толща Донбасса на 70% сложена глинистыми породами [4], следовательно, ее преобразование на обеих стадиях катагенеза в основном должно было заключаться в изменении глинистых минералов. Эволюция глинистых минералов и их ассоциаций в эпигенезе изучена в Донецком бассейне весьма детально [8, 9, 11, 16]. Как установлено, глинистые минералы по мере усиления катагенеза пород претерпевают здесь последовательные трансформационные изменения (фиг. 2). В зоне развития длиннопламенных углей слабоизмененные глинистые породы сложены главным образом монтмориллонитом, смешанослойными образованиями и сильногидратированными гидрослюдами. В зоне газовых углей количество монтмориллонита в них заметно уменьшается, но в смешанослойных минералах содержится до 70% разбухающего компонента. В зоне жирных углей монтмориллонит исчезает совсем и основная масса глинистых пород в значительной степени состоит из смешанослойных образований с содержанием разбухающего компонента до 50%. В зоне коксовых углей количество смектитового компонента в них падает до 10—40%. В зоне углей марки ПА его объемы продолжают сокращаться, и, наконец, в антрацитовой зоне глинистые сланцы сложены в основном гидрослюдой той или иной степени гидратации. Необходимо подчеркнуть, что приведенный эволюционный ряд глинистых минералов установлен во многих седиментационных бассейнах мира [9, 22, 26 и др.] и, следовательно, закономерен. Исходя из этого ряда, а также из приведенных выше данных о существенном вкладе в общее изменение пород процессов наложенного эпигенеза, можно заключить, что прединверсионный состав глинистых отложений бассейна в большом диапазоне их мощности был близок к тому, который наблюдается в настоящее время в районах развития наименее измененных пород длиннопламенных и газовых углей, т. е. отвечал самым ранним членам данного ряда. Иными словами, глинистые породы бассейна до проявления эпигенетических процессов второй стадии в значительном интервале глубин должны были в основном состоять из монтмориллонита,

смешанослойных минералов с высоким содержанием смектитового компонента и сильногидратированных гидрослюд. Сохранность перечисленных минералов на больших глубинах может показаться маловероятной. Поэтому кратко остановимся на современных представлениях об условиях их преобразования в эпигенезе.

В свое время Р. Грим [6] указывал, что преобразование монтмориллонита в гидрослюда (при наличии соответствующего количества калия) возможно только после потери им межслоевой воды. Экспериментальные работы Н. И. Хитарова и В. А. Пугина [21] показали, что действительно



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Распределение глинистых минералов в глинистых породах свиты C_2^5 по зонам метаморфизма углей (по Л. Г. Рекшинской)

1 — монтмориллонит; 2 — смешанослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого ряда; 3—4 — гидрослюда (3 — сильногидратированная, 4 — слабогидратированная); 5 — хлорит; 6 — каолинит

Фиг. 3. Глубины возможного сохранения монтмориллонита (слева от жирной линии) и образования гидрослюды за счет монтмориллонита в присутствии калия в зависимости от геотермического градиента (по Н. И. Хитарову и В. А. Пугину)

перестройка структуры монтмориллонита в структуру гидрослюды возможна лишь после его дегидратации. В этих же работах было установлено, что выделение межслоевой воды из пакетов монтмориллонита зависит прежде всего от температурных условий недр. Если температура на какой-то данной глубине осадочной толщи не достигла определенной величины, то смектитовый компонент не будет дегидратировать и, следовательно, не будет превращаться с иллит. На диаграмме (фиг. 3), построенной указанными исследователями по экспериментальным данным, показаны предельные глубины возможного существования монтмориллонита при различных величинах геотермических градиентов. Из этой диаграммы, в частности, видно, что при геотермическом градиенте, равном $10^\circ \text{C}/\text{км}$, монтмориллонит может сохраняться в гидратированном состоянии вплоть до глубины 16 км.

Полученные по результатам глубокого бурения в современных осадочных бассейнах данные убедительно подтверждают эти выводы [21]. Так, например, в продуктивной глинистой толще Бакинского архипелага, характеризующейся аномально низкими температурами, присутствие монтмориллонита в количестве 40% и более установлено по всему разбуренному разрезу до глубин 6200 м [3].

Из сказанного можно заключить, что на стадии прогибания недра Донбасса характеризовались очень низкими температурными градиен-

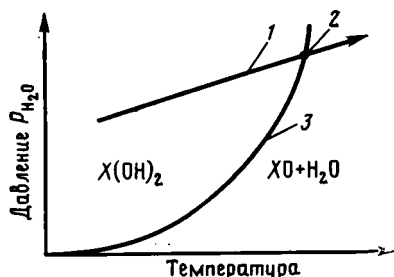
тами. В связи с этим следует отметить, что геотермические исследования во впадинах современных внутренних морей (с осадочными отложениями, по мощности и составу сопоставимыми с его верхнепалеозойской толщей) показывают, что для такого рода геотектонических структур очень характерен аномально низкий температурный режим недр. Тепловые потоки в пределах указанных впадин имеют наиболее низкие значения, а величины температурных градиентов редко превышают 15°C/км [5, 20].

Причины зависимости дегидратации минералов, содержащих разбухающую фазу, в основном от температурных условий были рассмотрены в работе [26]. Согласно изложенным в ней данным, слабое влияние возрастающего внешнего давления на дегидратацию глинистых минералов обусловлено тем, что плотность связанной в них воды на 20—40% выше, чем плотность свободной воды в объеме. При выходе воды из минерала прекращается действие фактора переуплотнения и объем ее должен скачкообразно возрасть. Очевидно, что при воздействии на минерал давления такая инверсия плотности воды будет противоречить существующим внешним условиям. Рост давления (в том числе и порового [3]) будет препятствовать выделению из минерала переуплотненной межплоскостной воды. Следовательно, в барических условиях верхней части земной коры давление является фактором, тормозящим или даже совсем приостанавливающим течение реакций дегидратации минералов монтмориллонит-гидрослюдистого ряда.

Только при возрастании температуры может начаться или вновь возобновиться процесс дегидратации указанных минералов. Пока же температурные условия не приобрели на данной глубине соответствующих критических значений, разбухающая фаза будет оставаться в гидратированном состоянии и не сможет трансформироваться в гидрослюду.

Все изложенное выше касалось особенностей процесса дегидратации монтмориллонита и смешаннослойных минералов. Но, как недавно показал А. М. Блох [2], процесс дегидратации глинистых толщ гидрослюдистого состава также в основном зависит от температурных условий в недрах. Как и в случае с разбухающими минералами, это обусловлено переуплотненностью (до $1,4\text{—}2 \text{ г/см}^3$) связанной в гидрослюдах воды. Наконец, необходимо отметить, что метаморфические реакции в угольном веществе также должны идти с увеличением объема (исключая самые ранние ступени Б и Д) за счет отщепления воды и газов [4]. Поэтому и в данном случае возрастающее геостатическое давление должно являться фактором, тормозящим ход указанных реакций.

Особенности протекания процессов дегидратации и дегазации в зависимости от соотношений давлений и температур в среде могут быть рассмотрены и с нескольких иных позиций [20]. Как известно, все соединения, состоящие из летучего и менее летучего компонентов, характеризуются определенным равновесным давлением паров летучего компонента. Это давление в основном определяется термодинамическими параметрами. В зависимости от соотношения давления летучего компонента и равновесного давления для данных термобарических условий среды водосодержащее соединение может сохраняться в гидратированном состоянии или будет разлагаться (фиг. 4). В частности, если внешнее давление летучего компонента при существующей в данной обстановке температуре будет больше равновесного, то водосодержащий минерал будет оставаться в гидратированном состоянии на любых глубинах. Однако



Фиг. 4. P — T -условия дегидратации водосодержащих минералов $X(\text{OH})_2$ с образованием безводной фазы X и выделением свободной H_2O . 1 — геотермический градиент; 2 — точка дегидратации; 3 — кривая давления пара

при возрастании температуры среды равновесное давление будет также возрастать и может превысить внешнее давление летучего компонента. В этом случае минеральная фаза начнет разлагаться с выделением летучей составляющей.

Поскольку давление поровых флюидов в отложениях глубоких осадочных прогибов (как современных, так, по-видимому, и их палеоаналогов), начиная с глубин 2—3 км, закономерно приближается к литостатическому (аномально высокие пластовые давления) [5, 20 и др.], то давление летучего компонента почти по всему разрезу таких прогибов должно быть близким или равным литостатическому давлению. Поэтому дегидратация водосодержащих минералов в них на любой данной глубине должна начинаться только после того, как геотермический градиент пересечет кривую равновесного давления паров (см. фиг. 4).

Таким образом, имеющиеся в настоящее время теоретические, экспериментальные и натурные данные свидетельствуют о том, что угленосная толща Донецкого бассейна до инверсии действительно могла состоять в широком диапазоне глубин в основном из монтмориллонита и смешанослойных минералов с высоким содержанием набухающих пакетов. В пользу того, что основной или, во всяком случае, значительный, объем преобразований глинистого вещества пород бассейна связан с происшедшим на инверсионной стадии дополнительным их прогревом, могут также свидетельствовать результаты упомянутых выше калий-аргоновых датировок [17]. Как известно, для выделения радиогенного аргона из калийсодержащих минералов, последние подвергают термической обработке. Установлено, что при нагреве калий- и водосодержащих минералов (например, гидрослюд) дегазация аргона и выделение воды из них происходят практически синхронно, что обусловлено близостью величин энергий активации аргона и воды [1].

Как уже отмечалось, абсолютный возраст гидрослюд из глинистых пачек различных отделов (глубин) каменноугольной толщи Донбасса одинаков и совпадает с временем его инверсии [17]. Этот факт свидетельствует о том, что в указанное время произошло тепловое «возбуждение» осадочной толщи бассейна, которое обусловило вынос аргона из кристаллической решетки гидрослюд и включило тем самым геохронологические часы. Согласно вышесказанному, это должно также означать, что именно в это же время происходили дегидратация и преобразование глинистых минералов.

Подводя итоги, можно считать, что отложения каменноугольной толщи Донецкого бассейна на инверсионной стадии его развития под действием дополнительного теплового импульса претерпели наложенные катагенетические преобразования. На всех ступенях катагенеза эти преобразования должны были сопровождаться практически непрерывным выделением из глинистых минералов химически и физически связанной воды. В условиях относительно быстрого (в геологическом масштабе времени) протекания сининверсионных катагенетических процессов выделение воды из огромных объемов глинистых пород неизбежно должно было привести к повсеместному вторичному обводнению каменноугольной толщи Донбасса.

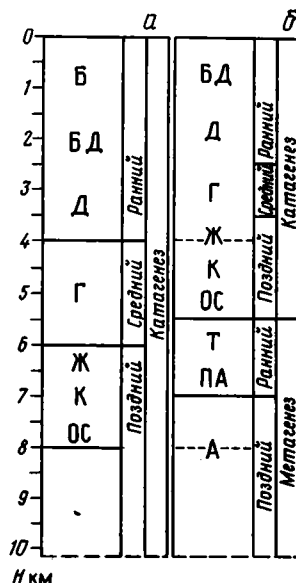
КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ВТОРИЧНОГО ОБВОДНЕНИЯ ПОРОД ДОНБАССА

Для количественной оценки масштабов вторичного обводнения пород бассейна воспользуемся данными, приведенными в работах [8, 16], о примерном количестве в них различных глинистых минералов (см. фиг. 2) и о содержании в этих минералах адсорбционной и кристаллизационной вод (таблица). Расчеты, проведенные на основании этих данных, показывают, что в 1 т глинистых пород из зоны газовых углей (среднего катагенеза) содержится около 136 кг воды указанных типов. В 1 т этих же пород из зоны коксующихся углей (позднего катагенеза) содержится уже около 124 кг талой воды, а из зоны углей марки ПА (раннего ме-

Минерал	H ₂ O-	H ₂ O+	Сумма
Монтмориллонит	13,44	6,66	20,1
Гидролюда	0,65	6,85	7,5
Каолинит	1,11	13,15	14,26
Хлорит	0,48	9,58	10,06

тагенеза) — лишь 106 кг. Наконец, в зоне распространения антрацитов (позднего метатгенеза), где полностью завершена гидрослюдизация разбухающей фазы, глинистые сланцы содержат менее 80 кг воды. Исходя из этих данных, нетрудно подсчитать, какое количество воды выделялось из 1 т глинистых пород на каждой ступени их катагенеза. Так, при преобразовании 1 т глинистых пород средней ступени катагенеза (зона углей марки Г) до стадии позднего катагенеза (зона углей марок Ж, К, ОС) в их поровое пространство должно было поступать около 12 кг воды. При дальнейшем изменении этих пород до стадии раннего метатгенеза (зона углей Т, ПА) в их поровое пространство должно было поступить еще 18 кг воды, а при изменении до стадии позднего метатгенеза (антрацитовая зона) — еще 26 кг. Таким образом, суммарное количество возрожденных вод из каждой тонны глубоко преобразованных в втором этапе катагенеза пород достигало 44—56 кг. На первый взгляд эта величина кажется незначительной. Однако расчеты показывают, что для того чтобы вместить эту «новообразованную» воду, поровое пространство пород должно было дополнительно возрасти примерно на 10%.

Можно подсчитать, сколько воды должно было выделиться из столба пород площадью 1 м², находящегося, например, в интервале глубин от 4 до 8 км. Имеющиеся данные позволяют считать, что до начала второго этапа катагенеза нижняя граница зоны длиннопламенных углей находилась на глубине 4 км, зоны газовых углей — 6 км и зоны коксующихся углей — 8 км (фиг. 5, а). В результате воздействия сининверсионных эпигенетических процессов в рассматриваемом 4-километровом интервале верхние 1,5 км толщи зоны газовых углей (среднего катагенеза) были преобразованы до стадии позднего катагенеза (зоны углей марок Ж, К, ОС), а нижние 0,5 км — до стадии раннего метатгенеза (зоны углей марок Т, ПА). Породы верхней половины зоны метаморфизма углей марок Ж, К, ОС (среднего катагенеза) в свою очередь были преобразованы до стадии раннего метатгенеза (Т, ПА), а нижней — до стадии позднего метатгенеза (антрацитовая зона метаморфизма углей) (фиг. 5, б). Расчеты показывают, что в результате указанных изменений из 4-километрового столба пород со средней плотностью 2500 кг/м³ должно было выделиться около 240 т воды. С учетом того, что на глинистые породы в Донбассе приходится только около 70% общего их объема, указанную цифру следует уменьшить до 150—170 т. Несмотря на то что произведенные расчеты приближенные, тем не менее они, по-видимому, верно отражают порядок величины сининверсионного приращения массы поровых вод. Небезынтересно оценить приблизительное количество воды, выделившейся на инверсионной стадии из всего



Фиг. 5. Положение границ зон эпигенеза пород и метаморфизма углей в каменноугольной толще Донецкого бассейна до (а) и после (б) его инверсии (в последнем случае в условиях пологих залеганий пластов)

осадочного массива Донбасса. Если объем последнего принять равным $7,5 \cdot 10^5 \text{ км}^3$ ($15 \times 100 \times 500 \text{ км}$), то количество воды, выделившейся из его пород в указанный период, могло достигать $30 \cdot 10^{12} \text{ т}$. Эта величина сопоставима с количеством воды в Каспийском море ($75 \cdot 10^{12} \text{ т}$). Проведенные расчеты, а также оценки других исследователей [22] показывают, что вторая стадия дегидратации глинистых толщ в крупных осадочных бассейнах представляет собой грандиозное гидрогеологическое явление.

Если даже произведенные оценки завышают массу новообразованной воды (возможно, за счет завышенных содержаний в породах глинистых минералов), то следует иметь в виду, что в них учтена далеко не вся вода, выделяющаяся при эпигенезе из различных минералов. Кроме того, в этих расчетах следовало бы также учесть объемы различных газов, в огромных количествах выделявшихся в поровое пространство пород, например при дегазации углей и карбонатов, а также объемы внедрившихся в осадочную толщу глубинных флюидов.

Таким образом, проведенные расчеты показывают, что на инверсионной стадии развития Донецкого бассейна его породы должны были претерпеть повсеместное вторичное обводнение. Очевидная грандиозность этого процесса позволяет думать, что с ним могло быть связано не только возникновение многочисленных трещин гидроразрыва, но и образование более масштабных тектонических деформаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амшинский Н. Н., Меленевский В. Н. О взаимосвязи дегидратации и выделения аргона слюдами при нагревании//Тр. Зап.-Сиб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва. 1976. Вып. 3. С. 10—14.
2. Блох А. М. Об универсальности модели обезвоживания осадочных толщ Пауэрса и Берста//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 119—124.
3. Бураковский Л. А., Джеваншир Р. Д. Взаимосвязь и взаимовлияние трансформации глинистых минералов с термобарическими условиями недр//Геохимия. 1986. № 4. С. 512—521.
4. Геология месторождений угля и торфяных сланцев СССР/Под ред. Кузнецова И. А. и др. Т. 1. М.: Гостоптехиздат, 1963. 1210 с.
5. Гончаров М. А. Складкообразование как результат избыточного обводнения геосинклинальных осадочных толщ до и во время их метаморфизма. Статья 1//Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1983. № 2. С. 14—23.
6. Грим Р. Е. Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 454 с.
7. Дубинский А. Я. К вопросу о метаморфизме (геотектонические предпосылки метаморфизма углей)//Геол. журн. 1952. Т. 12. Вып. 1. С. 11—15.
8. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. Л.: Недра, 1972. 172 с.
9. Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород//Докл. АН СССР. 1957. Т. 116. № 2. С. 293—296.
10. Кучеренко М. Т., Филиппов Д. П., Пожидаев С. Д. К вопросу о связи мощности каменноугольных отложений со складчатыми структурами Донецкого бассейна (по поводу статей В. Г. Белоконы и А. К. Михалева)//Геотектоника. 1971. № 5. С. 126—134.
11. Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. С. 256.
12. Михалев А. К. О реконструкции прогиба Донецкого бассейна в связи с проблемой конседиментационных тектонических движений//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. XLVII. Вып. 3. С. 110—116.
13. Нагорный В. Н., Нагорный Ю. Н. О характере изменения мощности отложений карбона в Донбассе по новым данным//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 1. С. 120—128.
14. Овейси Н. А., Шаркин О. П. К исследованию минерального состава глинистых сланцев Донецкого бассейна с помощью электронного микроскопа//Геол. журн. 1968. № 5. С. 74—80.
15. Петрография. Ч. III./Под ред. Маракушева А. А. М.: Изд-во МГУ, 1986. 285 с.
16. Рекшинская Л. Г. Изменение глинистых минералов в породах каменной свиты в эпигенезе//Минерал. сб. 1973. № 27. Вып. 2. С. 172—177.
17. Семененко Н. П., Зайдис Б. Б., Овейси Н. А. Опыт применения гидрослюдистых минералов и полевых шпатов для изучения времени катагенеза глинистых сланцев и песчаников//Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований основных пород. М.: Наука, 1967. С. 117—122.
18. Соловьев Г. А. К вопросу о происхождении трещин отдельностей в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна//Геотектоника. 1985. № 5. С. 91—101.
19. Ткаченко В. Ф. К вопросу о метаморфизме углей Донецкого бассейна//Геол. журн. 1969. № 6. С. 142—147.

20. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
21. Хитаров Н. И., Пугин В. А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений//Геохимия. 1966. № 7. С. 790—795.
22. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 150 с.
23. Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15. Вып. 4. С. 326—346.
24. Широков А. З. О мощности отложений Донецкого карбона//Сов. геология. 1938. № 12. С. 41—54.
25. Япаскурт О. В. Типы постдиагенетических преобразований терригенных толщ Северного Верхоянья и прилегающих территорий//Новое в современной литологии/Под ред. Крашенинникова Г. Ф. и др. М.: Наука, 1981. С. 51—55.
26. Burst J. F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. V. 53. № 1. P. 73—93.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов,
Москва

Поступила в редакцию
30.I 1987

УДК 550.4(552.2)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАНДИЯ

БОРИСЕНКО Л. Ф.

Установлено, что скандий содержится в виде примеси в рудах многих месторождений различных генетических типов. Среди них наибольший практический интерес представляет скандиеносность руд титана, железа, алюминия, урана и фосфатов, большая часть из которых имеет экзогенное происхождение.

Открытый в 1879 г. Л. Ф. Нильсоном скандий около 100 лет почти не находил себе практического применения. Однако в последнее десятилетие наметился ряд областей его использования. Скандийсодержащие ферриты применялись в счетно-решающих устройствах. Для нового поколения ЭВМ используется Ge—Gd—Sc-гранат. В производстве лазеров возможно использование Ga—Sc—Gd-граната. В светотехнике довольно широко применяются высокоинтенсивные ртутные лампы с добавкой иодида скандия. Из оксидов скандия и кальция, а также Sc_2O_3 и ZrO_2 получена высокотемпературная керамика. Металлический скандий используется в качестве фильтра нейтронов в ядерном реакторе для испытания материалов. Перспективным является фоскан $\text{Na}_3\text{Sc}_2(\text{PO}_4)_3$, который можно использовать в качестве твердого электролита, обладающего высокой проводимостью. Изучаются свойства твердого электролита, приготовленного спеканием смеси Sc_2O_3 , ZrO_2 и Al_2O_3 при температуре 1700°C . За рубежом отмечают возможность применения скандия в качестве материала для ракетно- и самолетостроения, аэронавтики, что связано с его небольшой ($3,02\text{ г/см}^3$) плотностью и довольно высокой (1539°C) температурой плавления. Получены сплавы на основе алюминия, легированные скандием ($0,2\text{—}4\%$ Sc), прочность которых в 4 раза больше чистого алюминия. Перспективно применение скандия в электронной технике, солнечной энергетике, при изготовлении химического оборудования и в других областях.

Приведенные примеры показывают, что эра скандия началась. Однако его будущее существенно зависит от наличия достаточно качественного природного сырья и совершенных технологий получения этого редкого металла. Последние годы цены на металлический скандий на международном рынке были высоки и держались на уровне 8 долл/г, а на дистиллированный скандий — 15—25 долл/г. В значительной степени высокие цены на скандий зависят от ограниченного использования разнообразных видов скандийсодержащего сырья.

Так как Sc является типичным рассеянным элементом, крупные скопления собственных его минералов, имеющие промышленное значение, до сих пор не обнаружены. Открытые собственные минералы скандия (тортвейтит, бацит, джервисит, каскандит и кольбикит) относятся к редким или очень редким. Пегматиты с тортвейтитом, известные в Норвегии и на Мадагаскаре, являются мелкомасштабными месторождениями [2]. Предпосылки, позволяющие рассчитывать на сколько-нибудь ощутимую добычу собственных его минералов, пока отсутствуют. Поэтому главными сырьевыми источниками для получения скандия в заводских масштабах в настоящее время и в обозримом будущем могут быть руды других элементов, в особенности образующие крупные месторождения. Как правило, скандий содержится в этих рудах в виде примеси (обычно $0,005\text{—}0,03\%$) в ограниченном числе минералов. Для попутного получения скандия (с учетом современных технологий) наиболее важны руды титана, железа, алюминия, циркония, урана, а также

фосфатное и некоторые другие виды сырья. Выделяется несколько основных генетических типов месторождений скандийсодержащих руд: 1) магматические; 2) контактово-метасоматические; 3) грейзеновые; 4) гидротермальные; 5) выветривания и россыпные; 6) осадочные; 7) метаморфогенные (табл. 1). В предложенной классификации систематизированы месторождения, из руд которых скандий уже получался или для них разработаны способы его извлечения [15, 16]. Скандиеносность большинства типов рассматриваемых месторождений была исследована автором. Скандий определен в ИМГРЭ методом нейтронно-активационного анализа (аналитики Ю. И. Сотсков, С. М. Ляпунов, В. И. Чудинов); предел обнаружения 0,5 г/т Sc [1, 6].

Магматические месторождения — крупные по запасам скандия. Ведущими полезными компонентами для них являются железо и титан. Главные минералы — концентраты скандия представлены ильменитом (до 0,015% Sc) и клинопироксеном (до 0,03% Sc). Пространственно и генетически магматические скандийсодержащие месторождения связаны с массивами базитов и ультрабазитов. Наиболее важными формациями, к которым приурочены эти массивы, являются: дунит-пироксенит-габбровая, щелочно-ультраосновная с карбонатитами, габбро-анортозитовая и габбро-диорит-диабазовая. Руды магматических месторождений комплексные и обычно характеризуются промышленными содержаниями титана, железа, ванадия, иногда фосфора [3, 11]. Наиболее крупные магматические скандийсодержащие месторождения образовались в докембрии и в раннем палеозое.

Среди эндогенных железных месторождений наибольший интерес в отношении скандия имеют титаномagnetитовые в пироксенитах (дунит-пироксенит-габбровая формация, уран). Главные скандийсодержащие минералы представлены диопсидом и роговой обманкой (0,01—0,02% Sc). В титаномagnetите содержится $\leq 0,002\%$ Sc. На долю силикатов приходится 80—90% содержащегося в руде скандия. Поэтому при получении титаномagnetитового концентрата основная часть Sc накапливается в силикатных хвостах, которые и являются потенциальным сырьем для его получения [9].

В рудах месторождений щелочно-ультраосновной формации с карбонатитами повышенные содержания скандия установлены [2, 7] в пироксене и оливине (до 0,015% Sc), перовските (до 0,02%), а также в гатчеттолите и бадделеите — до 0,07% Sc (Кольский полуостров). В карбонатитах южной части Норвегии [18] встречены акцессорный тортвейтит, скандиевый колумбит (1,78% Sc) и ниобиевый рутил (до 0,04% Sc). Предполагается, что скандий может быть попутным продуктом при производстве ниобия.

Скандийсодержащие руды эндогенных месторождений титана в основном тяготеют к габбро-анортозитовой (Украина) и габбро-диорит-диабазовой (Урал) формациям. Титановые руды эндогенных месторождений, как правило, представлены базитами (0,002—0,005% Sc). Главным концентратом скандия является ильменит (0,006—0,015% Sc). Во вкрапленных рудах на долю ильменита приходится около 40—60% от общего количества содержащегося в них скандия. Для ильменита месторождений габбро-анортозитовой формации характерна тесная зависимость уровня его скандиеносности от степени основности изверженных пород, в которых он заключен. По мере увеличения кислотности пород, содержащих ильменит, концентрация Sc в нем снижается (табл. 2). Помимо скандия, ильменит содержит примеси V, Ta, Nb, Zr, Hf, PЗЭ, Th. Попутное получение указанных элементов заметно повышает ценность ильменитового концентрата [4]. Другим минералом-концентратом скандия в титановых рудах является клинопироксен (до 0,024% Sc), на долю которого может приходиться около 50% этого элемента, содержащегося в руде. В плагиоклазе концентрация Sc не превышает 0,0002%.

Контактово-метасоматические (скарновые) железорудные месторождения обычно характеризуются пониженной скандиеносностью. Так, в сплошных рудах скарновых месторождений Урала среднее содержа-

Генетические типы месторождений скандия

Группа месторождений	Тип месторождений	Главные промышленные компоненты	Содержание Sc в руде, мас. %	Главные минералы — концентраты скандия (содержание в них Sc мас. %)
Магматические	Ильменитовые, ильменит-титаномагнетитовые в габбро-анортозитах, габбро, габбро-норитах и троктолитах	Ti, P, Fe	0,002—0,003	Ильменит (0,007—0,015); клинопироксен (0,01—0,03)
	Титаномагнетитовые в пироксенитах, горн-блендитах и оливинитах	Fe, V	0,007—0,013	Клинопироксен (0,008—0,02); роговая обманка (0,005—0,02); оливин (0,0002—0,015)
Контактово-мемасоматические (скарновые)	Слюдисто-магнетит-флюоритовые с хризобериллом	Fe, Be	0,005—0,02	Ферримусковит (до 0,4); берилл (до 0,07); гельвин (до 0,07); мусковит (до 0,07)
Грейзеновые	Вольфрамитовые и касситеритовые, иногда с бериллом	W, Sn, Be	0,001—0,02	Вольфрамит (0,003—0,25); касситерит (0,003—0,13); берилл (0,003—0,13); мусковит (0,005—0,05)
Гидротермальные	Кварц-мусковитовые метасоматиты с псевдобрукитом	Be	—	Псевдобрукит (0,48); берилл (0,34); биксбит (0,23); гематит (0,1)
Выветривания и россыпные	Коры выветривания с ильменитом, анатазом и рутилом (остаточные)	Ti	0,0015—0,004	Ильменит (0,005—0,01); каолинит (0,005); анатаз (~0,01)
	Аллювиальные, аллювиально-озерные и аллювиально-дельтавные ильмениты и рутила	Ti	0,002—0,006	Ильменит (0,005—0,015)
	Прибрежно-морские ильмениты, лейкоксена, рутила, циркона (древние и современные)	Ti, Zr	0,002—0,01	Ильменит (0,004—0,01); циркон ($\leq 0,03$ —0,12); монацит (до 0,03)
Осадочные	Бокситы	Al	0,0006—0,01	Бемит (0,006—0,01); гиббсит (0,005—0,007); диаспор (до 0,003); магнетит (до 0,003); ильменит (до 0,02)
	Фосфориты	P	0,0001—0,01	Карбонат-фторапатит (до 0,02)
	Гётит-гидрогетитовые, гидрогетитовые и др.	Fe	0,001—0,01	—
	Каменные и бурые угли	C	0,0005—0,04 (в золе)	—
	Ураноносные песчаники	U, V	0,001—0,01	Метатюамунит, гендерсонит, симплотит } (0,005—0,01)
Метаморфогенные	Ураноносные кварцито-видные конгломераты	U	~0,006	Браннерит (~0,05)
	Ильменит-магнетитовые в габбро-амфиболитах	Fe, Ti	0,003—0,005	Ильменит (0,007—0,01)

**Содержание скандия в ильмените эндогенных месторождений
габбро-анортозитовой формации (Украина)**

Рудоносная порода	Число проб	Содержание Sc, г/т	
		пределы	среднее
Меланотроктолит	34	81—100	88,4
Троктолит	63	70—100	82,1
Габбро	138	58—100	80,6
Габбро-норит	79	58—99	74,0
Габбро-монзонит	25	46—61	52,0

ние скандия составляет 0,0004% (по 16 пробам), во вкрапленных рудах — 0,0008% (по 23 пробам). Концентрация скандия в магнетите $\leq 0,001\%$, в пироксене $\leq 0,004\%$. Вместе с тем в бериллиеносных слюдиристо-флюорит-магнетитовых скарнах (Казахстан) А. Н. Заседательным установлены повышенные содержания скандия. Ферримусковит из этих скарнов содержит до 0,4% Sc, а берилл, гельвин и мусковит до 0,07%. В США предложен относительно недорогого метод экстракции скандия из слюдистых образований [23].

Руды грейзенозованных месторождений могут содержать скандий в повышенных количествах. Как правило, повышенной скандиеносностью характеризуются вольфрамит (до 0,25%) и касситерит (до 0,13%) тех руд, в которых содержится топаз [2, 17, 22]. Присутствие скандия установлено также в берилле (до 0,13%) и слюдах (до 0,05%). Генетически скандийсодержащие грейзеновые месторождения связаны с лейкократовыми гранитами, богатыми щелочами. Их возраст преимущественно пермь-триасовый, реже мезозойский. Запасы скандия в рудах грейзеновых месторождений ограничены.

Повышенная скандиеносность отмечена для некоторых бериллиеносных метасоматитов, в которых значительную роль играют флюорит, иногда топаз. Так, в кварц-мусковитовых апоэффузивных метасоматитах месторождения Томас Рейндж (США, штат Юта) присутствие скандия установлено в псевдобруките (0,48), берилле (0,34), биксбиите (0,23), гематите (0,1). Бериллиевые руды приурочены к риолитам и туфам формации Спер-Маунтин [19].

Остаточные (выветривания) и россыпные скандиеносные месторождения довольно широко распространены. Среди них наибольшее значение в отношении скандия имеют титановые и циркониевые месторождения. Остаточные месторождения могут содержать довольно значительное (до 200—500 кг/м³) ильменита, лейкоксена и анатаза. Наиболее высокий уровень (до 0,015%) содержания скандия характерен для этих минералов остаточных месторождений, образовавшихся в результате разрушения пород основного и ультраосновного состава (см. табл. 2). Ильменит из кор выветривания, развитых на габброидах Украины, содержит 0,007—0,01% Sc. Скандий накапливается (до 0,009%) в верхней каолининовой зоне профиля выветривания [6], в особенности на ожелезненных ее участках. Гидроокись железа, как известно, является хорошим сорбентом скандия. Следует отметить, что повышенная скандиеносность (0,003—0,004%) отмечалась также в никеленосных корях выветривания, образовавшихся на ультрабазитах. Накопление Sc характерно для железистого монтмориллонита и ферригаллуазита этих кор.

Довольно высокими содержаниями скандия ($\leq 0,01\%$) характеризуется ильменит аллювиальных и аллювиально-делювиальных россыпей, которые образовывались в результате размыва кор базитов и ультрабазитов. Уровень скандиеносности ильменита этих россыпей и материнских кор выветривания примерно одинаковый (0,008—0,01%). Для обоих видов этих образований концентрация скандия несколько возрастает в наиболее лейкоксенизированном ильмените [5]. Ильменит прибрежно-

Содержание скандия в ильмените россыпей и кор выветривания

Тип месторождений	Число проб	Содержание Sc, г/т	
		пределы	среднее
Кора выветривания на основных породах	57	76,8—96,7	85,8
Алловиальные россыпи	27	79,3—98,0	87,8
Прибрежно-морские россыпи:	5	23,5—35,0	27,5
	33	26,0—77,0	44,7

морских россыпей в среднем содержит меньше скандия (0,002—0,07%), так как источником для выноса этого минерала были породы неодинаковой основности (табл. 3). Среди них значительную роль могли играть различные метаморфические породы [12] зачастую характеризующиеся пониженной скандиеносностью. Кроме ильменита в прибрежно-морских россыпях в отношении скандия могут представить интерес циркон (до 0,12%), монацит (до 0,03%).

Бокситы (остаточные и переотложенные) постоянно содержат скандий (0,0006—0,01%). Наибольшей скандиеносностью характеризуются бокситы, образование которых связано с разрушением базитов, ультрабазитов, основных эффузивов, туфогенных песчаников [10, 11]. Бокситы, образовавшиеся вследствие выветривания кислых и щелочных пород, содержат небольшое количество ($\leq 0,001\%$) скандия. Железистые бокситы в целом обогащены им. В конкретных месторождениях концентрации скандия довольно постоянны для каждой литологической разновидности. В среднем в бокситах различных районов СССР, по нашим данным, содержится 0,004% Sc (540 проб), в бокситах Урала, по данным Е. С. Гуткина — 0,0048%, в бокситах КМА по материалам В. В. Буркова и Е. Г. Чеховских [10] — 0,0026% (211 проб). Образование бокситов КМА в основном происходило вследствие разрушения сланцев, содержание скандия в которых понижено (0,0013—0,0015%).

При переработке бокситов по методу Байера скандий полностью переходит в красный шлам, где содержится в 1,5—2 раза больше, чем в бокситах. Этот шлам (а также белитовый) является потенциальным сырьем для скандия. Наименее высокие (0,028%) его содержания установлены в магнитной фракции красного шлама. Кроме скандия, из бокситов возможно попутное получение V, Ti, Zr, Ga, PЗЭ.

Фосфатное сырье, как правило, характеризуется низкими содержаниями скандия. Фосфориты ряда месторождений (Акса́й, Джанатас, Чилисайское, Тоолсе, Егорьевское и др.) содержат 0,0001—0,001% Sc. Мало скандия (0,0001—0,0005%) в апатите эндогенных и остаточных месторождений. Вместе с тем костный детрит ископаемых рыб, состоящий в основном из карбонат-фторapatита, содержит 0,01—0,02% Sc. Ценность детрита повышается за счет присутствия PЗЭ (до 4,7% TR_2O_3) и урана. В среднем концентрат костного детрита содержит 0,5—0,9% PЗЭ и до 0,015% Sc [11]. Скопления костного детрита (остатки скелетов рыб) широко распространены в неогеновых отложениях юга европейской и азиатской частей СССР.

Некоторые фосфатные глинистые сланцы могут содержать до 0,05% Sc (штат Юта, США). Однако пермские фосфориты США формации фосфория в среднем содержат всего 0,001% Sc [20]. Кроме того, в них содержится 0,03% La, 0,1 Y и 0,001% Yb. Получать скандий из фосфатного сырья экономически целесообразно только в комплексе с другими редкими элементами. Установлено, что из бедных фосфоритов экстракционная технология позволяет извлекать Sc, PЗЭ, U, Sr, F [13].

Осадочные железные руды могут содержать скандий в повышенном количестве (иногда до 0,01%), в особенности это касается руд, образо-

Содержание скандия в осадочных и остаточных железных рудах

Тип желе- зородных месторож- дений	Минеральный тип руд	Текстурные особенности руд	Число проб	Содержание Sc, г/т	
				пределы	среднее
Морские	Гидрогётит-лептохлорит-сидеритовые	Оолитовые (сце-ментированные)	17	9,6—28,0	15,8
Речные	Гидрогётит-содерит-хло-ритовые	Оолитовые (пес-чанистые)	29	6,8—11,7	9,0
Озерно-болотные	Гидрогётит-хлоритовые	Охристо-глинистые	3	26,1—37,2	31,6
	Гидрогётит-гематитовые	Щебенчато-галеч-ные	7	13,9—83,0	48,0
	Гидрогематитовые	Глинистые	5	45,8—57,0	52,4
Остаточ-ные	Гётит-гидрогетитовые	Желваковые	13	0,8—18,0	3,9
	То же	Желваковые и ох-ристые	4	1,3—6,8	3,7

вавшихся в результате разрушения основных и ультраосновных пород. В равной степени это относится к озерно-болотным, речным и морским осадочным железным рудам. Например, в исследованных нами озерно-болотных рудах Урала, пространственно явно тяготеющих к ультраба-зитах, содержится около 0,005% Sc (табл. 4). Максимальные (до 0,02%) концентрации его установлены в глинистой составляющей из щебенча-то-глинистых руд, образовавшихся в результате выветривания пироксе-нитов. Как многовалентный катион Sc^{3+} энергично сорбируется, а его главными сорбентами в поверхностных условиях являются гели Fe и глинистые минералы.

Если остаточные бурожелезняковые руды образуются по сидеритам (месторождения Бакальское, Ахтенское, Урал), то концентрация скан-дия в этих рудах меньше его кларка и составляет 0,0004%. Невысокое ($\leq 0,0005\%$) содержание скандия в остаточных рудах объясняется по-ниженной скандиеносностью субстрата, в данном случае — сидерита. При плавке железных руд скандий почти целиком переходит в шлак, откуда извлечение его принципиально возможно [9].

Содержание скандия в каменных и бурых углях в среднем составля-ет 0,0001% [11]. Однако в золах этих углей может содержаться $\leq 0,0005—0,04\%$ Sc. По нашим данным, в угольных золах 15 ТЭЦ и ГРЭС СССР содержится 0,0003—0,002% Sc. Зола энергетических углей, несмотря на довольно низкие концентрации скандия, являются потен-циальным источником для его получения, в особенности в комплексе с другими металлами. Опыты, проведенные в Канаде, показали, что из зол углей можно извлекать Sc, V, Ni, Zn, Sr, PЗЭ.

Урановые руды различных типов могут содержать скандий в повы-шенных (0,005—0,01%) количествах. Его присутствие установлено в ураноносных песчаниках (плато Колорадо, США). Повышенные (до 0,01%) его концентрации содержатся в метатюамуните, гендерсоните, симплотите. Присутствие скандия обнаружено в ураноносных кварцито-видных конгломератах Канады (Блайнд-Ривер) и ЮАР (Витватерс-ранд), которые содержат 0,006% Sc, иногда более. Главным минера-лом — концентратом скандия является браннерит (0,05% Sc). Пер-спективны на скандий и другие типы урановых месторождений [14, 24]. Способ попутного получения скандия из урановых руд достаточно хо-рошо разработан [15, 16] и на практике использовался в Канаде, США, Австралии [21].

Нами была проведена оценка запасов скандия на примере зарубеж-ных месторождений [3], которая показала, что около 90—99% его за-пасов приходится на бокситы, титановые руды и фосфориты. В этот подсчет не вошли железные и урановые руды, по которым отсутствуют достаточные данные для расчета. Ориентировочные запасы скандия за рубежом довольно значительны и составляют до 1,9 млн. т. В будущем

они могут быть увеличены за счет урановых, железных и некоторых других типов скандийсодержащих руд. Запасы скандия заметно больше установленных запасов целого ряда других редких элементов (индий, рений и др.). Однако, если обратиться к добыче скандия, то окажется, что в год в капиталистических и развивающихся странах добывается из недр относительно небольшое (1,7—4,9 тыс. т) его количество. Наибольшие объемы добытого из недр скандия приходится на бокситы (75—85%), а также ильменитовые концентраты и фосфориты (15—20%) (подсчитано без урановых и железных руд [3]). Вероятнее всего, что руды алюминия, титана и фосфатное сырье смогут в основном обеспечить увеличивающиеся потребности промышленности в скандии. Однако не следует забывать, что получение скандия всегда будет существенно зависеть от объемов, добычи и передела руд главных полезных компонентов (Al, Ti, U и др.), т. е. уровень его добычи и производства всегда будет тесно связан с масштабами производства других металлов.

* * *

Скандий, будучи широко рассеянным элементом в породах земной коры, не образует значительных месторождений собственных минералов. Однако он довольно часто содержится в повышенных ($\leq 0,02$) концентрациях в рудах, в которых главными полезными компонентами являются железо, титан, алюминий, уран, цирконий, фосфор и некоторые другие элементы. Промышленный интерес представляют скандийсодержащие месторождения различных генетических типов: магматические, контактово-метасоматические, грейзеновые, гидротермальные, выветривания, россыпи, осадочные и метаморфогенные. Среди них наиболее крупные объекты скандийсодержащих руд представлены магматическими месторождениями титана и железа, выветривания и россыпями Ti и Zr, а также осадочными и метаморфогенными месторождениями Al, Ti, Fe, U, P. Запасы скандия в рудах этих месторождений могут достигать нескольких десятков тысяч тонн. Так как средний уровень содержания скандия в рудах обычно невелик (0,002—0,01%), в промышленном отношении наиболее перспективны месторождения, ежегодная добыча и передел руд которых достигают значительных объемов.

Скандий в добытых рудах может преимущественно накапливаться в концентратах главных полезных минералов (ильменита, рутила, циркона и др.) или оставаться в силикатных хвостах (пироксены), или поступать в передел без обогащения (бокситы). Как правило, ильменитовый концентрат содержит 0,005—0,01%. Именно такой уровень его содержания в концентрате следует считать оптимальным для попутного производства скандиевой продукции из титанового сырья. Бокситы, фосфориты и урановые руды могут использоваться в качестве скандийсодержащего сырья при условии, что в них находится 0,003—0,01% Sc (редко больше). Цирконовый концентрат содержит до 0,03—0,1% Sc. Для конкретных месторождений титана, алюминия, циркония, урана и фосфора уровень скандиености руд может колебаться, что зачастую тесно связано с особенностями их генезиса. Области распространения основных интрузивных пород, с которыми пространственно и генетически связаны эндогенные месторождения титана и железа, как правило, являются местом значительной концентрации скандия. Указанные скандийсодержащие месторождения образовались преимущественно в докембрии и раннем палеозое. Становление наиболее значительных месторождений происходило в архейскую и протерозойскую эпохи, когда формировались крупные массивы анортозитов и габбро-анортозитов. Так, в средне-верхнепротерозойскую эпоху сформировались габбро-анортозитовые массивы, с которыми связаны магматические месторождения скандийсодержащего ильменита (Украинский щит). В раннепалеозойскую (каледонскую) эпоху образовались значительные по размерам массивы дунит-пироксенит-габбровой формации и приуроченные к

ним месторождения титаномагнетита, где скандий в основном сконцентрирован в пироксене (Урал).

В позднем палеозое и мезо-кайнозойскую эпоху сформировались некоторые контактово-метасоматические, а также грейзеновые и гидротермальные месторождения, характеризующиеся повышенной скандиеносностью. Однако по сравнению с группой магматических месторождений скандиеносных руд архея, протерозоя и раннего палеозоя их роль в отношении скандия второстепенна.

Пространственно экзогенные месторождения скандия также довольно тесно связаны с областями распространения базитов. Это естественно, так как осадочные концентрации скандия образовались вследствие разрушения более древних эндогенных его концентраций. На территории СССР наибольшие экзогенные скопления скандия характерны для бокситов, образовавшихся в девоне, карбоне, мелу и палеогене. Скандиеносные осадочные (морские и речные) железные руды СССР связаны главным образом с мезо-кайнозойскими отложениями. Большинство промышленных россыпей скандийсодержащего ильменита сформировались также в мезозое и кайнозое. Многие из них образовались в результате выветривания пород основного состава. К неогеновым отложениям приурочены скопления костного детрита с повышенной скандиеносностью. В целом от докембрия к четвертичному времени постепенно возрастало разнообразие рудных концентраций скандия в осадочных толщах и затухало образование значительных эндогенных его концентраций. Экзогенные месторождения скандия образовались преимущественно в позднем палеозое, мезозое и кайнозое. При этом заметную роль играло разрушение пород основного состава. Наиболее тесная связь с базитами прослеживается у скандийсодержащих остаточных месторождений титана, железа и алюминия. Переотложенные руды этих металлов часто также характеризуются повышенной скандиеносностью.

Наибольший практический интерес для попутного получения скандия представляют крупные месторождения Al, Ti, U, P, Zr, руды которых и, особенно концентраты характеризуются повышенным уровнем его содержаний для данного типа. Однако в процессе поисков и разведки необходимо обязательно проводить проверку и оценку скандиеносности всех рассмотренных типов руд (см. табл. 1). Установление устойчивых повышенных содержаний скандия в рудах и концентратах может существенно повлиять на их ценность. Решающее значение при исследовании скандиеносности месторождения принадлежит нейтронно-активационному анализу. Определения скандия, полученные этим методом, наиболее надежны и могут быть использованы для подсчета его запасов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахматов Б. А., Ермолаев Б. В., Ершова В. А. и др. Основные направления использования и развития ядерно-физических методов анализа при геохимических исследованиях//Геохимические поиски редкометалльных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1982, С. 81—87.
2. Борисенко Л. Ф. Скандий. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 130 с.
3. Борисенко Л. Ф. Сырьевые ресурсы скандия//Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 9. С. 51—56.
4. Борисенко Л. Ф. О потенциальной ценности редких элементов, содержащихся в ильмените//Методы исследования технологических свойств редкометалльных минералов. М.: ИМГРЭ, 1985. С. 76—81.
5. Борисенко Л. Ф., Полканов Ю. А., Сотсков Ю. П. Скандиеносность россыпных месторождений ильменита и циркона//Экзогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования. М.: ИМГРЭ, 1972, С. 33—39.
6. Борисенко Л. Ф., Чудинов В. И. О распределении Sc, Ta, Hf, Zr, Co и Fe в коре выветривания рудных габбро-норитов Володарск-Волынского массива//Литоология и полез. ископаемые. 1986. № 1. С. 41—48.
7. Бородин Л. Я., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометалльные камафориты. М.: Наука, 1973. 176 с.
8. Гуткин Е. С. О геохимии скандия в бокситах//Геохимия. 1968. № 1. С. 56—64.
9. Комиссарова Л. Н., Борисенко Л. Ф., Шацкий В. М. О возможности выделения скандия из пироксенитов//Журн. прикл. химии. 1965. Т. 38. Вып. 2. С. 241—244.
10. Латеритные коры выветривания КМА и их редкометальность. М.: Недра, 1976. 150 с.

11. Месторождения литофильных редких металлов/Под ред. Овчинникова Л. Н., Солодова Н. А. М.: Недра, 1980. 560 с.
12. Михалева Л. В., Коробова Н. И. Об источнике ильменита и россыпных месторождений//Геология и геофизика. 1972. № 11. С. 44—50.
13. Пчелкин В. А., Семенова Э. А. Всесоюзный семинар по технологии переработки руд редких, рассеянных и радиоактивных элементов (М., май—июнь, 1978 г.)/Атом. энергия. 1978. Т. 45. № 6. С. 462—469.
14. Сахацкий И. И. Элементы-примеси в урансодержащих битумах//Геохимия и рудообразование. 1978. № 7. С. 43—46.
15. Семенов С. А., Резник А. М., Юрченко Л. Д. Экстракционное извлечение скандия при комплексной переработке различных видов сырья//Цветные металлы. 1983. № 12. С. 43—47.
16. Шахно И. В., Шевцова З. Н., Федоров П. И., Коровин С. С. Скандий//Химия и технология редких и рассеянных элементов. М.: Высш. школа, 1976. Т. 2. С. 3—45.
17. Шмураева Л. Я. Минералого-геохимические особенности кварцевожильных вольфрамитовых месторождений Приморья//Микроэлементы в минералах. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. Т. 82—89.
18. Amlı R. Carbonatites, a possible source of scandium as indicated by Sc mineralization in the Fen Peralkaline Complex, Southern Norway//Econ. Geol. 1977. V. 72. № 5. P. 855—859.
19. Frondel C. Scandium-rich minerals from rhyolite in the Thomas — Range, Utah//Amer. Mineralogist. 1970. V. 55. № 5—6. P. 1058—1060.
20. Gulbrandson R. A. Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria formation//Geochim. et cosmochim. acta. 1966. V. 30. P. 769—778.
21. Mc Ginley F. E., Facer J. F. Uranium as a by-product and byproducts of uranium production. «Uranium Ore Process». Vienna, 1976. P. 181—187.
22. Nemec D. Scandium in the wolframites of the bohemian massif and its genetic significance//Chem. Erde. 1977. B. 36. H. 3. P. 218—221.
23. Scandium extraction process developed//California Min. J. 1974. V. 43. № 8. P. 10.
24. Scandium. Its occurrence, chemistry, physics, metallurgy, biology and technology. L.: Acad. press, 1975. 598 p.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов
Москва

Поступила в редакцию
6.VIII.1987

УДК 550.4:551.31+551.32(265)

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

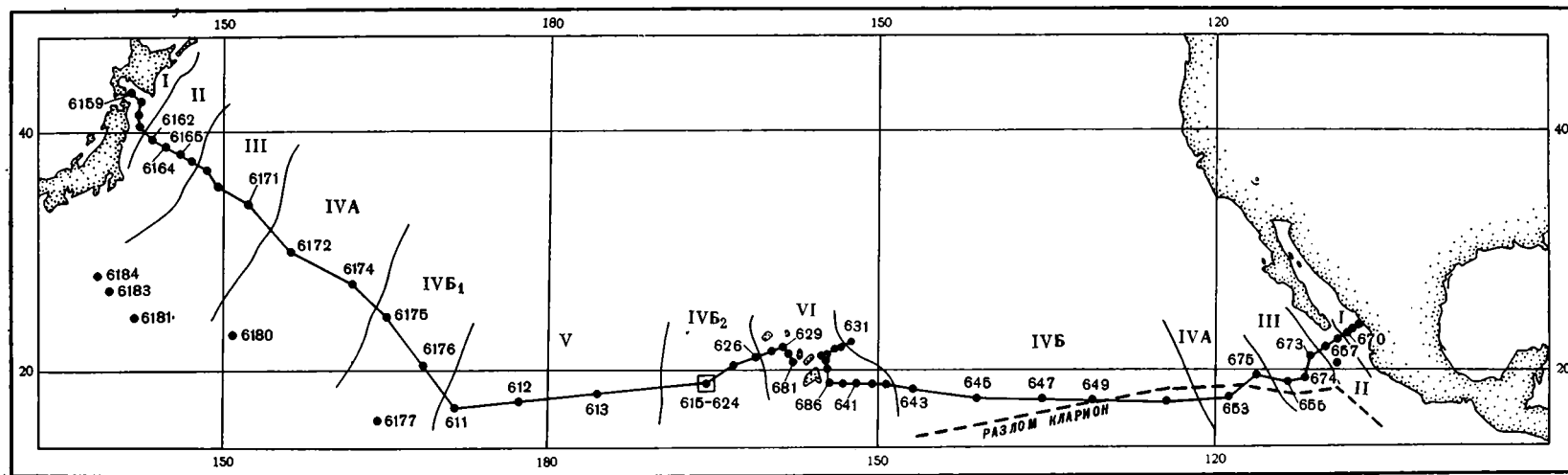
БОЙКО Т. Ф., ДВОРЕЦКАЯ О. А., ЛЯПУНОВ С. М.

Рассмотрено распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) и Y в Fe—Mn-конкрециях (ЖМК) и во вмещающих их осадках транстихоокеанского профиля (Япония—Мексика). Показано, что от побережий к центральной области океана прослеживается общая линия прогрессирующего накопления в ЖМК и осадках промежуточных РЗЭ (ПРЗЭ) и Се, наименьшего концентрирования тяжелых РЗЭ и Y и среднего положения La.

Преобладающее число публикаций по геохимии лантаноидов и иттрия в океане посвящено распределению этих элементов в железомарганцевых конкрециях (ЖМК) и корках. Интерес к вещественному составу Fe—Mn-образований, в том числе и к редкоземельным элементам (РЗЭ) в них, определяется, как известно, потенциальными экономическим значением океанских ЖМК, а также индикаторными возможностями лантаноидов. Библиография всех значительных работ по РЗЭ и Y в океанских конкрециях и осадках приведена в недавней сводке, выполненной А. Дж. Флит [24]. Несмотря на то что Fe—Mn-образования океана изучаются довольно давно, многие вопросы, связанные с распределением в них лантаноидов и Y, остаются нерешенными. Так, обсуждается зональность в распределении РЗЭ и Y в конкрециях [1], связь лантаноидов и Y с определенными минеральными фазами ЖМК [23], источники макрокомпонентов и связанных с ними РЗЭ и Y для конкреций и корок, механизм их вхождения в эти образования, вклад океанской воды в формирование вещественного состава ЖМК и т. д. [7, 8, 23, 24]. Последние вопросы тесно связаны с проблемой генезиса ЖМК. Различные авторы либо связывают их образование с седиментационными или диагенетическими процессами формирования осадков, либо отдают предпочтение участию в их генезисе гидротермальным проявлениям океанского дна [12].

В настоящей статье приведены материалы, полученные при изучении ЖМК и вмещающих их илов на транстихоокеанском профиле (46-й рейс НИС «Витязь» и 9-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев»). Они могут способствовать решению дискуссионных вопросов, о которых говорилось выше.

Транстихоокеанский профиль (фиг. 1) пересекает западную и восточную котловины северной части Тихого океана, разделенные Гавайским поднятием. Поля ЖМК профиля приурочены к глубоководным пелагическим районам океана. Координаты станций, подробное литолого-минералогическое и геохимическое описание вмещающих осадков и ЖМК профиля даны в работах [8, 10]. В результате детального изучения вещественного состава донных илов выделено шесть литолого-фациальных зон (см. фиг. 1), закономерно сменяющих друг друга в направлении от берегов к пелагиали океана, и выдвинуто предположение о ведущей роли биогенно-терригенной седиментации в формировании всех осадков профиля [10]. Оценка донных илов по величине модуля $Fe + Mn/Ti$ [10] показала, что гидротермальный компонент не присутствует в заметных количествах во вмещающих ЖМК поверхностных осадках, в том числе и на тех станциях восточной половины профиля (653, 655, 675), находящихся в зоне влияния разлома Клариион (см. фиг. 1), где в колонках осадков зафиксированы минерало-геохимические сви-



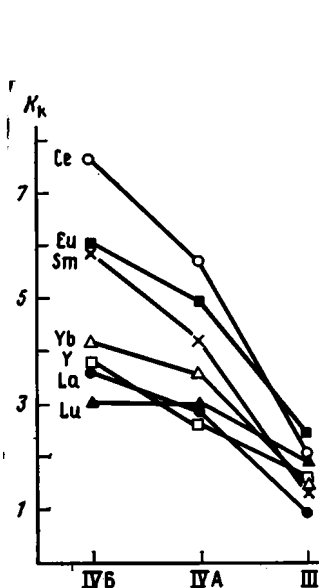
Фиг. 1. Транстихоокеанский профиль: расположение станций и литолого-фациальных зон (I—VI)

Таблица 1

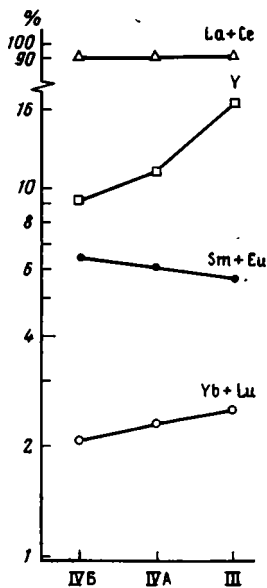
Содержание ряда элементов в ЖМК (первое значение), вмещающих их осадках (второе значение) и железомарганцевых корках (третье значение)

	Зона	Номер стан-ции	Mn	Fe	Ca	Mg	Na	K	P	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu	ΣP_{39}	Y	Cu	Ni	Co	B	Sr
Западная часть профиля	IVA	6172	12,5	15,6	0,83	1,82	2,03	1,08	0,18	88	480	27	7,5	13	2	617	—	2580	3 63	1180	390	460
			0,52	0,54	0,9	1,1	2,85	2,6	0,05	29	61	4,5	1,2	3	0,44	99	40	151	182	51	75	170
			0,62	4,42																		
		6174	24,9	15,1	1,25	1,44	1,46	0,75	0,2	120	700	29	7,5	13	2	871	96	5140	8 850	3300	500	670
			—	—	—	—	—	—	—	144	962	32	7,2	11,4	1,55	1158	64	—	—	—	—	335
			0,30	0,35	13,45	1,41	1,66	1,55	0,12	54	93	12,6	4,1	6,5	0,97	171	85	196	196	112	100	560
	V	611	0,39	3,78																		
			14,7	16,7	2,18	1,25	1,08	0,94	0,4	210	1100	45	13	13	1,7	1382	104	1430	2 790	3190	520	870
			22,6	14,4	1,79	1,15	1,44	0,66	0,31	210	1200	45	12	17	1,6	1485	120	3080	4 770	4330	340	990
		612	0,45	0,38																		
			0,60	5,51	1,91	1,90	2,30	3,0	0,32	147	308	37	11	13,6	—	522	320	209	210	91	110	300
			17,9	12,8	1,32	1,5	1,51	0,92	0,23	180	830	52	10	15	2,3	1089	112	4480	6 620	2990	290	750
Восточная часть профиля	IVB	643	0,45	0,58																		
			0,60	6,4	1,57	2,4	2,2	2,36	—	46	97	12	3,4	5	0,7	164	75	—	—	—	80	180
			25,3	8,3	—	—	—	—	0,48	139	444	36,6	9,3	14,8	1,4	625	—	9450	12 310	2600	70	—
		649	0,59	0,43																		
			0,77	5,46	0,72	2,43	2,1	2,85	0,11	44	82	9,4	2,8	5,4	0,88	144	64	288	274	113	95	150
			23,7	9,3	1,79	1,54	1,94	1,03	0,19	120	590	36	11	11	1,5	769	72	7140	12 700	2790	240	590
	IVA	653	0,54	0,43																		
			0,76	5,46	0,75	2,44	2,90	2,03	0,17	70	121	13	4,5	—	2	208	96	302	188	100	110	340
			26,1	8,4	1,68	1,24	2,12	0,9	0,19	120	370	28	5	14	2,2	539	88	8650	11 960	1350	150	580
		675	0,84	0,55																		
			1,5	6,4	1,09	1,64	3,6	2,16	0,16	59	98	16	4,3	6,7	1,1	185	112	509	428	94	84	350
			18,7	15	—	—	—	—	0,31	41	177	9,6	3,9	4,8	1,2	237	48	3020	6 240	1770	390	—
III	655		0,81	0,85																		
			1,21	5,8	1,19	2,1	4,3	2,75	0,16	45	89	11	3	5,1	1	154	88	310	247	99	88	380

Примечание. Содержание элементов дано на натуральное сухое вещество проб, причем Mn, Fe, Ca, Mg, Na, K и P в %, остальных элементов — г/т. В числителе приведено содержание реакционноспособных форм Mn и Fe в осадках, в знаменателе — валовое их содержание. Данные по Fe, Mn, P, Co, Ni и Cu заимствованы из работы [8].



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Средние (по литолого-фациальным зонам) нормированные содержания РЗЭ и Y в ЖМК восточной половины профиля

Фиг. 3. Эволюция состава РЗЭ и роли Y в сумме РЗЭ+Y ЖМК восточной половины профиля

детельства гидротермальной деятельности. За исключением ЖМК ст. 655, расположенной на периферии глубоководной части океанского ложа, в зоне глин переходного типа (зона III), все остальные изучавшиеся нами Fe—Mn-образования отобраны в пределах пелагической области океана, в районах развития красных глин с вулканическим пеплом (зона IVA) и с цеолитами (зона IVB), а также приурочены к карбонатно-терригенным осадкам подводного поднятия Мид Пасифик (зона V).

Полностью оруденелые пелагические конкреции профиля, по данным, приведенным в работе [8], содержат в пересчете на металл в среднем 36% рудных компонентов. Рудная часть ЖМК более чем на 90% состоит из гидроокислов Mn и Fe. В исследовавшихся нами конкрециях сумма содержаний Mn и Fe, как правило, достаточно стабильна (табл. 1).

Среди нерудных компонентов пелагических ЖМК встречаются как аллотигенные, так и аутигенные образования, — те же, что и во вмещающих илах [8, 10]. Помимо обломочных зерен алюмосиликатов часто присутствует вулканическое стекло. Обычны терригенные глинистые минералы. Аутигенные образования чаще всего представлены цеолитами и новообразованиями из группы Fe-сметитов. Присутствует костный фосфатный детрит и обломки панцирей диатомей и фораминифер. В рудном веществе ЖМК преобладает рентгеноаморфная фаза. Слабо раскристаллизованная его часть сложена вернадитом, асболян-бузеритом и гидрогетитом. Вероятно присутствие бернессита и тодорокита в виде незначительных по размеру выделений [8].

Анализирувавшиеся нами конкреции имели размер от 0,5 до 3—5 см. В пробу включался весь материал ЖМК, если они были полностью оруденелыми. В тех случаях, когда в конкреции отчетливо выделялось нерудное ядро, отбирались только рудные оболочки. Изучавшиеся пробы ЖМК и вмещающих их илов находились в воздушно-сухом состоянии.

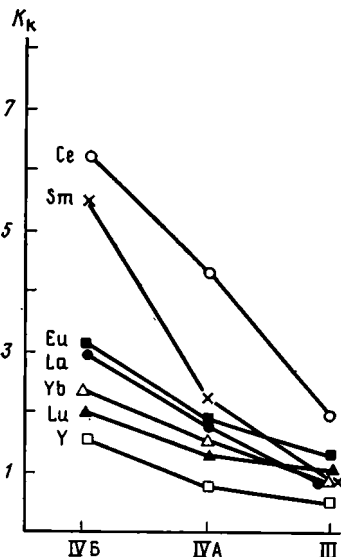
РЗЭ в пробах определяли с помощью инструментального нейтронно-активационного анализа. Были получены данные по шести лантанои-

дам: La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu; точность определений 10—15%. На Y пробы анализировали рентгеноспектральным методом при величине аналитической погрешности ~20%. Определены также Ca, Sr, Mg, Na, K пламенно-фотометрическим методом и В — количественным спектральным методом. Все анализы сделаны в лабораториях ИМГРЭ. Для графического изображения состава РЗЭ использовали метод нормирования по среднему составу лантаноидов глинистых сланцев [27]. Нормированные таким же образом содержания РЗЭ и Y использовали при построении других фигур, что оговорено в подрисуночных подписях. Корреляционные связи элементов в ЖМК и вмещающих их илах выявлялись на основе расчета рангового коэффициента корреляции Спирмена и методом «дробового выстрела», описанных в работе [11], а также графическим методом.

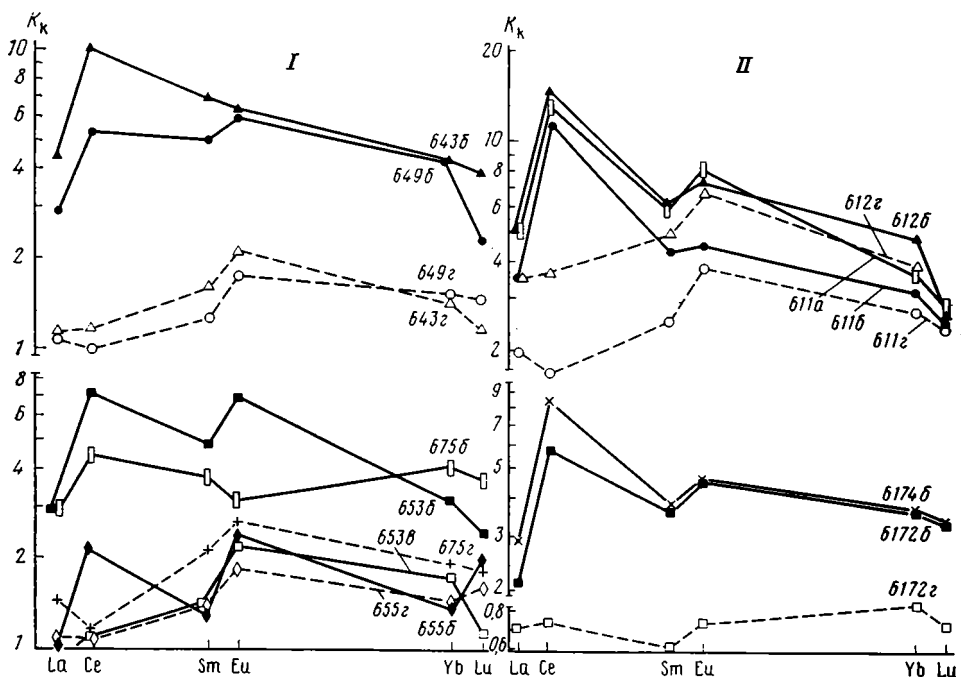
Распределение РЗЭ и Y в ЖМК. Полученные данные позволяют проследить для восточной части профиля изменение состава и содержания РЗЭ, а также Y в ЖМК в направлении от зоны гемипелагических илов (III) к центральному району океана (IVБ). На фиг. 2, построенной по материалам табл. 1, виден рост средних (по литолого-фациальным зонам) нормированных содержаний каждого лантаноида и Y в ЖМК. И только для Lu это явление выражено менее четко. Подобная же тенденция в отношении суммы РЗЭ в ЖМК отмечалась для западной половины транстихоокеанского профиля в работе [7]. Одновременно с увеличением содержания происходят изменения и в составе лантаноидов. При движении к наиболее удаленной от берегов области океана роль промежуточных РЗЭ (ПРЗЭ) повышается, а значение тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ) и Y уменьшается (см. фиг. 3).

Та же направленность в распределении лантаноидов отмечается и при рассмотрении величин коэффициентов концентрации K_k индивидуальных РЗЭ и Y в ЖМК восточной части профиля относительно вмещающих их илов (см. фиг. 4). Как сами величины, так и темпы их роста для ПРЗЭ, а также Ce оказались выше, чем для ТРЗЭ и Y. При этом величина K_k Y обычно менее единицы. На более ограниченном материале указанные тенденции отмечались авторами ранее [4]. Средние величины K_k лантаноидов в ЖМК относительно ассоциирующихся осадков, подсчитанные по материалам табл. 1 с учетом всех анализировавшихся проб, ранжируют элементы в следующий ряд: Ce(5,4) > Sm(2,8) > Eu(2,4) > La(2,2) > Yb(2,0) > Lu(1,8) > Y(0,74).

Подобное же фракционирование выявлено при сравнении среднего состава РЗЭ пелагических конкреций (подсчитано как среднеарифметическое по восьми пробам из табл. 1) с составом лантаноидов прибрежных илов зоны I транстихоокеанского профиля [5]. Это сравнение показывает, что по величине K_k в ЖМК РЗЭ располагаются в следующей последовательности: Ce(21,1) > Eu(10,5) > Sm(9,5) > La(7,0) > Yb(6,3) > Lu(4,3) > Y(2,8), которая, по сути дела, аналогична последовательности для накопления лантаноидов в ЖМК относительно вмещающих осадков (только Eu и Sm поменялись местами). Она имеет также много общего с ранжировкой РЗЭ по их K_k в пелагических глинах относительно илов зоны I: Eu > Sm > Ce > La > Yb > Y > Lu [5]. В последнем случае отличие заключается в положении Ce, который занимает лидирующее место в ЖМК, превышая по эффективности накопления ПРЗЭ, и в положении Y, который перемещается с предпоследней позиции в последо-



Фиг. 4. Средние (по литолого-фациальным зонам) величины коэффициента концентрации K_k РЗЭ и Y в ЖМК восточной половины профиля относительно вмещающих осадков



Фиг. 5. Составы РЗЭ Fe—Мп-корок (а), ЖМК (б), их ядер (в) и вмещающих их осадков (г) на тихоокеанском профиле
I — западная половина профиля, II — восточная

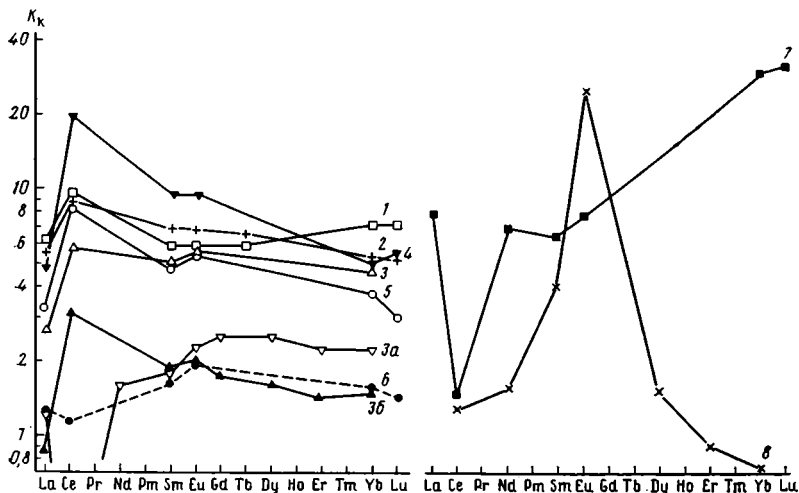
вательности для глубоководных глин на крайне правое место в последовательности для пелагических конкреций.

Таким образом, от побережий к центральным районам океана прослеживается общая линия прогрессирующего накопления в осадках и ЖМК РЗЭ и Се, наименьшего концентрирования ТРЗЭ и Y и промежуточного положения La.

Близость составов РЗЭ пелагических ЖМК и ассоциирующихся с ними илов, при исключении Се-аномалии конкреций, видна и на фиг. 5 и 6, где представлены как конкретные станции, так и средние данные. Это же выявляется и при сравнении составов лантаноидов рудной оболочки и неорудного ядра ЖМК, в том случае, когда последнее представлено вмещающими конкрецию глинами. Так, в центральной части ЖМК, отобранной на ст. 653, содержание суммы РЗЭ в 3,5 раза ниже, чем во внешней ее зоне, а составы лантаноидов очень сходны, если не принимать во внимание Се-максимум рудной оболочки (см. фиг. 5).

Средний состав РЗЭ пелагических ЖМК трансихоокеанского профиля сходен со средним составом лантаноидов глубоководных конкреций, о котором сообщается в работах Д. Пайпера [27], Эрлиха [22], и составом РЗЭ богатой железом фазы ЖМК, описанной в работе [23], представляя в главных чертах зеркальное отражение состава лантаноидов глубинной океанской воды (см. фиг. 6).

Кроме собственно ЖМК на РЗЭ и Y была проанализирована одна проба Fe—Мп-корок, выросших на обломках биогенного известняка и базальтах (ст. 611, зона подводных гор Мид Пасифик). Оказалось, что состав РЗЭ и уровень их содержания в корках существенно не отличаются от параметров распределения лантаноидов в конкрециях из этой же зоны (ст. 611 и 612). Весьма существенно, что ЖМК и корки близки по содержанию в них Fe, в то время как роль Мп в конкрециях в 1,5 раза выше (см. табл. 1 и фиг. 5). Fe—Мп-корки, нарастающие на обнажениях пород и инкрустирующие их, по существующим представлениям, имеют гидрогенную (седиментационную) природу [13]. Близость составов РЗЭ ЖМК и корок из зоны V свидетельствует в пользу преобладающе-



Фиг. 6. Средние составы РЗЭ океанских ЖМК и осадков по данным различных авторов. 1—2 — соответственно мелководные (<3000 м) и глубоководные (>3000—3500 м) океанские ЖМК [27]; 3 — ЖМК из экваториальной зоны Тихого океана [23] (3, а — богатая Р фаза этих ЖМК, 3, б — то же, богатая Fe); 4 — океанские ЖМК по данным, приведенным в работе [22]; 5 — ЖМК (данные авторов); 6 — пелагические глины (данные авторов); 7 — глубинная океанская вода $\times 10^8$ [24]; 8 — гидротермы ВТП $\times 10^4$ [26]

го участия в формировании первых также седиментационных процессов.

Наблюдающееся фракционирование лантаноидов в осадках и ЖМК профиля при движении к центральной области океана хорошо согласуется с представлениями о наименьшей устойчивости Се и ПРЗЭ в водной океанской среде [1], связанной с более интенсивным их поглощением различными сорбционными системами и переводом в осадок. Это фракционирование отражает литолого-фациальную зональность осадков, повышение в них роли тонких фракций и аутигенных форм, а также изменение характера последних на фоне резкого замедления темпов седиментации в том же направлении [5]. Указанным процессам вполне соответствует эволюция состава РЗЭ вод океана от его побережий к пелагиали и от его поверхности к глубоким горизонтам [20, 25]. Данные, полученные нами на реальном профиле через океан, не поддерживают представлений о зональности распределения РЗЭ в его осадках и Fe—Mn-образованиях, которые развиваются в работе [1], и свидетельствуют о прямо противоположных тенденциях.

Связь РЗЭ и Y с другими компонентами ЖМК и корок. Собственные минералы РЗЭ и Y в океанских ЖМК и корках не обнаружены ни нами, ни другими исследователями [24]. Для выявления фазы конкреций, в состав которой входят эти элементы, а также для выяснения механизма их вхождения часто используются косвенные приемы — главным образом определение взаимосвязи между ними и другими компонентами ЖМК. Нерудная составляющая изучавшихся нами проб конкреций представлена, как уже отмечалось, теми же минеральными формами, что и вмещающие их илы. Особый интерес среди этих форм вызывает глубоководный костный фосфат, который по сравнению с остальными минеральными формами бывает в ряде случаев резко обогащен РЗЭ и Y [3, 7, 14, 15, 24], однако его доля в составе нерудной составляющей ЖМК, как правило, незначительна [8].

Расчеты и графические построения, выполненные по материалам табл. 1, показали, что в ЖМК профиля отсутствует строгая линейная корреляция фосфора как с индивидуальными лантаноидами и Y, так и с суммой РЗЭ. Тенденция такой корреляции прослеживается только для Sm (табл. 2). В то же время во вмещающих конкреции илах все лантаноиды и Y тесно связаны с P (табл. 3). Такие же взаимоотношения РЗЭ с фосфором прослеживаются в пелагических и прибрежных осадках все-

Коэффициенты корреляции элементов r в ЖМК тихоокеанского профиля

Элементы	$r_{\text{расч}}$	$r_{0,05}$	Элементы	$r_{\text{расч}}$	$r_{0,05}$
P— $\sum$ PЗЭ	0,42	0,69	Ca—Y	0,07	0,88
P—Sm	0,53	0,69	Mg— $\sum$ PЗЭ	—0,6	0,8
P—Y	0,47	0,80	Mg—Y	—0,885	0,878
P—Fe	0,33	0,65	Na— $\sum$ PЗЭ	—0,71	0,74
Fe— $\sum$ PЗЭ	0,25	0,69	Na—Y	—0,65	0,88
Fe—Ce	0,37	0,69	K— $\sum$ PЗЭ	—0,14	0,74
Fe—Y	0,18	0,8	K—Y	—0,54	0,88
Fe/P— $\sum$ PЗЭ	0,11	0,65	Sr— $\sum$ PЗЭ	1,0	0,69
Mn— $\sum$ PЗЭ	—0,23	0,69	Sr—Sm	0,5	0,69
Mn—Y	—0,32	0,8	Sr—Y	1,0	0,8
(Mn + Fe)— $\sum$ PЗЭ	0,04	0,69	Sr—Fe	0,6	0,65
(Mn + Fe)—Y	—0,03	0,8	B— $\sum$ PЗЭ	0,55	0,65
Mn/Fe—La	0	0,65	B—Y	0,43	0,74
Ca— $\sum$ PЗЭ	—0,14	0,74	B—Fe	1,00	0,65

Примечание. В этой и следующих таблицах $r_{\text{расч}}$ — расчетный коэффициент корреляции; $r_{0,05}$ — допустимый коэффициент корреляции при 95%-ном уровне вероятности.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции элементов в илах тихоокеанского профиля, вмещающих ЖМК

Элементы	$r_{\text{расч}}$	$r_{0,05}$	Элементы	$r_{\text{расч}}$	$r_{0,05}$
P—La	1,0	0,69	Fe _{вал} —Y	0,25	0,59
P—Ce	1,0	0,69	Mn _{вал} — $\sum$ PЗЭ	0,60	0,62
P—Eu	1,0	0,69	Mn _{вал} —Y	0,60	0,62
P—Yb	1,0	0,69	(Fe _{реакц} + Mn _{реакц})— $\sum$ PЗЭ	0,42	0,69
P—Y	0,93	0,65	(Fe _{реакц} + Mn _{реакц})—Y	0,52	0,74
P—Fe _{вал}	—0,14	0,74	Mn _{вал} /Fe _{вал} —La	—0,125	0,69
Fe _{вал} — $\sum$ PЗЭ	0,11	0,56	Fe _{реакц} /Mn _{реакц} — $\sum$ PЗЭ	0,5	0,69
Fe _{вал} —Ce	0,25	0,69			

го профиля [5]. Следует специально отметить хорошую корреляцию P и Ce во вмещающих ЖМК илах и вообще в осадках профиля. Нами не обнаружено своеобразия во взаимоотношениях этих элементов в осадках, отличающего Ce от других PЗЭ, о котором сообщается в работе [23]. Между содержаниями P и Fe в ЖМК корреляция отсутствует (см. табл. 2).

Авторами были проведены ориентировочные расчеты по определению максимально возможного вклада обогащенной фосфором фазы ЖМК в общее содержание PЗЭ в этих образованиях. При этом было сделано допущение, что весь P, находящийся в конкрециях профиля (в среднем 0,25%), связан с костным детритом. В действительности какая-то часть P заведомо ассоциируется и с алюмосиликатными минералами, гидроокислами Fe, с фосфатизированными зернами биогенного известняка и т. д. На основании данных, приведенных в работе [3], по P и лантаноидам в пелагическом костном детрите были определены величины отношений элементов в этом материале: P/La=150, P/Ce=85, P/Sm=180, P/Vb=800. Используя эти величины, а также средние содержания P и PЗЭ в пелагических ЖМК тихоокеанского профиля (см. табл. 1), можно установить, что с P в виде костного фосфата в этих конкреци-

ях может быть связано до 13% La, 24% Vb, 40% Sm и только 4,5% Се. Если же принять во внимание экстремальные цифры, приводимые по костному детриту в работах Дж. Даймонда и В. Эклунда [21] ($P/La = 60$), М. Берно [15] ($P/Sm = 150$) и Дж. Арренниуса и Е. Боннатти [14] ($P/V = 15$), то он может контролировать в ЖМК до 31% La, 48% Sm и 100% Y. Это предельные максимальные оценки. Таким образом, богатая фосфором фаза конкреций, по-видимому, способна быть носителем заметного, но не основного количества РЗЭ ЖМК и контролировать только в некоторых случаях содержание Y. С этим заключением согласуется отмеченное выше отсутствие корреляции между содержаниями Р и лантаноидов в конкрециях профиля.

Другие компоненты нерудной составляющей пелагических ЖМК, входящие и в состав вмещающих их осадков, как и сами эти осадки, характеризуются гораздо более низкими содержаниями лантаноидов, чем конкреции в целом [5], и поэтому, очевидно, не могут играть значительную роль в балансе РЗЭ в ЖМК. Это иллюстрируют, в частности, данные табл. 1 и фиг. 5, 6. Так, на фиг. 6, как уже отмечалось, видно четкое различие в уровнях содержания РЗЭ в ядре и рудной оболочке конкреции со ст. 653.

Приведенной выше характеристике нерудной части ЖМК соответствуют результаты корреляционного анализа. С элементами, входящими преимущественно в состав нерудной составляющей конкреций, такими, как Mg и Na, у РЗЭ и Y намечается обратная взаимосвязь, а с Ca и K корреляция отсутствует (см. табл. 2).

На основании изложенного можно сделать вывод, что нерудная фаза изучавшихся проб ЖМК представляет собой разбавляющий фактор для содержания РЗЭ в конкрециях и основное их количество должно быть связано с рудной составляющей ЖМК. Однако с главными ее компонентами (Mn и Fe) как у индивидуальных лантаноидов и Y, так и у суммы РЗЭ, линейной корреляции не обнаружено (см. табл. 2). Отсутствует взаимосвязь и между величинами суммы $Mn + Fe$, величинами Mn/Fe , Fe/P и содержанием в конкрециях, а также во вмещающих их осадках РЗЭ и Y (см. табл. 2 и 3). Если при расчете коэффициентов корреляции исключить ЖМК двух периферийных станций (655 и 6172), находящихся на окраине пелагической области океана, то выявляется линейная зависимость между содержанием в конкрециях Fe и содержанием Се, а также суммы РЗЭ. Эти данные хорошо согласуются с наблюдавшейся И. И. Волковым и Л. С. Фоминой [7] связью Fe и $\sum$ РЗЭ в пелагических ЖМК западной половины профиля. Но для La, Sm, Yb и Y в любом случае корреляция отсутствует. Вследствие обратного характера взаимоотношений между содержаниями Fe и Mn в конкрециях (см. табл. 1) при исключении из подсчета указанных выше станций проявляется соответственно тенденция обратной корреляции Mn с суммой РЗЭ, индивидуальными лантаноидами и Y, но строгая линейная зависимость не обнаружена. В илах же, вмещающих ЖМК, намечается тренд к прямой взаимосвязи между валовыми содержаниями Mn и РЗЭ, а также Y (см. табл. 3).

В то же время в работе [23] отмечается положительная линейная корреляция Се, а также других РЗЭ с Fe и обратная связь с величиной Mn/Fe для существенно «тодорokitовых» глубоководных (>4000 м) ЖМК из приэкваториальной зоны Тихого океана. Во вмещающих эти конкреции илах взаимосвязь между Се и валовым содержанием Fe, как и по нашим данным (см. табл. 3), не найдена, но для остальных РЗЭ обнаружена прямая корреляция с величиной отношения валовых содержаний Mn и Fe. Одновременно авторы [23] сообщают о наличии зависимости между всеми лантаноидами (кроме Се) и содержанием в ЖМК и вмещающих илах фосфора. Связь Се с P, по их данным, отсутствует, и конкреции с повышенным содержанием суммы РЗЭ характеризуются и большей величиной Fe/P . Эти наблюдения находятся в согласии с результатами проведенного ими эксперимента по выщелачиванию одной из проб ЖМК 0,1 М раствором HCl, который показал, что тогда как Fe и

Мп практически не переходят в раствор, выщелачиваются 66% Р и около 64% трехвалентных РЗЭ. С фосфором удаляется лишь незначительное (6,7%) количество Се. Х. Эльдерфилд с соавт. [23] интерпретируют отмеченные выше взаимоотношения между компонентами ЖМК и результаты эксперимента как одно из свидетельств того, что содержание и состав РЗЭ в «тодорокитовых» конкрециях контролируются двумя фазами: 1) обогащенной Fe, с составом РЗЭ, являющимся зеркальным отражением состава лантаноидов океанской воды (см. фиг. 6) и 2) обогащенной Р, с составом РЗЭ как в костном фосфате. Они же подчеркивают принципиальное отличие распределения Се от поведения остальных РЗЭ.

Однако полученные нами данные по РЗЭ в ЖМК и вмещающих их илах профиля во многом отличны от результатов, сообщаемых в работе [23] (см. табл. 2 и 3), и в большей мере согласуются с материалами С. Кэлверта и Н. Прайса [16], которые не нашли корреляции между содержаниями Fe и Се в пелагических конкрециях Тихого океана, марганцевая фаза которых представлена в основном рентгеноаморфным веществом и слабо раскристаллизованным вернадитом (как и для изучавшихся нами конкреций). В ЖМК такого типа, по данным, приведенным в работе [23], отсутствует взаимосвязь и между Р и РЗЭ.

Следует специально отметить, что в конкрециях профиля существует прямая линейная зависимость между содержаниями Sr, с одной стороны, и $\sum$ РЗЭ, Се, La, а также Y — с другой. В то же время корреляция Sr с ПРЗЭ (Sm) и с ТРЗЭ (Yb) не обнаружена (см. табл. 2). Можно предполагать наличие общего фактора, определяющего содержание легких лантаноидов (ЛРЗЭ), а также суммы РЗЭ и Sr в конкрециях.

Взаимосвязь между Ca и РЗЭ в изучавшихся ЖМК профиля, как уже отмечалось, отсутствует. Не обнаружена она и у пары Ca—Sr. Величины Ca/Sr (18—32) и Ca/ $\sum$ РЗЭ (12—31) в конкрециях во много раз меньше величин отношений этих элементов в биогенных океанских карбонатах (Ca/Sr 150—700, Ca/ $\sum$ РЗЭ $\approx 1 \cdot 10^5$) и фосфатах (Ca/Sr = 75—150, Ca/ $\sum$ РЗЭ = 75—150) [2, 6, 23, 29]. По-видимому, примесь этих образований не контролирует содержание РЗЭ и Sr в ЖМК. В то же время между содержаниями Sr и Fe в конкрециях намечается тенденция положительной корреляции (см. табл. 2), а с Мп — отрицательной. Приведенные данные свидетельствуют в пользу преимущественной связи Sr, а значит, и $\sum$ РЗЭ с железистоокисной фазой ЖМК.

В конкрециях намечается также тренд к положительной корреляции $\sum$ РЗЭ, а также Се и La с бором, хотя строгой линейной зависимости не обнаружено (см. табл. 2). Бор тесно связан в ЖМК с Fe (см. табл. 2). Тенденция к взаимозависимости содержаний бора и РЗЭ в конкрециях является еще одним доводом в пользу представлений о том, что лантаноиды в ЖМК контролируются главным образом Fe-фазой.

Таким образом, результаты нашей работы в большей мере поддерживают представления о том, что РЗЭ в пелагических ЖМК (марганцевая фаза которых представлена рентгеноаморфным веществом с присутствием слабо раскристаллизованного вернадита и асболан-бузерита) преимущественно ассоциируются с железистой составляющей конкреций. Наиболее тесно связаны с ней ЛРЗЭ, определяющие величину суммы содержаний лантаноидов (особенно Се и в меньшей степени La). Содержание ПРЗЭ, ТРЗЭ и Y контролируются гораздо слабее, и для этих элементов возможен существенный вклад фазы, обогащенной фосфором, по-видимому, костного апатита. Отсутствие линейной зависимости в ЖМК между лантаноидами и Y, с одной стороны, и валовым Fe — с другой, вероятно, определяется тем, что РЗЭ и Y связаны избирательно лишь с определенными разновидностями окислов Fe ЖМК.

Взаимоотношения лантаноидов ЖМК и вмещающих их илов. Взаимосвязь между рудными компонентами ЖМК и ассоциирующихся с ними осадков рассматривается как одно из подтверждений диагенетической природы конкреций [8, 23]. Так, Х. Эльдерфилд с соавт. [23], опе-

Взаимоотношения между содержаниями одних и тех же элементов
в ЖМК и во вмещающих их илах

Элементы	$r_{расч}$	$r_{0,05}$	Элементы	$r_{расч}$	$r_{0,05}$
$\sum PЗЭ$	0,69	0,74	$\sum PЗЭ/Mn_{реакц} + Fe_{реакц}$	0,86	0,80
La	0,78	0,74	$Fe_{вал}$	0,43	0,74
Ce	0,67	0,74	$Fe_{реакц}$	0,43	0,74
Sm	0,33	0,69	$Mn_{вал}$	0,43	0,74
Yb	0,09	0,69	$Mn_{реакц}$	0,43	0,74
Y	0,26	0,80	$Mn_{вал}/Fe_{вал}$	0,14	0,74
$\sum PЗЭ/Mn_{реакц}$	0,65	0,80	$Mn_{реакц}/Fe_{реакц}$	0,79	0,80
$\sum PЗЭ/Fe_{реакц}$	0,75	0,80	P	-0,14	0,74

рируя валовыми содержаниями, отмечают обратную корреляцию между РЗЭ (за исключением Ce) в существенно «тодорокитовых» ЖМК и в ассоциирующихся с ними осадках по семи пробам, взятым на полигоне размером 230 км² в приэкваториальной глубоководной (>4000 м) части Тихого океана. В противоположность другим лантаноидам для Ce, способного переходить в четырехвалентную форму, выявлена тенденция прямой корреляции. Авторы этой работы рассматривают наличие обратной линейной зависимости для большинства РЗЭ как свидетельство их диагенетической природы в ЖМК, в то время как Ce, по их представлениям, поступал в конкреции непосредственно из океанской воды и не участвовала в диагенетических процессах. Трудно, однако, представить себе столь радикальное фракционирование лантаноидов, этой весьма тесно связанной и геохимически когерентной группы элементов. Многочисленные данные по природным объектам свидетельствуют о их хорошей корреляции.

В то же время статистическая обработка полученных нами результатов показала (табл. 4), что строгой линейной зависимости между валовыми содержаниями суммы РЗЭ в изучавшихся ЖМК профиля и во вмещающих их илах нет. Прослеживается лишь тенденция положительной взаимосвязи. Это, в частности, подтверждается тем, что в отличие от Х. Эльдерфилда и др. [23] выявлена слабая прямая зависимость между содержаниями в конкрециях и осадках La. Для остальных РЗЭ и Y подобные взаимоотношения между валовыми содержаниями не установлены. Особенно низки расчетные коэффициенты для TRЗЭ и Y (см. табл. 4). Отсутствие корреляции между составами РЗЭ в ЖМК и в ассоциирующихся с ними илах отмечается для западной половины тихоокеанского профиля [7].

Однако тенденция положительной взаимосвязи валовых содержаний суммы РЗЭ в изучавшихся нами конкрециях и во вмещающих их осадках прослеживается и по результатам сопоставления величин $PЗЭ/Mn_{реакц}$, $\sum PЗЭ/Fe_{реакц}$, $\sum PЗЭ/Mn_{реакц} + Fe_{реакц}$. Хотя тесная зависимость не обнаружена, для величин $\sum PЗЭ/Fe_{реакц}$ очевиден тренд к прямой корреляции, а для $\sum PЗЭ/Mn_{реакц} + Fe_{реакц}$ выявлена слабая линейная связь (см. табл. 4). Подобные же взаимоотношения установлены для величин $La/Mn_{реакц} + Fe_{реакц}$ и $Ce/Mn_{реакц} + Fe_{реакц}$.

Оценку гипотезы о диагенетическом происхождении ЖМК с большей достоверностью можно было бы получить, сопоставив содержание элементов в конкрециях с содержанием в ассоциирующихся илах их реакционноспособных (а не валовых) форм. Но для элементов так называемой марганцевой группы ЖМК и осадков, к которой авторы работы [8] относят и РЗЭ, количественные характеристики валовых и реакционноспо-

собных форм во вмещающих илах во многих случаях достаточно близки. Вследствие этого, по их мнению [8], допустимо сопоставление валовых содержаний этих элементов [8].

Проведенный анализ корреляционных связей реакционноспособных форм Fe и Mn (двукратная вытяжка Честера — Хьюджеса [17], а также их валовых содержаний в илах с содержанием этих элементов в изучавшихся нами ЖМК показал, что тесные взаимоотношения между ними не наблюдается. Отсутствует также корреляция между величинами Mn/Fe в ЖМК и в ассоциирующихся с ними осадках для их валовых содержаний. Но для реакционноспособных форм такая тенденция прослеживается. Не выявлена также связь между валовыми содержаниями фосфора (см. табл. 4).

И. И. Волков и др. [8], основываясь на материалах тихоокеанского профиля, пришли к выводам, противоположным тем, которые изложены в работе [23]. Эти исследователи видят доказательства диагенетического образования конкреций во взаимосвязи обогащенности основными рудными компонентами и микроэлементами ЖМК и вмещающих их осадков. Иначе говоря, содержание микроэлементов в конкрециях определяется, по их мнению, содержанием этих элементов во вмещающих ЖМК илах. Следует заметить, однако, что наличие прямой линейной зависимости между содержаниями элементов или их отношениями в ЖМК и осадках не обязательно свидетельствует только о наследственной взаимосвязи. Вполне вероятно, что обогащенность и конкреций, и вмещающих их илов может контролироваться одними и теми же одновременно действующими и однонаправленными внешними факторами.

Таким образом, полученные нами данные не показывают тесной корреляции между вещественным составом пелагических ЖМК тихоокеанского профиля и ассоциирующихся с ними осадков и не полностью соответствуют важному критерию, свидетельствующему в пользу гипотезы о преимущественно диагенетической природе этих конкреций.

* *

*

На основе изучения минерального и химического состава Fe—Mn-корок, ЖМК и Fe—Mn дисперсной фазы осадков зоны Лейн в Тихом океане А. Эплин и Д. Кроунэн [13] достаточно четко сформулировали существовавшие представления о чисто седиментационном (гидрогенном) образовании корок и о седиментационной или диагенетической аккреции при генезисе ЖМК. Так, конкреции, сложенные в основном рентгеноаморфным рудным веществом, по их данным, формировались при участии обоих видов аккреции, и рудные компоненты поступали в них как непосредственно из водной толщи, так и из вмещающих осадков. Они представляют собой продукт промежуточный между корками и Fe—Mn-гидроокисями донных илов. Биогенная поставка металлов на поверхность океанских осадков может качественно объяснить различие между химическим составом ЖМК и Fe—Mn-окислов в илах. «Тодорокитовые» ЖМК имеют диагенетическую природу, и «тодорokit» осаждался из иловых вод. Эти ЖМК приурочены к районам с относительно высокой биологической продуктивностью поверхностных вод, подчеркивая тем самым важную роль, которую играет биогенный материал в их формировании как поглотитель и переносчик металлов и $C_{орг}$ на океанское дно.

Полученные нами материалы по взаимоотношениям различных компонентов в пелагических ЖМК и в ассоциирующих с ними осадках, соотношение составов РЗЭ и других элементов в этих образованиях не противоречат изложенной выше схеме формирования конкреций, сложенных в основном рентгеноаморфным рудным веществом, и гипотезе о преимущественной ассоциации лантаноидов с Fe-окисной фазой ЖМК.

Как известно, большинство исследователей придерживаются представлений о том, что первоисточником лантаноидов и Y в ЖМК была океанская вода [24]. Состав РЗЭ пелагических конкреций является зеркальным отражением состава РЗЭ этой воды и сформировался, по-ви-

димому, в результате преимущественного поглощения из нее Се и ПРЗЭ вследствие их лучшей сорбируемости [1]. С представлениями о первоисточнике согласуется полученная Х. Эльдерфилдом и др. [23] величина изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51244$ в ЖМК, которая близка к величине их отношения в океанской воде. Однако аналогичные величины этого отношения были получены теми же авторами и для ассоциирующихся с ЖМК осадков. Таким образом, хотя океанская вода как первоисточник лантаноидов и У наиболее вероятна, механизм формирования состава РЗЭ пелагических ЖМК до сих пор неясен. Нет четкого представления о вкладе в общий баланс лантаноидов непосредственно океанской воды, иловых вод, дисперсной Fe—Mn-фазы вмещающих осадков [24]. Океанская вода рассматривается как основной поставщик РЗЭ и для гидротермальных Fe—Mn-образований океана [1, 9, 28]. В то же время составы лантаноидов гидротермалитов отличны от составов РЗЭ пелагических ЖМК. Авторы работы [9] вслед за представлениями, высказанными в свое время Н. М. Страховым, основную причину этих различий видят во много раз меньшей скорости образования ЖМК по сравнению со скоростью образования гидротермалитов. В результате гидроокислы Fe и Mn гидротермалитов поглощают РЗЭ из океанской воды без их фракционирования в отличие от гидроокислов, формирующих ЖМК.

Скоротечность образования гидротермалитов, сравнительно высокие (до 0,1 %) содержания в них РЗЭ и крайне низкий уровень содержания лантаноидов в океанской воде ($\Sigma \text{РЗЭ} \approx 1 \cdot 10^{-9}\%$ [20, 25]) диктуют необходимость быстрого (в 10^8 раз) концентрирования РЗЭ, если океанскую воду считать практически единственным источником лантаноидов для гидротермалитов [9]. Это представляется довольно трудно осуществимым процессом. Есть основания предполагать, что наряду с океанской водой таким источником могут служить и сами гидротермы. Сведения о содержании и составе РЗЭ в гидротермах океанского дна пока единичны [26], и вполне вероятно, что эти параметры в зависимости от физико-химических условий гидротермальных систем океанских базальтов могут в значительной степени варьировать. Однако несомненно, что содержание в них РЗЭ на несколько порядков выше, чем в океанской воде, и может обеспечить процесс быстрого концентрирования лантаноидов на Fe—Mn-гидроокислах еще до контакта последних с придонной океанской водой. Одним из свидетельств возможности этого процесса можно рассматривать европиевый максимум, характерный, по имеющимся данным, для гидротерм океанского дна [26] и обнаруженный в составах РЗЭ Fe—Mn-гидротермалитов Галапагосских подводных гор [18] и впадины Атлантик II Красного моря [19].

В отличие от Mn—Fe-гидротермалитов длительный процесс формирования пелагических ЖМК позволяет обеспечить значительное концентрирование и фракционирование лантаноидов даже из столь бедного источника, каким является океанская вода, чему не в малой степени способствует, очевидно, биогенный материал как поглотитель и переносчик металлов на океанское дно. Указанные обстоятельства, по-видимому, и определяют специфику составов РЗЭ Fe—Mn-образований океана различного генезиса.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что в пелагических районах океана наиболее отчетливо проявляется фракционирование РЗЭ, выражающееся в том, что ТРЗЭ, наиболее устойчивые в водном растворе, увеличивают свою роль в составе лантаноидов океанской воды, а Се и ПРЗЭ, наименее подвижные в водной океанской среде, в результате поглощения различными сорбционными системами в большей степени уходят из раствора в осадок. В общей форме, для всех редких элементов-гидролизатов, это отмечалось ранее [4]. В результате процесса фракционирования в ЖМК и вмещающих их илах пелагической области, характеризующейся крайне низкими темпами седиментации и значительной ролью аутигенных форм в осадках, составы РЗЭ обогащаются Се и ПРЗЭ, и на реальном профиле от побережий к централь-

ной области океана прослеживается тенденция увеличения доли ПРЗЭ и Се и уменьшения роли ТРЗЭ и У в составе лантанондов донных илов и ЖМК.

Литература

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
2. Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 231 с.
3. Блох А. М., Коченов А. В. Элементы-примеси в костном фосфате ископаемых рыб// Геохимия месторождений редких элементов. Вып. 24. М.: Недра, 1964. 83 с.
4. Бойко Т. Ф., Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. и др. Редкие элементы-гидролизаты в осадках на профиле через Тихий океан//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 19—30.
5. Бойко Т. Ф., Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Редкоземельные элементы и литолого-фациальная зональность океанских осадков (транстихоокеанский профиль): Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 3—13.
6. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 180 с.
7. Волков И. И., Фомина Л. С. Новые данные по геохимии редкоземельных элементов в осадках Тихого океана//Геохимия. 1973. № 11. С. 1603—1615.
8. Волков И. И., Штеренберг Л. Е., Фомина Л. С. Железомарганцевые конкреции// Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансоеанский профиль). М.: Наука, 1979. С. 169—223.
9. Дубинин А. В., Волков И. И. Редкоземельные элементы в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия//Геохимия. 1986. № 5. С. 645—661.
10. Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансоеанский профиль). М.: Наука, 1979. 263 с.
11. Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965. 482 с.
12. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
13. Aplin A. C., Cronan D. S. Fe—Mn oxide deposits from the Central Pacific Ocean. I—Encrustations on the Line Islands Archipelago. II—Nodules and associated sediments//Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. P. 427—451.
14. Arrhenius J., Bonnatti E. Neptunium and volcanism in the ocean//Progress in Oceanography. N. Y.: Pergamon Press, 1965. V. 3. P. 7—22.
15. Bernat M. Les isotopes de l'uranium et du thorium et les terres rares dans l'environnement marin//Cah. ORSTOM. Sér. Geol. 1975. V. 7. P. 65—85.
16. Calvert S. E., Price N. B. Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediments from the Pacific Ocean//Marine Chem. 1977. V. 5. P. 43—74.
17. Chester R., Hughes M. I. A chemical technique for the separation of ferromanganese minerals, carbonate minerals and absorbed trace elements from pelagic sediments//Chem. Geol. 1967. V. 2. № 3. P. 249—262.
18. Corliss J. B., Lyle M., Dymond J., Crane K. The chemistry of hydrothermal mounds near Galapagos Rift//Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 12—24.
19. Courtois C., Treuil M. Distribution des terres rares et de quelques éléments en trace dans les sédiments récents des fosses de la Mer rouge//Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 57—72.
20. De Baar H. J. W., Bacon M. P., Brever P. G., Bruland K. W. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans//Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. № 9. P. 1943—1960.
21. Dymond J., Eklund W. A microprobe study of metalliferous sediment components//Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 243—251.
22. Ehrlich A. M. Rare-earth abundances in manganese nodules. Ph. D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, 1968. 225 p.
23. Elderfield H., Hawkesworth C. J., Greaves M. J., Calvert S. E. Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments//Geochim. et cosmochim. acta. 1981. V. 45. № 4. P. 513—526.
24. Fleet A. J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements//Rare Earth Elements Geochemistry/Ed. by Henderson P. Amsterdam; Oxford; N. Y.; Tokyo: Elsevier, 1984. P. 343—374.
25. Hogdahl O. T., Melsom S., Bowen V. T. Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea water//Advances Chem. Ser. 1968. V. 73. P. 308—325.
26. Michard A. The REE content of some hydrothermal fluids//Chem. Geol. 1986. V. 55. № 1—2. P. 51—60.
27. Piper D. Z. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary//Chem. Geol. 1974. V. 14. № 4. P. 285—304.
28. Piper D. Z., Graef P. A. Gold and rare earth elements in sediments from the East Pacific Rise//Marine Geol. 1974. V. 17. № 5. P. 287—297.
29. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust//Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. № 2. P. 175—191.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
22.V.1987

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов,
Москва

УДК 551.31/35 : 551.736.3(470.111)

ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОСАДКАХ НА НОВОЙ ЗЕМЛЕ

ПОВЫШЕВА Л. Г., УСТРИЦКИЙ В. И.

В морских верхнепермских отложениях Новой Земли и северной части Тимано-Печорской области выделены пять фациальных зон. Сделан вывод о принципиальном сходстве терригенного осадконакопления в пермской геосинклинали Новой Земли и современном океане.

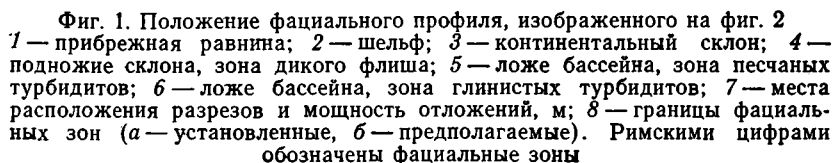
Отложения палеозойских геосинклиналей вообще и их бортов в частности обычно сложно дислоцированы, часто шарьированы и прорваны интрузиями. Для того чтобы определить последовательность и ширину фациальных зон, приходится прибегать к палинспастическим реконструкциям, что, естественно, снижает достоверность построений.

Новая Земля является одним из немногих регионов, где палеозойский геосинклинальный комплекс, являющийся прямым продолжением Уральской геосинклинали [10], лишен гранитоидного магматизма. В отличие от Урала, герцинская складчатость на Новой Земле не проявилась. В связи с этим пермские отложения входят в состав геосинклинального комплекса, а не передового прогиба, как на Урале. Лишь в конце триаса — начале юры здесь сформировалась серия крупных, относительно просто построенных антиклинориев и синклинориев. На Южном острове они осложнены рядом более мелких крутых складок и разломов. Крупных надвигов в регионе нет, поэтому последовательность и ширина фациальных зон могут быть определены без палинспастических построений.

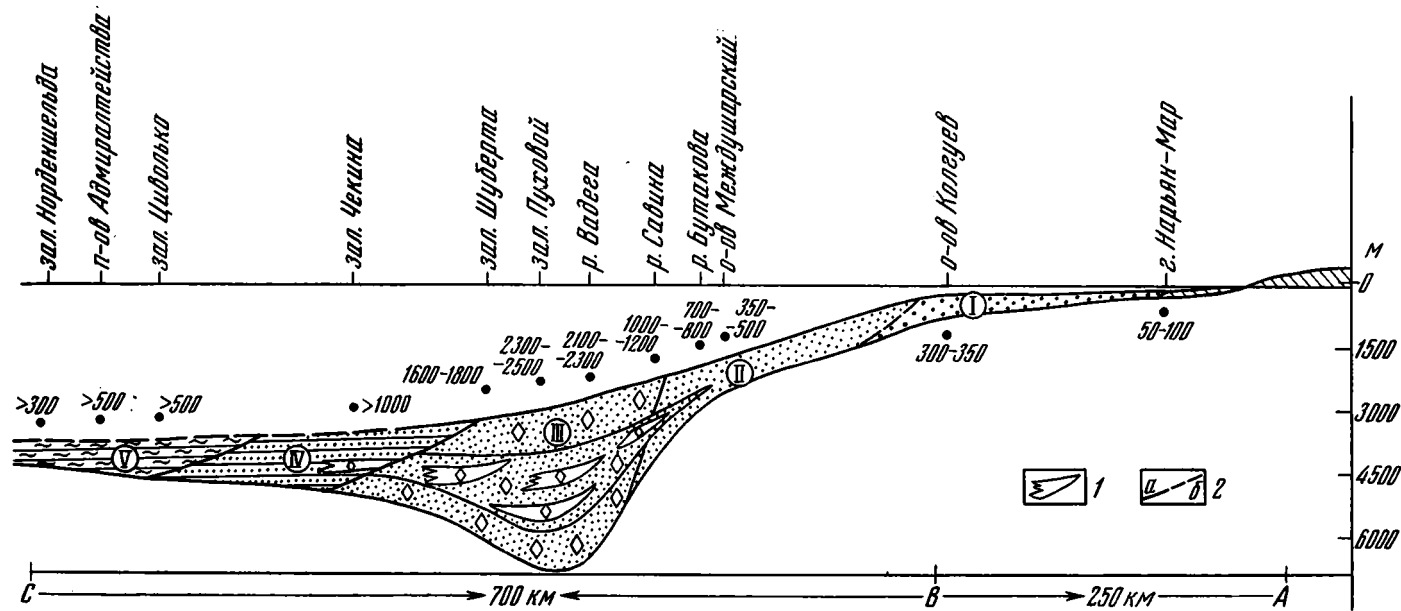
Общая характеристика региона и фациальной зональности приведена в ряде работ [5, 9, 10]. Настоящая же статья посвящена детальной характеристике фациальной зональности в отложениях второй половины уфимского века поздней перми. На юге Новой Земли эти отложения выделяются под названием белушкинской свиты [5], севернее — под названием кармакульской серии [7]. В Печорском бассейне этому стратиграфическому интервалу соответствует нижняя часть печорской серии, в Тимано-Печорской области — екушанская свита [2, 4].

Выбор возрастного интервала обусловлен тем, что в это время в палеозойский Новоземельский геосинклинальный бассейн начался вынос огромного количества терригенного материала с размывающихся складчатых герцинских сооружений Уралид [6, 8]; до этого весь терригенный материал осаждался в пределах Предуральского прогиба. В связи с этим хемогенно-органогенное осадконакопление, преобладавшее на Новой Земле ранее, уступило место терригенному и фациальная зональность стала определяться динамикой терригенного материала. Более молодые, казанско-татарские отложения в восточной части Северного острова размыты. Таким образом, рассматриваемый интервал является единственным, для которого терригенные осадки сохранились во всех фациальных зонах, от шельфа до ложа бассейна.

Фактический материал, являющийся основой настоящей статьи, собран в основном Л. Г. Повышевой во время геологосъемочных и тематических работ 1974—1985 гг. Определение брахиопод, на которых в значительной степени основывается корреляция разрезов южной части региона, сделано В. И. Устрицким. В процессе работы использованы все имеющиеся данные геологов Западно-Арктической партии ПГО «Северморгеология» Е. Г. Платонова, В. В. Орго, Г. В. Труфанова, В. Д. Непомилуева и др. Материал по пермским отложениям о. Колгуева и Ти-



106



Фиг. 2. Фациальный профиль верхнепермских отложений по линии г. Нарьян-Мар — о. Вайгач — Новая Земля. 1 — олистостромы; 2 — границы фациальных зон (а — установленные, б — предполагаемые). Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

Как известно [2, 3], в уфимском веке поздней перми на южной, большей части Тимано-Печорской области развиты континентальные отложения. Севернее, примерно на широте г. Нарьян-Мар, они начинают замещаться морскими, в составе которых выделяются пять фациальных зон.

Первая зона, шириной около 250 км, охватывает северную часть Тимано-Печорской области и о. Колгуев. Положение ее северной границы в море не вполне ясно. Судя по материалам о. Вайгач и южной оконечности Новой Земли, она проходит на широте пролива Югорский Шар. Здесь в уфимский век накапливались маломощные мелководные (морские) глинисто-песчаные осадки екушанской свиты [3], содержащие богатые комплексы бентосной фауны. Переход от угленосных паралических отложений южной части Тимано-Печорской области к морским осадкам о. Колгуев сопровождается постепенным увеличением мощности. Если в южной части зоны она составляет несколько десятков метров (в стратотипическом разрезе скв. Нарьян-Мар 72 м), то на о. Колгуев достигает 350 м.

Вторая зона, имеющая ширину около 150 км, занимает всю южную часть Южного острова Новой Земли. Ее северная граница проходит по линии бассейн р. Савина — середина п-ова Гусиная Земля. Развита здесь белушкинская свита на востоке расчленяется на две подсвиты: нижнюю, мощностью 200—300 м, существенно песчаниковую, и верхнюю, мощностью 450—500 м, представляющую грубое чередование пачек песчаников и аргиллитов с единичными прослоями хлидолитов, в которых присутствуют разрозненные олистолиты известняков девонского и раннекаменноугольного возраста. Размер олистолитов от нескольких сантиметров до 7 м в поперечнике.

Песчаники, как правило, неслоистые, слагают массивные пласты. Наблюдаются признаки оползания осадка, на поверхностях напластования — валики, бугорки, борозды размыва. Характерны пласты песчаника, переполненные глинистыми окатышами. Состав песчаников полимиктовый, близкий к грауваккам. Терригенный материал плохо окатан, слабо отсортирован. Цемент глинистый (гидрослюдистого и хлорит-гидрослюдистого состава), часто с примесью тонкодисперсных обрывков углефицированных растительных тканей. Количество цемента составляет 15—20%. Незначительная примесь карбоната в цементе есть только в самых южных разрезах. Здесь же, в южной части зоны, встречаются и редкие прослои, содержащие богатую бентосную фауну; севернее попадаются лишь одиночные гастроподы и пелециподы. Весьма обычны аллохтонные остатки флоры, иногда вполне определимые. Мощность отложений колеблется от 350 м на юго-западе зоны до 700—800 м в ее северо-восточной части. Судя по присутствию олистолитов девонских и каменноугольных пород, которые встречаются и выше по разрезу, местами в южной части зоны уфимские осадки вообще отсутствуют (по-видимому, этот интервал приходится на Печорское море). Эта зона, судя по многочисленным признакам течения осадка, представляет отложения склона.

Третья зона имеет ширину 130—150 км. Ее северная граница проходит на западе архипелага, между губой Безымянной и губой Митюшихой, на востоке — в районе залива Шуберта. Для зоны характерно резкое нарастание мощности (до 2100—2500 м) и усложнение разреза белушкинской свиты. Здесь она подразделяется на три подсвиты мощностью по 700—900 м.

Нижняя подсвита сложена массивными песчаниками с двумя мощными (до 100 м) пачками олистостромов. Средняя подсвита содержит наибольшее количество олистостромов; сортированные породы присутствуют в подчиненном количестве. Верхняя подсвита представлена плитчатыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами и олистостромами.

Наиболее характерными породами этой зоны являются олистостромы, детально описанные в работе [7] в районе залива Пухового. Гли-

нистый, алевроитовый и песчаный материал в олистостромах образуют матрикс, в который включены беспорядочно распределенные олистолиты размером от первых сантиметров до нескольких метров. Состав олистолитов различен. Чаще всего они представлены терригенными породами пермского возраста, реже известняками карбона и девона. Количество обломков и глыб в олистостромах неравномерно — от единичных экземпляров до конгломератовидных пород. Многие олистолиты представляют фрагменты пластов и пачек терригенных пермских пород, иногда в виде пластин или глыб с сохранившейся слоистостью, часто причудливо деформированных, гофрированных, образующих разнообразие рулето- и спиралеобразные структуры и закрутыши. Во многих олистолитах можно наблюдать сложно перемятую первоначальную горизонтальную слоистость. Текстуры пластических деформаций иногда отмечаются даже в шлифах. Тела олистостромов линзовидные, прослеживаются по простираанию на десятки и сотни метров, реже километры; мощность тел — первые десятки метров, но иногда в раздувах достигает и 100 м. Отсутствие сортировки и ориентировки крупных пластинчатых олистолитов, располагающихся часто перпендикулярно или наклонно к нижней поверхности пласта олистострома, свидетельствует о том, что последние представляли собой вязкие грязевые потоки, сползавшие вниз по склону бассейна. Об этом же свидетельствует и характер нижней границы олистостромовых потоков — она неровная, с резкими карманами, языковидными внедрениями в подстилающие породы, являющимися следствием активной эрозии этих отложений движущимся потоком.

Остатки фауны в отложениях зоны редки и по условиям захоронения делятся на три группы: а) редкие фораминиферы и радиолярии, сохранившиеся в конкрециях и захороненные, по-видимому, *in situ*; б) единичные крупные брахиоподы и пелециподы, как правило, деформированные и обломанные, сползшие по склону бассейна вместе с осадком; в) фауна, заключенная в валунах и гальках, также переотложенная. Первые две группы захоронений более или менее одновозрастны и синхронны осадкам, т. е. характерны для низов верхней перми; третья имеет возрастной диапазон от конца девона до ранней перми. Кроме фауны встречаются и остатки верхнепермской флоры. Цемент в осадках зоны обычно глинистый, без примеси карбоната. В то же время олистолиты песчаников имеют карбонатно-глинистый цемент. В ряде случаев на их поверхности образуются 5—8-сантиметровые корки, в которых карбонат выщелочен. В обломках крупных раковин брахиопод часто наблюдаются среды растворения, и они напоминают как бы обтаявшие куски сахара. Мелкие раковины брахиопод иногда растворены почти полностью, в породе видны лишь отпечатки и ядра. В то же время в других олистостромовых пачках сохраняются не только мелкие раковинки брахиопод, но и мшанки, а в следующей (четвертой зоне) известны находки каменноугольных фораминифер. Причины избирательного растворения карбоната не вполне ясны. Авторы полагают, что это связано с положением дна бассейна вблизи уровня карбонатной компенсации. Максимальная мощность осадков и массовое осаждение материала из сползавших по склону грязевых потоков позволяет рассматривать третью зону как подножие склона. В формационном отношении зона соответствует дикому флишу, широко развитому в ряде геосинклиналей.

Четвертая зона простирается к северу на 110—130 км до губы Крестовой на западе и залива Незнаемого на востоке. В этой зоне происходит сокращение мощности осадков, исчезновение олистостромов и появление ритмично построенных пачек с преобладанием песчаных турбидитов с характерной градиционной слоистостью; количество их возрастает с юга на север. Ритмично построенные пачки имеют мощность от первых десятков метров до 120 м и состоят из серий ритмов (от 1 до 27 в пачке). Мощность отдельных ритмов колеблется от 1,5 до 7 м, наиболее часты 2—4-метровые. Полные ритмы имеют следующий

характер: 1) песчаники массивные мелкозернистые, иногда с градиционной слоистостью, мощность 0,2—0,3 м; 2) песчаники или алевролиты неяснокослоистые или линзовидно-волнистослоистые, мощность 0,2—0,5 м; 3) аргиллиты неяснослоистые, часто с текстурами течения и взмучивания осадка, мощность 0,2—0,3 м.

Линия раздела ритмов обычно волнистая за счет эрозии — бугорчатого внедрения песчаников в подстилающие аргиллиты. В карманообразных углублениях концентрируется более крупнозернистый материал (до гравийной размерности) с множеством обломочков раковин и иногда фораминиферами каменноугольного возраста. В сокращенных ритмах обычно сохраняются интервалы «а» и «е» турбидитной модели, средние интервалы выражены плохо. В редких прослоях олистостромов мелкие валуны встречаются редко, обычно же обломки не превышают гравийного и песчаного размера.

Вся зона в целом представляет проксимальные фации зоны песчаных турбидитов с характерными для них признаками — циклическим строением, структурами размыва и заполнения и четко выраженной градиционной слоистостью.

Пятая зона располагается севернее предыдущей. Она прослежена на 130 км от залива Ога на востоке и залива Норденшельда на западе. Разрез соответствующих белушкинской свите толщ имеет здесь мощность 400—500 м. Отложения представлены дистальными фациями турбидитов и разделены на три примерно равные части, границы между которыми часто весьма условны. Нижняя толща представляет чередование однородных массивных аргиллитов и глинистых турбидитов. Средняя отличается от нижней наличием редких прослоев полимиктовых алевропесчаников мощностью от первых единиц до 80 см. Верхняя толща, сложенная в основном глинистыми турбидитами, содержит от 10—20% прослоев полимиктовых мелкозернистых песчаников и алевропесчаников.

Наиболее типичные дистальные ритмы представлены незрелыми турбидитами с плохо развитым циклом Боума, состоящими из двух или трех интервалов (снизу вверх): 1) аргиллиты алевролитовые или алевропелиты с линзовидно-волнистой или пересекающейся слоистостью, мощность 0,01—0,3 м; 2) аргиллиты с вихреватой текстурой мощностью 0,05—0,4 м (часто отсутствуют); 3) аргиллиты черные массивные, мощность 0,03—1,5 м.

В целом для пятой зоны характерно дальнейшее сокращение мощности осадков, резкое уменьшение роли песчаного материала, преобладание пелитовых осадков, четкая ритмичность толщ, отсутствие оползневых текстур и олистолитов, хорошая сортировка пород. Эти признаки свидетельствуют об осаждении терригенного материала из взвеси в условиях абиссальной равнины при резком ослаблении энергии турбидного потока (обстановка «замирающего» потока).

Зона является самой северной, последней из обнажающихся на Новой Земле.

* *

*

В заключение можно сделать следующие выводы.

Фациальный анализ верхнепермских, уфимских отложений Новой Земли и северной части Тимано-Печорской области позволил выделить в развитых здесь морских отложениях пять фациальных зон. Первая из них, южная, характеризует шельф, вторая — склон, третья — его подножие и две последние — ложе пермского геосинклинального бассейна.

В пермских отложениях Новой Земли четко фиксируется отмеченная А. П. Лисицыным [1] на современном материале зона лавинной седиментации у подножия континентального склона; именно в ее пределах локализуется основная масса терригенного материала, приносимого с бровки шельфа грязевыми потоками. Скорость осадконакопления у подножия пермского континентального склона составляет 2—2,5 км/млн. лет. В формационном отношении развитые здесь отложения могут быть

сопоставлены с широко распространенным в геосинклиналях диким флишем. Многочисленные олистолиты более древних пород перенесены грязевыми потоками по континентальному склону вниз на многие десятки километров, поэтому нахождение их нельзя трактовать как близость скального берега.

Находит подтверждение получающее в последние годы все более широкое распространение мнение о том, что флиш геосинклиналей является аналогом турбидитов океана. Образование этой формации при интенсивном поступлении в бассейн терригенного материала происходит на расстоянии не менее 100 км от основания континентального склона, за зоной накопления дикого флиша. Встречающиеся в литературе указания о формировании флиша в узких прогибах («геосинклинальных трогах») связаны с недооценкой сжатия бассейна осадконакопления в период превращения его в складчатую зону.

Наиболее сложным является вопрос о глубине пермского новоземельского бассейна. Поскольку быстрое, в геологическом смысле мгновенное (за время не более 1 млн. лет) накопление 2500 м осадков не привело к обмелению бассейна и заметному изменению фацальной обстановки, можно было бы полагать, что глубина бассейна существенно превышала 3000 м; однако это можно объяснить и компенсационным прогибанием дна бассейна под тяжестью накапливающихся осадков (фиг. 2).

Более надежный результат получается при анализе динамики осадконакопления. Амплитуда перемещения грязевых потоков составляет не менее 200 км. Поскольку они не просто ползут, а эродируют при этом литифицированные палеозойские породы, захватывая олистолиты, угол наклона склона не может быть менее 1°. Исходя из этого минимальная глубина бассейна определяется в 3,5 км (вероятно, несколько более).

Породы второй зоны, отвечающей континентальному склону, в средней части ее еще имеют примесь карбоната в цементе песчаников. В северной, примыкающей к подножию, карбонат в цементе отсутствует, а в третьей зоне наблюдаются отчетливо выраженные признаки выщелачивания карбоната.

Такая ситуация, по мнению авторов, может свидетельствовать о положении дна бассейна вблизи уровня карбонатной компенсации.

Литература

1. Лисицын А. П. Лавинная седиментация//Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1982. С. 3—58.
2. Енцова Ф. И., Коновалова М. В., Сливкова Р. П., Тельнова В. Д. Новые данные по стратиграфии и нефтегазоносности северных районов Тимано-Печорской провинции//Геология и нефтегазоносность Северо-Востока европейской части СССР. Вып. II. Сыктывкар: Наука, 1972. С. 145—158.
3. Енцова Ф. И., Тельнова В. Д., Гринченко С. Г. и др. Пермские отложения о. Колгуев//Сов. геология. 1981. № 8. С. 70—76.
4. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. 280 с.
5. Пермские отложения Новой Земли. Л.: Наука, 1981. 152 с.
6. Пovyшева Л. Г. Результаты минералогического анализа тяжелой фракции терригенных пород Южного острова Новой Земли//Геология Южного острова Новой Земли. Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 58—67.
7. Пovyшева Л. Г., Устрицкий В. И. Оползневые структуры в пермских отложениях Южного острова Новой Земли//Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л.: НИИГА, 1979. С. 27—33.
8. Пovyшева Л. Г., Устрицкий В. И. Состав тяжелой фракции терригенных осадочных пород перми Севера европейской части СССР и его значение для палеогеографии//Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л.: НИИГА, 1979. С. 10—26.
9. Соболев Н. Н., Устрицкий В. И., Черняк Г. Е. Строение палеозойской пассивной континентальной окраины на Новой Земле//Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 34—43.
10. Устрицкий В. И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра//Геотектоника. 1985. № 1. С. 51—61.

УДК 552.14 : 551.72

**РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ
В СРАВНИТЕЛЬНОМ СОПОСТАВЛЕНИИ С ОТЛОЖЕНИЯМИ
СОВРЕМЕННЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН**

НЕГРУЦА В. З., НЕГРУЦА Т. Ф.

Проведен анализ раннедокембрийских осадочных отложений. На основе комплекса литологических, палеогеографических и палеотектонических признаков выделены три группы образований, сформированных в разных геологических обстановках — на континентах, в окраинных бассейнах и океанах.

Бытовавшее ранее мнение о практической непознаваемости или крайней фрагментарности и неоднозначности признаков обстановок докембрийского осадконакопления постепенно уступает место всеобщему признанию принципиальной возможности раскрытия и докембрийской истории седиментогенеза [1, 5, 8, 10, 11, 15—17, 19]. В настоящее время реконструкции обстановок породо- и рудообразования на ранних этапах развития Земли, первые попытки которых встречаются уже у В. Е. Логана и П. А. Пузыревского, позже у А. А. Иностранцева и И. И. Седерхольма, а в нашем веке в работах Х. Вьюрюнена, П. Эскола, Л. Я. Харитонova и многих других последующих исследователей, получили широкое развитие и стали обычными методами работ в области развития докембрия по сути дела во всех странах мира [16, 19].

Геохимики [2, 14], тектонисты [1, 3, 13, 21], геологи общего профиля [10, 15, 25], палеоокеанологи [9, 12, 24] приводят доводы существования системы континент — океан и, следовательно, континентальных и океанических обстановок осадконакопления, начиная с архея. Многочисленны, однако, и ряды ученых, сомневающих или даже активно отрицающих существование раннедокембрийских океанов [20]. В обоих случаях собственно осадочные отложения при этом либо анализируются лишь с самых общих позиций, либо вообще выпадают из рассмотрения. Между тем «существование древнего океана должно доказываться прежде всего... путем отыскания древних абиссально-пелагических океанических отложений и анализа их пространственных взаимоотношений с более мелководными морскими фациями, т. е. поисками аналогов современных океанских фаций» [20, с. 4].

Достижения в изучении геологии океанов и морей [4, 6, 7, 18, 22, 23] свидетельствуют о крайне изменчивом составе и разнообразии литогенетических типов отложений, свойственных пелагической части океана, его островам и окраинам континентов. Особый интерес представляет широкое развитие за пределами шельфов и в абиссальных зонах океана терригенных кластических и вулканокластических отложений, совокупность структурно-текстурных признаков, тип стратификации которых свидетельствует об их осадждении в условиях периодического действия автокинетических потоков (mass-flow). Весьма существенна тесная ассоциация таких отложений с тонкоотмученными биогенно-хемогенными, собственно глубоководными, океаническими отложениями (так называемыми красными глинами) и резко подчиненное значение последних в строении осадочного чехла современных океанов. Хотя генетическая сущность этого факта остается еще не вполне ясной, очевидно, что прежние представления о терригенных отложениях как о типоморфных образованиях континентов нуждаются в пересмотре и существенном уточнении. Ясно также, что в сравнительно-сопоставительном плане породные ассоциации намного информативнее, чем отдельно взя-

тые типы отложений, причем первостепенное значение в связи с этим имеют ассоциации терригенных обломочных отложений как наиболее «консервативных и независимых» от эволюции осадков [22].

ТИПОВЫЕ АССОЦИАЦИИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Все разнообразие достоверно осадочных отложений раннего докембрия может быть сведено в три, существенно отличные по условиям образования, группы ассоциаций метаосадочных пород.

В первую группу входят ассоциации терригенных и хемогенно-биогенных отложений, генетические признаки (состав, структура, текстура, геометрия тел, контакты, морфогенетические характеристики аксессуариев, геохимические параметры, вмещающие образования) и результаты палеогеографических реконструкций которых позволяют однозначно определить условия их образования как типичные для материковых сегментов земной коры (фиг. 1). Типоморфными представителями ассоциаций этого типа являются ятулийские отложения Центральной Карелии, терригенные породы бассейнов Ранд и Терква в Африке, кварцитоконгломератовые толщи Блайндрайвер на Канадском щите, меденосные отложения Удокана в Сибири [10, 11, 15].

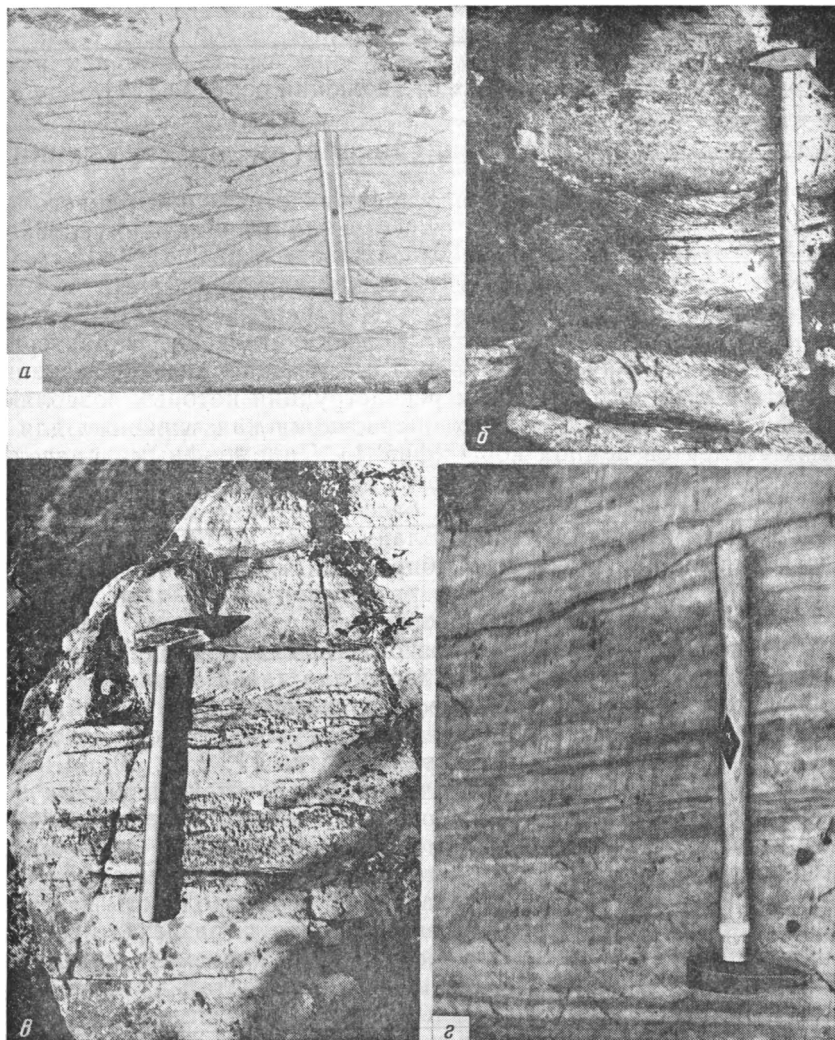
Среди отложений ассоциаций первой группы различаются элювиальные, делювиально-оползневые, потоковые, приустьевые, прибрежные, пересыхающих водоемов, бассейнов с активным придонным волнением, бассейнов, в которых волнение не достигало дна. Все они, как правило, слабо дислоцированы, метаморфизованы не выше биотитовой изограды зеленосланцевой фации и сохраняют по существу всю совокупность своих исходных генетических характеристик [1, 2, 8, 10, 11, 15—17].

По результатам палеогеографических и палеотектонических построений отложения первой группы обособляются в континентальную, переходную (прибрежно-морскую) и морскую ассоциации. Они обычно закономерно чередуются друг с другом в разрезе и замещаются на площади, отражая тем самым латеральную неоднородность и смену во времени обстановок осадконакопления. В полных разрезах прослеживается непрерывная последовательность смены во времени континентальных отложений морскими и затем снова континентальными, т. е. законченные трансгрессивно-регрессивные циклы развития бассейнов седиментации. Целенаправленное изучение таких последовательностей и прослеживание их составных элементов на площади [10, 11, 15] устанавливает непрерывную латеральную смену отложений от континентальных к морским, т. е. происходит смена во времени обстановок надводной части континентальной суши обстановками подводной окраины континентов. Из этого следует, что в докембрии действовал механизм трансгрессий и регрессий, возможно, аналогичный тому, который позже обеспечивался взаимодействием континентов и океанов.

Потенциальными вещественными доказательствами существования в раннем докембрии обстановок, сопоставимых с обстановками континентальных окраин и океанов, служат метаосадки второй и третьей групп литогенетических ассоциаций раннедокембрийских пород.

Вторая группа пород раннедокембрийского возраста объединяет ассоциации метатерригенных отложений (метапелитов, метаалевролитов, метапсаммитов, частично метапсефитов) с характерной градационной слоистостью и ритмичностью турбидитного типа (фиг. 2). По совокупности типоморфных признаков, большинство которых хорошо сохраняется вплоть до палингенеза [5, 10, 15, 19], они соответствуют отложениям, объединяемым обычно общим термином *турбидиты*. Типовыми представителями таких отложений являются свекофенниды Балтийского щита [10]. Различаются три тесно связанных между собой типа турбидитных метаосадков, соответствующих флуксотурбидитам, турбидитам и контуритам [22, 23].

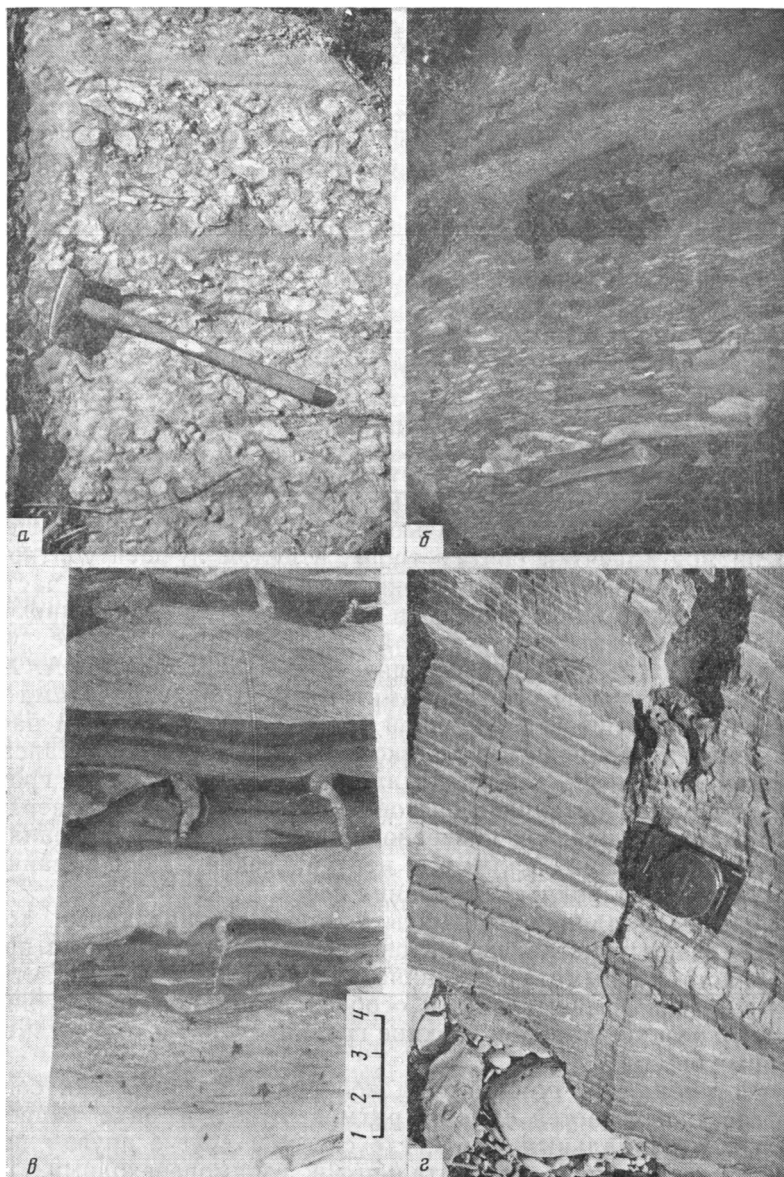
Флуксотурбидиты представляют собой ритмично чередующиеся метаалевролиты, метапсаммиты и метапсефиты в соотношениях, варьиру-



Фиг. 1. Типовые текстуры метаосадочных континентальных отложений раннедокембрийского возраста. Ятулий, нижний протерозой. Восточная часть Балтийского щита
 а — кварцитопесчаники среднезернистые, хорошо отсортированные, с перекрестной косой слоистостью, подчеркнутой мартитом; б — то же, горизонтально-слоистые, с прослоями косослоистых крупнозернистых кварцевых метапсаммитов; в — кварцитопесчаники крупно- и грубозернистые, плохо отсортированные, карбонатные, с однонаправленной косой слоистостью, чередующиеся с массивными и горизонтально-слоистыми средне- и мелкозернистыми серицитовыми кварцитопесчаниками; г — кварциты сливные мелко- и среднезернистые, горизонтально-слоистые со знаками ряби

ющих от существенно метапелит-метапсаммитового состава до полного выпадения из разреза метаалевропелитовых и (или) метапсаммитовых отложений. Крайне изменчивы и другие характеристики ритмов: строение, контакты, мощность, состав, структура и текстура отложений.

Чаще имеют место ритмы градационного типа (размер обломочной фракции в ритмах направленно убывает кверху), но нередки случаи и ритмичности индерсионно-градационного строения (размер обломочных частиц возрастает кверху). Контакты прямые резкие, часто с эрозионными врезами, редко постепенные. Мощность элементарных ритмов измеряется в пределах десятков сантиметров — первых метров, они группируются в ритмы более крупных порядков, достигающие десятков и сотен метров.



Фиг. 2. Типовые текстуры турбицитных отложений раннего докембрия. Свекофенний, нижний протерозой. Восточная часть Балтийского щита

а — средне- и крупногалечные конгломераты, ритмично чередующиеся с метаграувакками из нижней части микроритма во флюксотурбидитах; *б* — типовое строение микроритма флюксотурбидитов: конгломераты, переходящие выше в градационно-слоистые граувакки; *в* — турбидиты, представленные чередующимися слоями массивных косо-слоистых псаммитов, сменяемых сверху градационно-слоистыми сланцами по алевропелитам; *г* — сланцы с тонкоритмичной текстурой контуритов

По вещественному составу различаются флюксотурбидиты двух типов: 1) сложенные продуктами размыва гранитоидов и метаморфитов (т. е. ассоциации пород земной коры континентального типа); 2) сложенные обломками осадочных и вулканогенных пород, основного, реже ультраосновного состава, более характерных для островодужных систем и ложа современных океанов. При интенсивном метаморфизме первые трансформируются в конгломератосодержащие слюдисто-полевошпатовые гнейсы, вторые — в амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы или различные «лептиноиды» с прослоями развальцованных конгломератов.

Конгломератам, составляющим нижние (редко завершающие) члены ритмов, свойственна слабая сгруженность обломков (часть «пудинги»), смещение фракций различной степени обработки и размера. Обычно расположение валунов и галек, свидетельствующее об их транспортировке во взвешенном состоянии и выпадении в осадок из взвеси. Исходная структура метапсаммитов (средние члены ритмов) и метапелитов (верхние члены ритмов), за редким исключением, полностью преобразована метаморфизмом; их текстуры при этом практически не изменяются.

Текстура флюксотурбидитов массивная и нечеткослоистая с постепенным переходом между слоями. Кверху ритмов по мере уменьшения зернистости слоистость становится более отчетливой и тонкой; в нижней части метапсаммитовых слоев иногда отмечается косая слоистость типа течений, в верхней части и в метапелитах — градационная слоистость. Изредка на границе ритмов отмечаются тонкие (миллиметры, реже сантиметры) слои метакремнистых и метакarbonатно-кремнистых, иногда высокожелезистых осадков.

Турбидиты отличаются от флюксотурбидитов отсутствием метапсефитов, существенно большей ролью метаалевропелитов, меньшей мощностью ритмов (десятки сантиметров), в целом лучшей сортированностью осадков и преобладанием тонкоградационнослоистых частей элементарных ритмов. Обычны двух- и трехчленные, реже четырехчленные ритмы. В отдельных случаях различаются и более полные ритмы, практически полностью отвечающие идеальной модели А. Х. Бумы [22]. Ритмы начинаются метапсаммитами и метаалевролитами с косой или массивной, выше градационной слоистостью, в средней части они сложены метаалевропелитами, тонко чередующимися с метапсаммитами, и завершаются метаалевропелитами и метапелитами с градационно- или тонкогоризонтальнослоистой текстурой. Иногда в верхах ритмов наблюдаются прослои инверсионно-градационного строения; встречаются текстуры типа «пламени», нептунические дайки и дайки внедрения, текстуры подводного оползания слоев.

Контуриты объединяют ритмы хорошо сортированных тонкоградационно-слоистых метаалевролитов и метапелитов иногда с примесью тонкозернистых псаммитов, толщина слоев которых составляет миллиметры — 10 см. Отличительными особенностями контуритов являются, кроме того, резкие нижние и верхние границы слоев и отсутствие следов эрозионных врезов.

Флюксотурбидиты, турбидиты и контуриты развиты как совместно, в виде составных частей единых ритмов, так и в виде непрерывных латеральных фациальных рядов, где связаны друг с другом постепенными вертикальными и горизонтальными взаимопереходами. По преобладанию той или иной разновидности ритмов обособляются самостоятельные литогенетические ассоциации: флюксотурбидитовая, турбидитовая и контуритовая. Чередуясь друг с другом, они обуславливают ритмичность более низких порядков, вплоть до мегаритмов. Различаются три основных типа вертикальных и горизонтальных последовательностей: 1) от флюксотурбидитов или турбидитов к контуритам; 2) от флюксотурбидитов или турбидитов через контуриты снова к флюксотурбидитам (турбидитам); 3) от контуритов и (или) турбидитов к флюксотурбидитам и затем снова к турбидитам и контуритам. Первый и второй типы последовательностей характеризуют чаще всего начало мегациклов; им свойственны в основном ритмы, образованные переотложенными продуктами размыва пород континентального типа (гранитоидов, гнейсов, кристаллосланцев, кварца), и смена во времени вулканогенными породами основного или основного — среднего состава. Последовательности третьего типа приурочиваются к середине трансгрессивно-регрессивных мегациклов. Они отличаются вулканомиктовым или смешанным составом обломочных фракций метаосадков и ассоциаций с изверженными породами среднекислого и кислого состава снизу и основного — ультраосновного — сверху.

В соответствии с экспериментальными данными и результатами изучения современных осадков морей и океанов [6, 7, 18, 21, 22] турбидитное осадконакопление знаменует действие особого типа мутьевых (пастообразных, зерновых, суспензионных) потоков, функционирующих, как известно [22, 23], главным образом в каньонах континентального склона, у континентальных подножий, в абиссальных и батимальных котловинах. Флюксотурбидиты знаменуют начальную стадию развития таких потоков, турбидиты и контуриты — стадии их созревания и отмирания. Полный их ряд отвечает направленному уменьшению гидродинамической силы потока во времени по мере удаления от места его зарождения к месту или времени его отмирания. В самом общем и схематизированном виде такая направленность соответствует латеральной смене окраинно-континентальных отложений отложениями континентальных окраин и абиссальных котловин океанов. Весьма существенна и показательна в связи с этим довольно обычная для раннедокембрийских отложений ассоциация с контуритами прослоев углеродисто-кремнистых и карбонатно-кремнистых метаморфизованных пород, литологически сопоставимых с отложениями океанических равнин. Они составляют характерную особенность третьей группы раннедокембрийских метасадочных пород.

Третья группа метаморфизованных осадочных отложений раннедокембрийского возраста объединяет породы, обстановки отложения которых менее всего ясны. Это в основном разнообразные сланцы и тонкозернистые кварциты, возникшие в результате раскристаллизации при метаморфизме карбонатно-илистых, силицитовых и глинистых отложений, иногда обогащенных углеродом, серой и железом, а также ванадием, никелем, кобальтом и рядом других металлов. Главными особенностями таких отложений являются субмикроскопическая горизонтальная слоистость, свидетельствующая о крайне пассивном гидродинамическом режиме седиментации, их ассоциация с метатифогенными отложениями и лавами основного — ультраосновного состава, приуроченность к временным интервалам максимального развития трансгрессий. Они формируют сравнительно хорошо трассируемые так называемые черносланцевые уровни типа ялоноварского рудоносного горизонта верхнего архея и заонежского горизонта нижнего протерозоя Карелии.

Существенно сходство закономерностей стратиграфической приуроченности таких уровней [15] закономерностям проявления глобальных «талассогенных» уровней черных сланцев мела, отмечающих этапы «глобальных океанических событий развития восстановительных обстановок» и максимального раскрытия океанов. П. П. Тимофеевым и Л. И. Боголюбовой [20] показано, что черные сланцы образовались как в относительно мелководных, так и в глубоководных условиях.

В связи с этим определяющее значение имеет пространственно-временная ассоциация рассматриваемых раннедокембрийских пород с вулканогенными образованиями толентового ряда и турбидитными отложениями [5, 15] при отсутствии достоверных признаков их прямой связи с континентальными фациями и фациями прибрежного мелководья [10].

СРАВНИТЕЛЬНО-СОПОСТАВИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ОБСТАНОВОК РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Трем принципиально отличным друг от друга группам метасадочных отложений раннедокембрийского возраста соответствуют, очевидно, три резко различающиеся между собой обстановки осадконакопления.

Совокупность литолого-фациальных признаков пород, отнесенных к первой литогенетической группе отложений, настолько информативна, что их континентальное происхождение признается всеми исследо-

вателями. Следовательно, общепризнано и существование раннедокембрийских континентов. Признаки подобных образований отмечаются уже в раннем архее (с 3500—3000 млн. лет назад), но достаточно широкое развитие они получили лишь в раннем протерозое, главным образом начиная с 2800—2600 млн. лет назад [1, 5, 8, 10, 11, 12, 14, 15].

Континентальные отложения характеризуют структуры изометрической формы, отличающиеся простой сравнительно пологой складчатостью, низкими ступенями метаморфизма (зеленосланцевая фация), отсутствием или резко ограниченным проявлением гранитоидного магматизма, латеральной изменчивостью фациального состава пород и мощностями в пределах сотен, редко тысячи метров.

Трактовка обстановок накопления второй (турбидитной) и третьей (талассогенной) групп раннедокембрийских отложений несравненно менее определена. Многие исследователи рассматривают их как типичные мелководные осадки, и такая интерпретация для докембрия считается, по-видимому, наиболее обоснованной. Безусловными индикаторами мелководья при этом принимаются конгломераты, брекчии, песчаники, косая слоистость, эрозионные контакты слоев, многоугольники растрескивания пород при диагенезе, ошибочно принимаемые за трещины усыхания, подобие знаков ряби. Все эти признаки, однако, свойственны, как в настоящее время хорошо известно, и породам осадочного чехла океанов. При этом турбидитные отложения, будучи сосредоточенными в подводных каньонах, главным образом у континентального подножия, широко развиты также в абиссальных котловинах, т. е. в заведомо глубоководных частях океанов, на больших расстояниях от области современного континентального осадконакопления. В свете этого весьма существенно то, что турбидитные отложения докембрия находятся в нормальных стратиграфических взаимоотношениях с метаосадками, литологически сходными с глубоководными отложениями, и вулканитами толентовой серии, тогда как их контакты с безусловно континентальными отложениями чаще всего имеют явное тектоническое происхождение. При этом турбидитные отложения, как правило, глубоко метаморфизованы, смяты в изоклинальные складки, нередко гранитизированы, отложения же предположительно талассогенного происхождения деформированы и метаморфизованы в целом явно менее интенсивно.

Таким образом, объективное состояние фактического материала по литологии раннего докембрия таково, что среди свойственных ему осадочных пород вполне правомерно усмотреть возможные аналоги отложений современных структур окраин континентов и океанов. К первым относятся турбидитные кластиты, ко вторым — кремнистые, углеродистые и некоторые другие сланцы, отмечающие эпохи наибольших раннедокембрийских трансгрессий. И те и другие встречаются, начиная с архея, причем относительное их значение среди прочих осадочных отложений убывает во времени. Характерен линейный тип слагаемых ими структур, приуроченность таких структур к поясам вдоль границ мегаблоков, их сложноскладчатое чешуйчато-надвиговое строение, явная остаточно-эрозионная природа, в целом незначительные мощности отдельных прослоев метаосадков (десятки — редко первые сотни метров для талассогенных и сотни, резко тысячи метров — для турбидитных отложений) при резком преобладании над осадками метавулкани-тов, петрохимически сходных с океаническими и островодужными типами.

Из всего этого следует, что в сравнительном плане среди раннедокембрийских отложений современных континентов и слагаемых ими тектонических структур устанавливаются образования, сходные как с континентальными и окраинно-континентальными, так и океаническими типами. Они тесно взаимосвязаны между собой, нередко чередуясь и замещая друг друга по латерали [10]. Такое их соотношение выдвигает ряд вопросов, ответ на которые имеет, возможно, основополагающее значение для понимания истории развития литосферы.

И главное здесь заключается в выяснении того, является ли сходство разновозрастных литологических (петрологических) ассоциаций пород (структурно-вещественных единиц [1]) свидетельством однотипности обстановок их формирования? Какие характеристики имеют в этом плане определяющее значение и какие обусловлены необратимостью развития Земли как закономерно эволюционирующего космического тела?

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Одной из наиболее очевидных особенностей докембрийского осадконакопления является отсутствие наземной растительности и, следовательно, пустынный ландшафт суши. Следствием этого должно было явиться более активное, чем в фанерозое, действие транспортирующей роли пастообразных, зерновых, турбидитных (суспензионных) потоков и ветра, а значит, более существенное значение терригенности отложений конечных водоемов раннего докембрия по сравнению с их аналогами в фанерозое. Понятно, что в результате этого сходные ландшафтные обстановки раннедокембрийского и фанерозойского времени могли отличаться друг от друга типоморфизмом породных ассоциаций, их мощностями, геохимическими параметрами (например, поведением калия) и т. д. Все они, однако, зависят от многих других параметров экзогенеза. В частности, очевидна их связь с рельефом суши и дна водоемов, который, как принято считать [3, 8, 14, 15, 25], отличался меньшей расчлененностью. Если это действительно так, то меньшая расчлененность рельефа должна была содействовать снижению активности агентов транспортировки обломочного материала и, следовательно, некоторой нивелировке особенностей, вызванных отсутствием растительности на континентах.

Установленным фактом является увеличение (по мере углубления в геологическую историю) значения в составе областей сноса кристаллических пород, особенно метаморфитов и образований мафитового ряда [8, 10, 12, 14, 15, 19, 24]. Намечается существенное уменьшение мощности и зрелости остаточных продуктов (элювия) раннедокембрийской коры выветривания [10, 11, 19], но является ли это свидетельством менее интенсивной дезинтеграции пород областей суши и особых условий выветривания или это следствие уменьшения в глубь геологической истории степени сохранности элювиальных образований — остается неясным. Неоднозначна также оценка влияния живых систем на докембрийскую седиментацию. Несомненно, что такие системы существовали и могли иметь определяющее значение как на стадии дезинтеграции пород областей питания, так и при осадконакоплении в конечных водоемах [17].

Представление об умеренной расчлененности раннедокембрийской суши обычно увязывается с мнением о пониженной мощности земной коры этого времени, о высокой эндогенной проницаемости раннедокембрийской литосферы и более активном, чем в фанерозое, влиянии на осадконакопление эндогенных газов и гидротерм, о специфическом геохимическом режиме раннедокембрийского седиментогенеза [8, 10, 11, 12, 14, 19]. Очевидно, что все эти особенности оказывали более или менее существенное влияние на типоморфизм пород обстановок осадконакопления и что, следовательно, одинаковые или близкие ландшафтные обстановки постдокембрия и докембрия могли отличаться теми или иными параметрами пород, фиксирующими эти обстановки, а одинаковые сочетания отдельных параметров могли возникать в более или менее отличных природных условиях. Отсюда вытекает необходимость максимально полного учета и сопоставления всех возможных характеристик осадочных пород в их ассоциативной связи и пространственно-временных закономерностях изменения параметров этих связей. Поэтому для генетических суждений важно изучить осадочные от-

ложения не изолированно, а совместно с сопутствующими им магматогенными образованиями, с учетом особенностей структурных деформаций и палеотектонических характеристик, закономерностей метаморфизма и метасоматоза. Результаты таких исследований соответствуют представлению о раннедокембрийском происхождении континентов и океанов и их взаимодействии, начиная, как считают Ч. Б. Борукаев, Л. И. Салоп и другие исследователи, по меньшей мере с рубежа 3800—3500 млн. лет. Принимая такую интерпретацию осадочных отложений раннего докембрия и прослеживая с ее помощью последовательность изменения во времени и пространстве соответствующих групп осадочных пород, а следовательно, и обстановок их образования, необходимо признать смену разнотипных обстановок осадконакопления как по площади, так и во времени. На современном уровне знаний в раннем докембрии намечаются два полных пространственно-временных ряда, каждый из которых начинается и завершается континентальной или окраинно-континентальной группами отложений, а в средней части содержит породы, сопоставимые с океаническими: нижнепротерозойского (карельский, афебийский и возрастные аналоги) и верхнеархейского (лопийский, киватинский и аналоги). Следовательно, необходимо допустить, что в раннем докембрии после формирования первичных континентов земная кора в пределах современных континентов, прежде чем приобрести в позднем протерозое окончательное континентальное состояние, по меньшей мере дважды проходила полный цикл преобразования — от континентального в океаническое и снова в континентальное состояние. Такое допущение вряд ли еще можно признать достаточно обоснованным, а следовательно, условна пока и типизация раннедокембрийских пород на основе их сходства с отложениями современных обстановок осадконакопления. Тем не менее такой анализ докембрийских образований представляется плодотворным и пока единственным путем объективной расшифровки особенностей раннедокембрийского осадконакопления.

* *
*

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

Среди раннедокембрийских метаосадочных отложений устанавливается группа пород, сформированная на континентах, и, менее однозначно, образования, соответствующие по комплексу признаков окраинно-континентальным отложениям и отложениям современных океанов. Принимая во внимание специфику докембрийского осадконакопления, можно допустить, что такое сходство имеет в настоящее время лишь сопоставительное значение и указывает на подобие, но не на тождественность обстановок окраинно-континентального и океанического типов в раннем докембрии и фанерозое.

Типизация метаосадочных пород на сопоставительной основе всего доступного комплекса литологических, палеогеографических и палеотектонических признаков является наиболее плодотворным и единственно достаточно обоснованным методом изучения особенностей раннедокембрийского осадконакопления, а следовательно, и раскрытия истории зарождения и эволюции Мирового океана и континентов. Выборочное сравнение отдельных факторов и тем более типов пород и характеристик каких бы то ни было обособленных ассоциаций пород может привести к принципиальным ошибкам.

Литература

1. Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
2. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
3. Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Глубоководные осадки складчатых областей//История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 278—282.
4. Геология континентальных окраин. Т. I. М.: Мир, 1978. 355 с.
5. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

6. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
7. Логвиненко Н. В. Морская геология. Л.: Недра, 1980. 343 с.
8. Мележик В. А., Предевский А. А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза. Л.: Наука, 1982. 280 с.
9. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л.: Гидрометеониздат, 1979. 407 с.
10. Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
11. Негруца Т. Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.
12. Палеоокеанология. Коллоквиум. 03. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984. 188 с.
13. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненишайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты)//Геотектоника. 1976. № 5. С. 6—23.
14. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 80 с.
15. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
16. Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 200 с.
17. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко С. А. и др. Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978. 311 с.
18. Справочник по литологии/Под ред. Вассоевича Н. Б., Либровича В. А., Логвиненко Н. В., Марченко В. И. М.: Недра, 1983. 508 с.
19. Тезисы. Abstracts. V. II. S. 05.05. М.: Наука, 1984. 416 с.
20. Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 3—23.
21. Хаин В. Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии — действительные и мнимые//Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 5—13.
22. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 3—23.
23. Хворова И. В. Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов//Литология и полез. ископаемые. 1980. № 1. С. 3—25.
24. Шопф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.
25. Яншин А. Л. Глубоководные отложения геологического прошлого//Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977. С. 4—7.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР,
Апатиты

Поступила в редакцию
17.III.1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4 : 551.352 (265/266)

**САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ
В ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА**

АРСАМАНОВ Х. Н., КРУГЛЯКОВ В. В., МАРУШКИН А. И.

Металлы и интерметаллические соединения как самородные, природные образования в осадках и осадочных породах встречаются редко. Несмотря на это, известны их находки в пелагических осадках нескольких станций, отработанных во время 9-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в северо-восточной части Тихого океана [6, 7]. Из опубликованных данных следует, что присутствие металлов связано с разрывом вулканических пород основного и ультраосновного состава, обнажающихся в зоне трансформного разлома Кларисон. Кроме того, не исключается возможность выделения металлов из гидротермальных растворов.

Однако комплекс проведенных исследований (микроспектральные, рентгенометрические) оказался недостаточным для уверенного отнесения изученных частиц металлов к классу самородных минералов, ввиду чего в литературе высказываются определенные сомнения [4]. Природные объекты трудноотличимы от техногенных металлических образований, по-видимому, находящихся и в океанических осадках. Полученный нами новый фактический материал позволяет глубже рассмотреть вопрос о происхождении металлов и интерметаллических соединений в пелагических осадках Северо-Восточной котловины Тихого океана.

Минералогические исследования металлов и интерметаллических соединений выполнены в процессе комплексного литологического изучения коллекции осадков, собранной научно-исследовательскими судами ЦГГЭ ПО «Южморгеология» — «Феодосия» и «XVII съезд профсоюзов» в 1982—1984 гг. в прикваториальной части Северо-Восточной котловины Тихого океана. Опробование велось дночерпателем «Океан-0,25» и прямоточными трубками на глубинах 4,7—5,0 км. Предварительная диагностика металлов осуществлялась в песчано-алевритовой фракции осадков визуально под биноклем, с последующим уточнением характеристик лазерным микроспектральным, микрорентгенометрическим и электронно-микроскопическим методами.

Исследован регион площадью около 2 млн. км². Дно этой акватории сложено в основном бескарбонатными глинистыми осадками. До 90% площади занимают бескарбонатные глины трех основных разновидностей: темно-коричневые с однородной текстурой; коричневые с пятнисто-полосчатой текстурой; палево-желтые, реже слабопятнистые глины. Первые два типа являются рельефообразующими и залегают согласно на нижележащих осадках; третий — рельефозаполняющий, распространен в базисных впадинах.

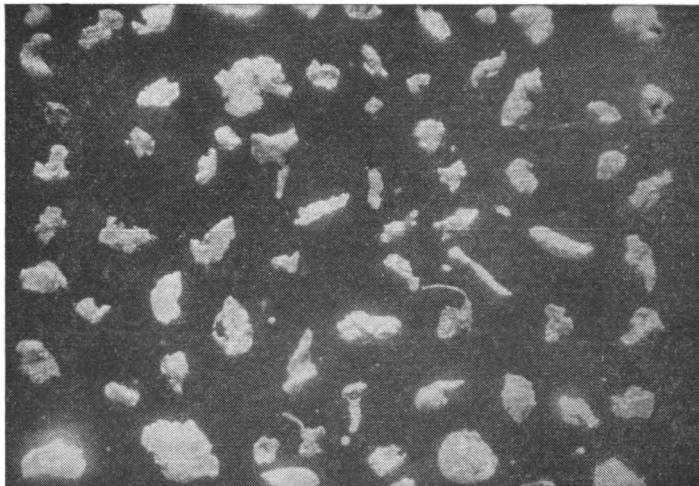
На остальных 10% площади развиты либо плотные бескарбонатные цеолитовые глины темных красно-коричневых до черного цветов со сланцеватой, реже брекчиевидной текстурой, либо темные бескарбонатные глины с земистой на изломе текстурой, либо нанофоссилиевые мелоподобные известняки.

Известняки — это осадки маркизской формации, мощность которой изменяется от 0 до 500 м. Все глины относятся к клиппертонской формации. Мощность их варьирует от первых метров до 40—50 м в центральной части котловины.

По колонкам грунтовых трубок удалось восстановить последовательность залегания глин клиппертонской формации. Непосредственно на карбонатных осадках маркизской формации отмечены глины с земистой текстурой, выше — плотные цеолитосодержащие глины со сланцеватой или брекчиевидной текстурой, еще выше — темно-коричневые однородные или пятнисто-полосчатые и, наконец, глины, выполняющие базисные впадины.

Минеральный состав песчано-алевритовой фракции перечисленных осадков изучен в образцах 500 станций. Металлы и интерметаллические соединения установлены в 154 станциях, т. е. данные минеральные образования встречаются гораздо чаще, чем считалось до настоящего времени. Металлы присутствуют в пробах в количестве единичных зерен, размер которых колеблется в пределах 0,08—0,25 мм, в отдельных случаях достигая 1,0—1,5 мм. Форма зерен неправильная с краями местами занозистыми, местами сглаженными. Несмотря на высокую ковкость, пластичность, сильно окатанных образцов не встречено. Очень часто металлы встречаются в виде стружки, иногда совершенно свежей, а также удлинённых веретенообразных палочек и коротких каплевидных образований (фиг. 1).

Наиболее распространенным и легко диагностируемым металлом является медь характерного медно-красного цвета, ковкая, бурно растворяющаяся в азотной кислоте. Медь всегда в той или иной степени окислена. Очень часто зерна ее покрыты черным сажистым налетом (возможно, халькозин) и корочками голубовато-зеленого ма-



Фиг. 1. Морфология зерен металлов и интерметаллических соединений. Увел. 15, отраженный свет

лахита. Отличается высокой химической чистотой (табл. 1). В качестве микропримесей обнаружены только магний, алюминий, железо. Нередко медь встречается в виде тонкой изогнутой проволоки, также заметно окисленной.

Среди минеральных образований изученных осадков были обнаружены зерна и стружка, резко выделяющиеся латунно-желтым цветом. Микроспектральные исследования показали, что это интерметаллическое соединение меди с цинком. В качестве второстепенного элемента в одном образце установлено серебро.

Большая группа металлов характеризуется серым цветом всех оттенков. По данным микрорентгенометрического (табл. 2) и микроспектрального (см. табл. 1) анализов, среди них наиболее распространен алюминий. Диагностированы также соединения алюминия с магнием, железом, свинцом, медью. Состав отдельных зерен отвечает чи-

Состав металлов и интерметаллических соединений

Таблица 1

Число проанализированных зерен	Элементы, составляющие		
	десятки	единицы	десятые и сотые доли
	%		
5	Cu	—	Al, Mg, Fe
11	Zn	—	Ca, Mg, Cu, Fe, Si, Mn
2	Zn, Cu	—	Ca, Al, Mg, Fe, Mn, Si, Pb
1	Zn, Cu	Ag	—
1	Zn	Cu	Ca, Al, Mg, Fe, Ni
1	Zn, Fe	—	Ca, Al, Mg, Si, Cu, Mn, Ni, Cr
2	Zn, Pb	—	Ca, Al, Mg, Cu, Fe, Sn
5	Zn, Al	—	Ca, Mg, Cu, Mn
20	Al	—	Ca, Mg, Cu, Ti, Fe, Si
4	Al, Mg	—	Ca, Cu, Mn, Si
1	Al, Mg	Zn	Ca
1	Al, Fe	—	Zn, Ca, Mg, Cu, Ti, Mn, Si
1	Al, Pb	—	Ca, Mg, Cu, Fe, Si, Cr
2	Al, Cu	—	Ca, Mg, Ti, Fe, Mn, Cr
3	Ti	—	Ca, Al, Mg, Fe, Mn, Si
1	Ti	Mg	Ca, Al, Fe, Mn, Si
1	Ti, Ca	—	Al, Mg, Fe, Mn, Si
2	Pb	—	Al, Ca, Cu, Fe, Mn, Mg, Si, Cr
2	Pb, Sn	—	Ca, Mg, Cu, Mn, Si
1	Ni	—	Ca, Al, Mg, Ti, Fe, Mn, Si, Cr
4	Fe, Ni	—	Ca, Al, Cu, Mn, Si
Латунь	Cu, Zn	—	—
Бронза	Cu	Sn, Al, Be, Pb,	—
Дуралюми- ний	Al	Cd, Cr Mg, Cu	—

Примечание. Анализы выполнены в ИГГГИ АН УССР на лазерном микроспектральном анализаторе LMA-1. Аналитик Л. П. Дручок.



Фиг. 2. Натечная форма зерна алюминия зонального строения. Увел. 400, отраженный свет

стому титану, свинцу и их интерметаллическим соединениям. Обнаруженные самостоятельные образования никеля, никеля с железом, вероятнее всего, являются космическими шариками, часто встречающимися именно в пелагических осадках.

Особое внимание во время исследований привлекло одно зерно алюминия (диагностировано лазерным микроспектральным анализом) из типичного темно-коричневого пелагического ила. Металл серого цвета с мягким металлическим блеском, ковкий, образует натек каплевидной формы с мелкими почковидными образованиями по краям основания, которое представляет собой относительно плоскую площадку с четким колломорфным текстурным узором.

Натек характеризуется концентрически-зональным строением и чередованием микрослоек, обнаруживающих следы радиально-лучистого сложения (фиг. 2). В микрослойках наблюдаются тонкие параллельные трещинки, ориентированные вкрест слоистости, напоминающие трещины усыхания коллоидов. Наличие этих трещин может свидетельствовать о метаколлоидной природе вещества, но они могут возникать и в процессе кристаллизации, протекающем с уменьшением объема [1].

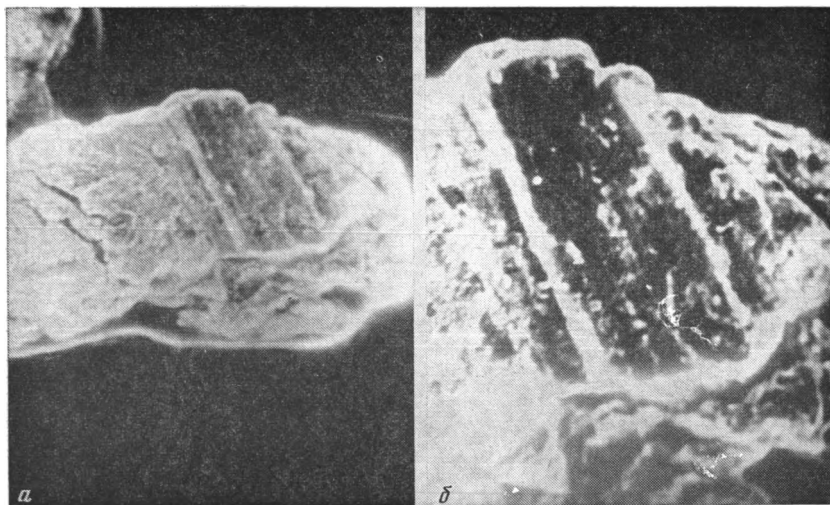
Задачей электронно-микроскопических исследований являлось обнаружение микросростков металлов с минералами магматических пород (титаномагнетит, хромит и др.), как важнейшего диагностического признака магматогенной природы первых [4]. Всего на растровом электронном микроскопе просмотрено 25 зерен при увеличении от 100 до 10 000 крат, но микросрастаний установлено не было. Лишь на одном зерне интерметаллического соединения свинца и олова наблюдалась картина, похожая на сросток металла с другим минералом (фиг. 3). Однако детальные исследования не подтвердили данного предположения. Все зерно по составу однородно, оче-

Таблица 2

Данные микрорентгенометрического анализа металлов (образцы из пелагических осадков Северо-Восточной котловины)

Al		Pb		Pb		Pb [3]		Al [3]	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
6	(2,57)	2	(3,12)	2	3,19	3	(3,158)	—	—
10	2,33	10	2,86	10	2,85	9	2,860	10	2,34
4	(2,24)	8	2,47	8	2,47	8	2,480	—	—
9	2,02	1	(1,934)	6	1,747	3	(1,933)	9	2,03
2	1,574	8	1,756	6	1,498	9	1,753	—	—
9	1,428	1	(1,645)	1	1,428	4	(1,648)	8	1,432
4	(1,344)	10	1,498	8	1,137	10	1,494	—	—
1	(1,285)	6	1,434	8	1,109	5	1,430	—	—
9	1,221	8	1,137	8	1,010	10	1,138	10	1,221
5	1,168	8	1,109	—	—	10	1,108	5	1,169
3	1,023	8	1,011	—	—	10	1,011	—	—
3	1,011	—	—	—	—	—	—	4	1,013

Примечание. Условия съемки: камера РКД-57, Fe-излучение, 10 кВ, 18 мА. Аналитик З. И. Пырьш.



Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки образца интерметаллического соединения свинца и олова с предполагавшимся сростком (микроскоп РЭМ-100, аналитик И. Г. Пивовар). *а* — увел. 300; *б* — увел. 1000

видно, это причудливый след механического воздействия на его поверхность. Изученные металлы под электронным микроскопом выглядят однообразно. Следует отметить, что при небольших увеличениях (300—1000 крат) складывается впечатление об их микрослоистом строении.

Проанализируем распределение металлов по типам осадков. Следует отметить, что опробование велось равномерно по всей исследованной площади. Несмотря на это, более 80% станций, пробы которых содержат металлы и интерметаллические соединения, отработаны в полях развития наиболее распространенных глин. Около 5% станций с металлами отработаны в мелоподобных известняках, столько же в глинах с землистой текстурой и около 7% в плотных сланцеватых глинах. Таким образом, зависимость присутствия металлов от литологического состава осадков не установлена.

Исследование пространственного положения станций, в осадках которых обнаружены металлы, показало, что они относительно равномерно распределены по площади. Некоторое увеличение числа станций с металлами в осадках отмечается у трансформного разлома Клариян и вблизи оперяющих эту зону валлообразных поднятий юго-восточного простирания, к которым нередко приурочены вулканические постройки центрального типа.

Таким образом, результаты, полученные нами при минералогических исследованиях металлов и анализе распределения их находок, заставляют предполагать, что основным источником данных образований в пелагических осадках Северо-Восточной котловины являются эндогенные процессы, т. е. металлы считаются самородными. При этом отсутствие микросрастаний с минералами магматических пород, микрослоистость, колломорфность отдельных зерен указывают на гидротермальный генезис этих объектов. Именно таким происхождением можно объяснить присутствие самородного алюминия в осадках, образование которого теоретически связывается с действием мантийных восстановительных флюидов на основные и ультраосновные магматические расплавы [2, 5].

Однако не следует исключать и возможную техногенную природу части металлов, а особенно сплавов. В табл. 1 специально представлены составы бронзы, латуни и дуралюминия, которые хорошо коррелируют с диагностированными в осадках интерметаллическими соединениями. Кроме того, формы отдельных зерен сильно напоминают техногенные образования.

Широкому пространственному распространению металлов в пелагических осадках, очевидно, способствовали подводные течения. На их существование указывают глубоко врезанные долины на изученной площади, в бортах которых, по данным опробования, установлены более древние осадки. Таким образом, металлы представляют собой в основном аллотгенные образования, однако, судя по формам зерен, время и воздействие подводных течений были незначительными.

Литература

1. Григорьев Д. П. Отношения минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. 283 с.
2. Ковальский В. В., Олейников О. Б. Самородные металлы и природные полиминеральные сплавы меди, цинка, свинца и сурьмы в породах кимберлитовой трубки «Ленинград» // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 1. С. 203—207.

3. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
4. Новгородова М. И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 285 с.
5. Осадчий Е. Г., Алехин Ю. В. К вопросу о происхождении самородного алюминия// Тез. докл. 27-го Междунар. геол. конгресса. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 131—132.
6. Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 133—138.
7. Штеренберг Л. Е., Кузьмина О. В., Лапутина И. П., Цепин А. И. О находке самородного алюминия в ассоциации с ZnO и $ZnCl_2$ среди осадков ст. 647 (Северо-Восток Тихого океана)//Литология и полез. ископаемые. 1986. № 1. С. 137—140.

Производственное объединение
«Южморгеология»,
Геленджик

Поступила в редакцию
1.VII.1987

УДК 552.56

НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

САФОНОВ В. Г., ХЕРАСКОВА Т. Н.

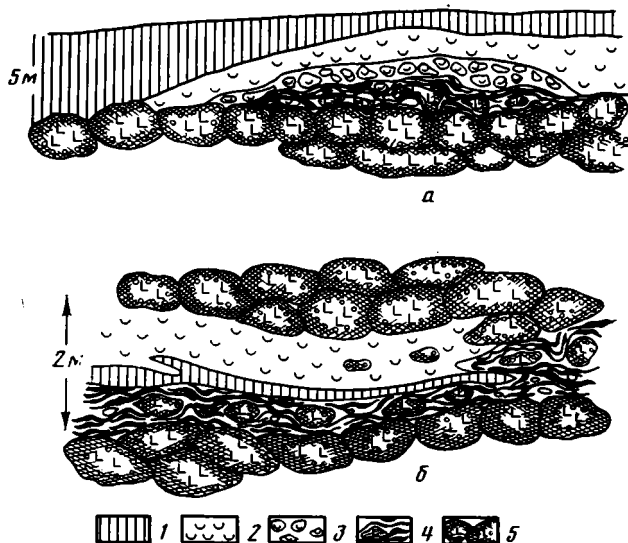
В покровно-складчатых областях различного возраста среди пород офиолитовой ассоциации и вулканогенно-осадочных комплексов островодужного типа спорадически встречаются железисто-кремнистые породы со своеобразными флюидалноподобными макро- и микротекстурами, а также аномальной геохимией (табл. 1), позволяющими предполагать специфичные условия их образования. Такие породы встречены нами среди офиолитов нижнего палеозоя в Центральном Казахстане и юрско-нижнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов в Корякии. Судя по литературным данным, аналогичные породы распространены по обрамлению Тихого океана, на Урале. Иногда они тракуются как кластолавы и тахилиты (Б. С. Левин), иногда — как накопления тонкого пеплового материала [7] или как яшмы, попавшие внутрь лавового потока. Некоторые исследователи понимают их как породы, образовавшиеся из рудоносных осадков [5]. Нами получены новые данные, позволяющие более определенно судить о генезисе этих своеобразных пород.

В палеозондах Центрального Казахстана железисто-кремнистые образования встречаются в яшмо-базальтовых (спилитовых) формациях верхов раннего — среднего ордовика (карамурунская свита) и среднего ордовика (кызылкаинская свита). Оба комплекса характеризуют окраинный бассейн, существовавший в раннем палеозое в тылу Чингизского островодужного поднятия [4]. Повсюду железисто-кремнистые породы встречаются на контакте базальтов и яшм (фиг. 1). Это темно-вишневые, зеленовато-серые породы брекчиевой и флюидално-брекчиевой текстур. Они слагают непротяженные горизонты и линзы мощностью до 3—5 м и состоят из включений и

Таблица 1

Свита (регион)	Содержания малых элементов в железисто-кремнистых породах по данным атомно-абсорбционного анализа												
	Mn	Fe	Al	Ti	Cu	Ni	Cr	S	Zn	Ba	Sr	V	Ba/Sr
Кызылкаинская свита среднего ордовика (Центральный Казахстан)	0,055	6,12	7,31	0,30	39	90	46	19	49	200	170	60	1,2
	0,078	7,57	8,88	0,50	67	145	85	34	93	1300	240	190	5,4
	0,065	6,89	9,19	0,25	32	99	54	30	74	2100	220	150	9,0
То же, карамурунская	0,104	8,84	9,94	0,62	64	108	153	26	93	1500	430	200	3,9
Келловей — готерив Майницкой зоны Корякии, тип II	0,067	7,19	9,43	0,69	44	99	68	22	133	1300	190	50	6,9
То же, тип I	0,089	6,12	8,06	0,32	80	117	193	30	93	4300	200	140	21
Яшмы карамурунской свиты (среднее содержание)	0,231	4,30	2,82	0,10	120	41	11	16	36	215	100	49	2,1

Примечание. Содержание Mn, Fe, Al и Ti приведено в %, остальных элементов — в ppm.



Фиг. 1. Соотношение спилитов и железисто-кремнистых пород в яшмо-спилитовой формации среднего ордовика
 а, б — зарисовки обнажений; 1 — яшмы; 2 — туфосилициты; 3 — гиадокластиты; 4 — железисто-кремнистые породы; 5 — спилиты

основной массы (фиг. 2, а, б). Включения размером от долей миллиметра до 1—2 см представлены спилитами, варнолитами, микродиабазам (в зависимости от структурных особенностей подстилающих базальтоидов), яшмами с радиоляриями, иногда кремнистыми туффитами, плагиоклазом. Обломки базальтов имеют линзовидную, линзовидно-изогнутую, округло-оплавленную формы. Изредка встречаются включения шаров базальтов (см. фиг. 1). Фрагменты кремнистых пород и плагиоклазов чаще имеют угловатые очертания. Цементируются обломки темно-бурой почти непрозрачной кремнисто-железистой массой, имеющей, как правило, четкую линзовидно-полосчатую флюидалноподобную текстуру (см. фиг. 2, а, б). Флюиальность, признаки течения материала подчеркиваются неравномерным полосовидным распределением гематита, субпараллельным, вытянутым вдоль направления течения положением обломков, обтеканием их основной массой. Нередко обломки раздроблены и растащены по направлению течения.

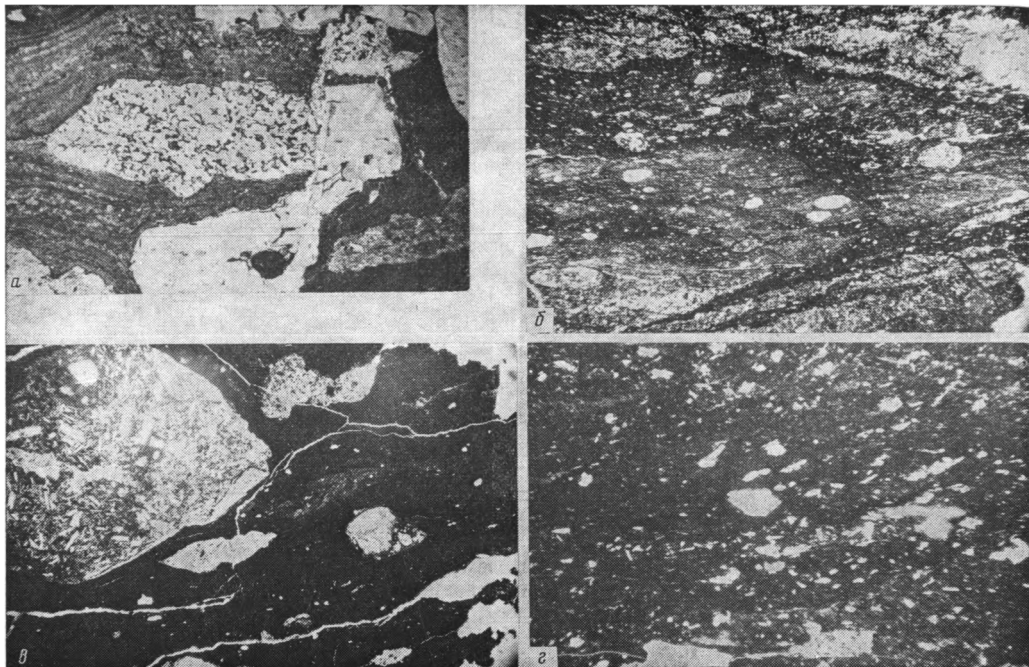
В Корякии сходные образования встречены в Майницкой тектонической зоне, где они приурочены к келловей-готеривским образованиям, развитым северо-западнее Ягельного серпентинитового меланжа и характеризующим тыловую часть островной дуги. Железисто-кремнистые образования слагают здесь несколько десятков линз мощностью 0,2—8 м, залегающих среди базальтов, андезито-базальтов, бонинитов и их туфов. При фациальном замещении базальтоидов существенно туффитовыми накоплениями железисто-кремнистые породы исчезают из разреза. В этом регионе среди железисто-кремнистых пород выделяются два текстурных типа. Первый близок к описанному выше (фиг. 3), второй отличается сланцеватыми, плитчатыми текстурами, меньшим числом обломков. Сланцеватые разности постепенно сменяют флюиальные вверх по разрезу и по латерали.

Железисто-кремнистые породы I типа состоят из тонкокристаллической, слабо раскристаллизованной массы вишневого цвета и рассеянных в ней серых обломков базальтоидов и диабазов, а также фрагментов этих же железисто-кремнистых пород.

Тонкокристаллическая масса, состоящая, по данным дифрактометрического исследования, из кварца, гематита, смектита и хлорита, имеет флюиальную линзовидно-полосчатую микротекстуру, обусловленную равномерным пудинговым распределением обломков пород, имеющих размер от 1 мм до 15 см и составляющих 1—20% объема породы. Обломки часто дезинтегрированы и растащены по направлению флюиальности (см. фиг. 3). Обломки базальтоидов имеют остроугольную форму и форму будин (см. фиг. 2, в), а фрагменты железисто-кремнистых пород — овальную и линзовидную. Спорадически встречаются радиолярии хорошей сохранности. В этом районе Б. С. Левиным (устное сообщение) обнаружены такие же породы в секущем залегании.

Железисто-кремнистые породы II типа (см. фиг. 2, г) отличаются несколько более высоким содержанием в основной массе глинистых минералов, обычно преобразованных в хлорит и гидрослюда, здесь же присутствует полевой шпат.

Состав железисто-кремнистых пород I и II типов характеризуется значительным своеобразием. По сравнению с развитыми в этих же комплексах яшмами (см. табл. 1, 2) они обогащены практически всеми элементами, за исключением марганца и меди. Значения Ba/Sr в них типичны для гидротермальных образований [3], хотя содержание Al выше, чем в типичных металлоносных осадках гидротермального генезиса [3, 5].



Фиг. 2. Железисто-кремнистые породы. Николи II, Увел. 27

а, б — карамурунская свита (Центральный Казахстан): а — флюидальная текстура, растаскивание обломков базальта в направления течения материала; б — мелкие включения обломков яшм, остатков радиолярий в железисто-кремнистой массе породы; в, з — келловей — готерив (Майницкая зона): в — обломки базальта, повернутые вдоль текстур течения материала в породах I типа; з — железисто-кремнистые породы II типа с повышенным содержанием глинистых минералов

Таким образом, можно заключить, что описанные железисто-кремнистые породы имеют состав, характерный для осадочных пород, а текстуры — типичные для лавовых и туфолавовых образований. Это заставляет предположить, что эти породы образовались из глиноземисто(?) -железисто-кремнистого коллоидного газонасыщенного раствора, выход на поверхность которого был связан с гидротермальной деятельностью при базальтовом вулканизме. Коагуляция раствора на контакте с морской водой привела к излиянию и осаждению глиноземисто-железисто-кремний гелевидной массы. Постепенное смещение геля с водой, возможно, приводило к увеличению его текучести и появлению более спокойных («ламинарных») текстур (железисто-кремнистые породы II типа). В таких случаях генезис этих образований устанавливается с трудом. Дальнейшее растворение, по-видимому, приводило к обогащению придонной воды окислами железа и кремнезема, что облегчало биогенно-хемогенное накопление яшм. Как было показано (см. фиг. 1), яшмы вверх по разрезу нередко сменяют железисто-кремнистые породы.

Аналогичные текстуры глинисто-кремнистых, смектит-полевошпатовых и полевошпатовых пород описаны С. Б. Хенкиной в отложениях современных действующих гелевых источников среди базальтов позднемиоценового — палеогенового возраста [6]. Некоторое сходство текстур обнаруживается с пloyчатými рудными корками на базальтах, описанными на подводных горах Восточной Атлантики [2], и трактуемых как гидротермально-осадочные образования.

Наибольшие трудности вызывает объяснение происхождения обломков пород, включенных в железисто-кремнистый гель. Вероятно, они имеют двойное происхождение. Одна часть их (радиолярии, слабоконсолидированные осадки) захвачены гелем при его течении по поверхности дна; другая (фрагменты магматических пород) — могут представлять собой своеобразный резургентный материал, вынесенный гелевым потоком со стенок подводных каналов. При этом, возможно, проявился механизм, описан-

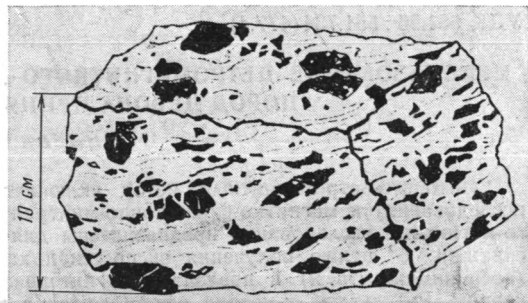
Таблица 2

Химический состав железисто-кремнистых пород Корякии

Тип	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + +Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
I	58,85	0,61	14,32	7,64	0,138	5,96	5,31	2,49	0,22	0,145	97,71
II	56,03	1,48	16,62	8,23	0,103	2,58	2,51	2,30	4,19	0,33	94,39

ный рядом исследователей [1], для объяснения генезиса эксплозивных брекчий и брекчий возникающих при гидротермальной деятельности под воздействием энергии газонасыщенных магм и флюидизированных газов. Процессы дезинтеграции и флюидизации пород происходят в эндогенных условиях в результате длительной интенсивной циркуляции горячих газов высокого давления. Образующаяся при этом флюидизированная, пластичная масса выдавливается на поверхность. Эта гипотеза хорошо объясняет дробление обломков и их растаскивание в направлении турбулентного течения

Фиг. 3. Флюидаальноподобные текстуры и растаскивание обломков базальтов в направлении течения материала (зарисовка образца железисто-кремнистой породы из Майницкой зоны). Черные пятна — обломки базальтов, белые — тонкозернистая железисто-кремнистая масса



материала. При этом турбулентные и ламинарные движения частиц и обломков создают специфические вихревые и псевдослоистые текстуры, которые при отсутствии интрузивных тел воспринимаются как текстуры осадков, оползней или тектонических деформаций.

Литература

1. Берман Б. И. Криптовулканическая мобилизация и ее роль в создании рудоносных комплексов//Сов. геология. 1973. № 4. С. 24—36.
2. Богданов Ю. А., Лисицина Н. А., Хворова И. В. К литологии некоторых подводных гор восточной Атлантики//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 3—19.
3. Варенцов И. М. Геохимические ассоциации главных компонентов, Ва и Sr как индикаторы процессов осадкообразования: гидротермальные образования зоны Галапагосского рифта//Проблемы литологии Мирового океана. М.: Наука, 1985. С. 202—203.
4. Дергунов А. Б., Моссаковский А. А., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Закономерности формирования палеозонид Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана//Закономерности формирования структуры континента в неогене. М.: Наука, 1986. С. 53—67.
5. Зайкова Е. В., Зайков В. В. Куркудукский комплекс — фрагмент первого слоя океанической коры в Западных Мугоджарах//История развития Уральского палеоокеана. М.: Наука, 1984. С. 140—153.
6. Хенкина С. Б. Современные гелевые образования в Примагаданье//Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 5. С. 1200—1202.
7. Хотин М. Ю. Вероятный источник кремнезема геосинклинальных кремнистых формаций//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 100—122.

Геологический институт АН СССР,
Москва
ПГО «Аэрогеология», Москва

Поступила в редакцию
3.VI 1987

МЕТОДИКА

УДК 551.25 : 551.734(477.4)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОМАГНИТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ДЕВОНА ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

ПЕНЦЕВА О. М.

Литолого-петромагнитный метод включает χ -метрию керна (литолого-магнитные исследования) и магнитно-фракционно-минералогический анализ (МФМА) [1]. Литолого-магнитные исследования предназначены для полевого послыонного изучения разрезов скважин с целью получения экспрессной характеристики магнитных свойств пород (восприимчивость χ) в пределах тех интервалов разреза, которые охарактеризованы кернами. Результаты χ -метрии оформляются в виде диаграмм, на которых отражается дифференциация пород различных литологических разновидностей, обусловленная особенностями в составе и количественном содержании магнетиков различных классов (диа-, пара-, антиферри- или ферримангнитного), их морфологии, парагенетическими соотношениями, степенью изменения. В осадочной толще отчетливо выделяются: слои и тонкие прослои вулканогенных пород, железистых карбонатов, участки, содержащие примесь тонкораспыленных ферритов, мелкие включения железистых карбонатов, железосодержащих силикатных минералов (глауконита, хлорита и др.). Нулевыми значениями восприимчивости характеризуются прослои и скопления диамагнетиков: «чистых» разновидностей кальцита, ангидрита, гипса, каменной соли, угля и др. Метод литолого-магнитного анализа может оказать помощь при расчленении и корреляции разрезов, особенно в тех случаях, когда биостратиграфические исследования и промыслово-геофизический материал не дают однозначных результатов.

Следует отметить, что многие минералого-фациальные особенности пород сложного литологического облика, которые не обнаруживаются при макроскопическом изучении, заметно фиксируются на кривой χ -метрии.

Петромагнитный анализ — лабораторный метод, с помощью которого исследуются образцы всех литологических разновидностей пород, отобранные на основании данных χ -метрии керна. В основе петромагнитного анализа лежит разделение порошков исследуемых пород с помощью магнитной сепарации. Фракции, полученные при условии точной фиксации токового режима разделения, характеризуются весовым процентным содержанием и величиной магнитной восприимчивости. Результаты петромагнитного анализа выражаются в комплексных петромагнитных характеристиках, представленных четырехзначными символами. На фиг. 1 дана обобщенная схема петромагнитной символики магнитной минерализации пород. Последние делятся на три группы: 1) преимущественно парамагнитные, 2) слабопарамагнитно-диамагнитные, 3) преимущественно ферри-магнитные [2].

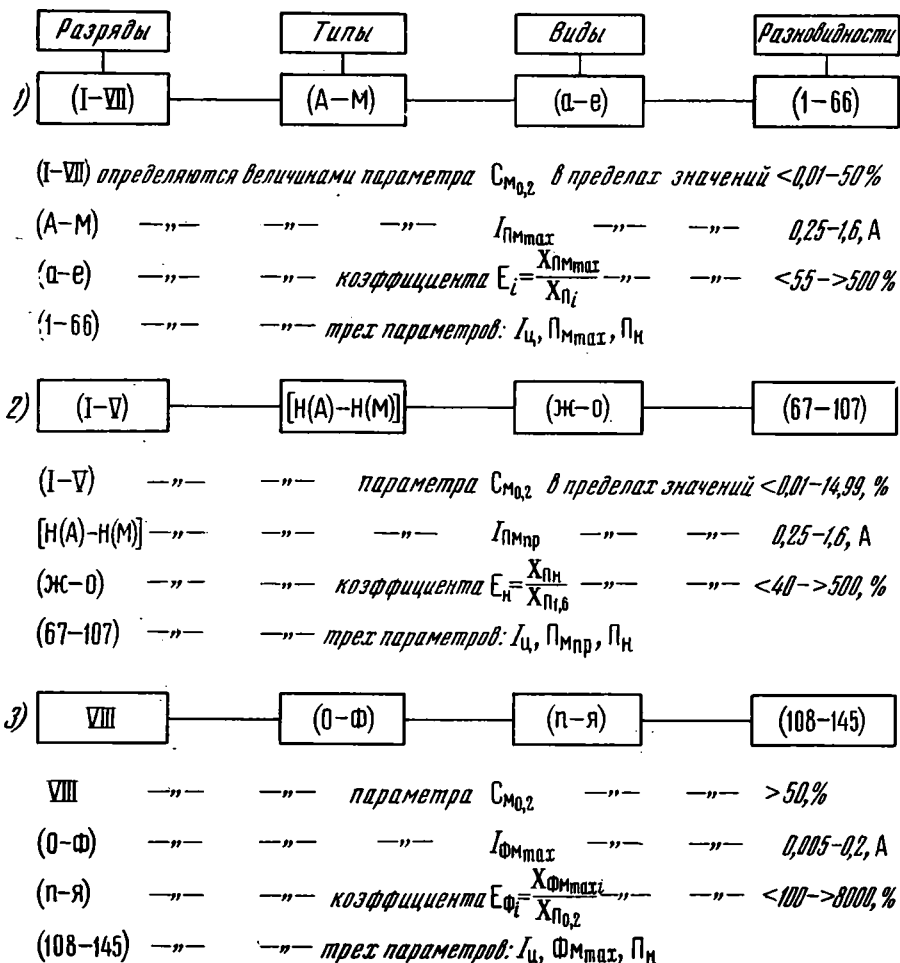
Каждая группа пород характеризуется определенным набором четырехзначных символов. Так как методика МФМА мало известна, приведем значения первичных параметров и коэффициентов, определяющих члены петромагнитных символов.

Π_{max} , $\Pi_{\text{пр}}$, Φ_{max} — весовые содержания магнитных фракций (в % к исходной навеске). Π_{max} и $\Pi_{\text{пр}}$ — максимальная и промежуточная магнитные фракции в парамагнитном режиме сепарации (0,25а — 1,6а), Π_{max} — магнитная фракция, в которую выделяется основная масса породы. $\Pi_{\text{пр}}$ — наибольшая из незначительных магнитных фракций пород, основная масса которых остается в немагнитной фракции. Φ_{max} — максимальная магнитная фракция в ферримангнитном режиме сепарации (0,0—0,2, А). $C_{\text{м}0,2}$ — весовое содержание фракции, выделившейся в ферримангнитном интервале сепарации (0,0—0,2, А). Для слабомагнитных пород $C_{\text{м}0,2} = \Phi_{\text{м}}$, для сильномагнитных — параметр $C_{\text{м}0,2}$ является суммарным: $\Phi_{\text{м}0,01} + \Phi_{\text{м}0,025} \dots + \Phi_{\text{м}0,2}$.

Разряды определяются следующими величинами параметра $C_{\text{м}0,2}$:

Разряды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
$C_{\text{м}0,2}$	0,01	0,00— 0,09	0,1—0,99	1,0—4,99	5,0— 14,99	15,00— 29,99	30,00— 50,00	>50,0

$I_{\Pi_{\text{max}}}$, $I_{\Pi_{\text{пр}}}$, $I_{\Phi_{\text{max}}}$ — сила тока (в амперах), при которой у исследованного образца выделяется характерная магнитная фракция; $\Pi_{\text{н}}$ — весовое содержание немагнитной фракции, выделившейся при максимальном токовом режиме сепарации (1,6 А). $E_{\text{ф}}$, $E_{\text{н}}$ — коэффициенты, выражающие соответственно отношения замеренных величин $\chi_{\Pi_{\text{max}}}$; $\chi_{\Pi_{\text{пр}}}$ и $\Pi_{\text{н}}$ к величинам χ_{Π} , $\chi_{\Pi0,2}$, $\chi_{\Pi1,6}$, А, вычисленным по экспериментальным данным; E и $E_{\text{н}}$ могут быть ниже и выше 100% и определяют соответственно



Фиг. 1. Петромагнитная символика магнитной минерализации

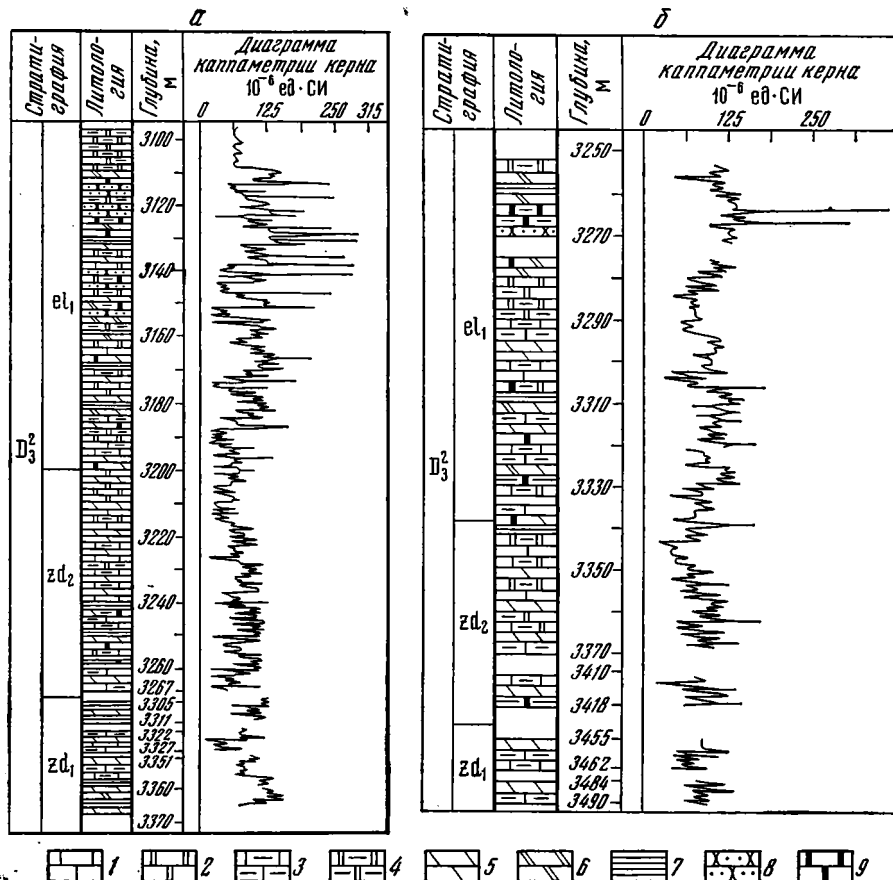
уровни парамагнитности или скрытой ферримагнитности, $E_{\text{Ф}}$ всегда превышает 100% и определяет уровень явной ферримагнитности, $I_{\text{ц}}$ — диапазон токового режима сепарации (в амперах), в пределах которого выделяются магнитные фракции (Пм или Фм), превышающие 1%.

Ведущим членом четырехзначного символа является тип магнитной минерализации. Он дает различным генетическим разновидностям пород оценку их магнитного состояния: антиферрипарамагнитного (тип А), парамагнитного (типы В—М), слабопарамагнитно-диамагнитного (типы Н(А)—Н(М)—Н), преимущественно ферримагнитного (типы О—Ф).

По остальным трем членам символа получают дополнительную характеристику: разряд отражает степень явных проявлений ферритовой минерализации; вид характеризует скрытые проявления ферримагнитной минерализации (виды д, е, н, о), особенности проявления суперпарамагнитной минерализации (а), степень парамагнитности пород. Разновидность отражает характер поли- или мономагнетизма пород. Для парамагнитных разновидностей наблюдается снижение мономагнетизма в направлении 1→66 (за счет усиления парагенетических связей слабых парамагнетиков с диамагнетиками); для слабопарамагнитно-диамагнитных пород полимагнетизм снижается в направлении 67→107. Основная масса пород 107-й разновидности обычно составлена слабыми парамагнетиками в той или иной мере ассоциирующимися с диамагнетиками, или диамагнетиками с примесью слабых парамагнетиков. В разновидностях преимущественно ферримагнитной минерализации полимагнетизм снижается в направлении 108→145.

Ниже приведены результаты литолого-петромагнитного анализа глинисто-карбонатных пород межселевого комплекса верхнего девона. Литолого-магнитная характеристика разреза этих отложений скв. Мозырская-1, представленных нижнееелецким подгоризонтом и задонским горизонтом, приведена на фиг. 2, а.

В разрезе нижнееелецких отложений вскрыты мергели, карбонатные глины, глинистые известняки и доломиты, редкие прослои песчаников. Характерно наличие железистого карбоната, наблюдающегося в виде мелких, неравномерно распределенных выделений, тесно ассоциирующихся с глинистым материалом, реже — в виде отдельных линз и прослоев, приуроченных в основном к верхней половине подгоризонта. Породы,



Фиг. 2. Литолого-магнитная характеристика пород задонско-елеского горизонта скв. Мозырская-1 (а) и скв. Дудичская-4 (б)
1 — известняк; 2 — доломит; 3 — глинистый известняк; 4 — глинистый доломит; 5 — известковый мергель; 6 — доломитовый мергель; 7 — глина; 8 — песчаник и алевролит; 9 — железистый карбонат

за исключением выделяющейся в кровле однообразной пачки глинистых доломитов ($\approx 63-75 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), представляют собой толщу тонкого переслаивания и отличаются крайней неоднородностью κ -метрических характеристик. Прослой железистого карбоната отчетливо выделяются на диаграмме κ -метрии керны пиковыми максимумами ($190-290 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ). Средние значения ($120-170 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) — у мергелей и карбонатных глин с различной концентрацией железистых карбонатов. У мергелей, не содержащих последних, восприимчивость снижается до $60-88 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. Минимальными значениями восприимчивости обладают прослой слабоглинистых доломитов и известняков ($12-37 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ).

В разрезе верхнезадонского подгоризонта, сложенного теми же разновидностями пород, кривая магнитной восприимчивости имеет менее дифференцированную характеристику. Железистый карбонат здесь не образует прослоев, а наблюдается лишь в виде микровключений, рассеянных в глинистых породах главным образом средней и нижней частей подгоризонта. Соответственно эти участки имеют более высокий общий уровень восприимчивости.

Состав пород нижнезадонского подгоризонта несколько иной. Железисто-карбонатные образования здесь отсутствуют. Вариации кривой восприимчивости обусловлены чередованием известковых глин (максимальный уровень), мергелей (средний), глинистых известняков с прослоями «чистых» разностей (минимальный уровень).

В табл. 1 приведены результаты петромагнитного анализа образцов пород описанных выше горизонтов (скв. Мозырская-1). Петромагнитные символы исследуемых пород даны в сопоставлении с минералогической характеристикой максимальных магнитных фракций, полученных при сепарации образцов. Приняты следующие условные обозначения: ЖК — железистый карбонат, Д — доломит, К — кальцит, Пр — Пирит, КП — кварц и полевые шпаты, ГБ — гидробитит, А — ангидрит, ОВ — органическое вещество, Ф — обломки вулканогенных пород. Из данных, приведенных в табл. 1, видно, что породы нижнеелеского подгоризонта и задонского горизонта отличаются по характеру петромагнитной символики. Основная группа железисто-карбонатных пород нижнеелеского подгоризонта характеризуется высокопарамагнитными типами Г, Д. В ее состав входят

Таблица 1

Возраст	Обра- зец, №	Состав максимальных фракций исследованных образцов, %			Типы магнитной минерализации пород							
		Кб	Г	остальные минералы	Г	Д	Е	Ж	И	К	Н(М)	Н
el ₁	753	ЖК-15	15	КП-58; ГБ-7; Пр-5	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	И-К-д-62	Нет	Нет
	754	ЖК-15	30	КП-38; Пр-12; ГБ-5	»	»	»	»	»	И-К-д-59	»	»
	755	Д-25	52	Пр-10; ОВ-10; А-3	»	»	»	»	»	Нет	»	И-Н-и-107
	758	ЖК-82	15	Пр-2; А-1	»	»	И-Е-6-4	»	»	»	»	Нет
	762	ЖК-1	10	КП-85; Пр-3; ГБ-1	»	»	Нет	»	»	»	И-Н(М)-и-103	»
	764	ЖК-15	15	КП-62; ГБ-5; Пр-3	»	»	»	»	»	И-К-д-52	Нет	»
	767	ЖК-83	15	Пр-2	И-Г-6-5	»	»	»	»	Нет	»	»
	768	ЖК-84	15	Пр-1	И-Г-6-4	»	»	»	»	»	»	»
	769	ЖК-79	2	Пр-1	Нет	И-Д-в-4	»	»	»	»	»	»
	772	ЖК-78	20	Пр-1; Ж-1	»	И-Д-в-4	»	»	»	»	»	»
	773	ЖК-80	15	Пр-2; А-3	И-Г-в-5	Нет	»	»	»	»	»	»
	775	ЖК-87	10	Пр-3	И-Г-г-8	»	»	»	»	»	»	»
	778	—	7	КП-89; Пр-4	Нет	»	»	»	»	»	И-Н(М)-и-103	»
	779	ЖК-76	20	Пр-4	»	И-Д-г-8	»	»	»	»	Нет	»
	783	ЖК-82	15	Пр-3	И-Г-2-5	Нет	»	»	»	»	»	»
	787	ЖК-10	77	КП-5; Пр-8	Нет	»	»	»	И-И-6-8	»	»	»
	788	ЖК-56	31	КП-6; ОВ-4; Пр-3	»	»	»	И-Ж-6-33	Нет	»	»	»
	789	ЖК-8	80	КП-5; Пр-5; ГБ-2	»	»	»	Нет	И-И-а-12	»	»	»
	791	ЖК-1	15	КП-80; Пр-4	»	»	»	»	Нет	»	И-Н(М)-и-104	»
	792	ЖК-80	16	Пр-2; ОВ-2	»	И-Д-в-5	»	»	»	»	Нет	»
	795	Д-40	52+ОВ	Пр-8	»	Нет	»	»	»	»	»	И-Н-ж-107
zd ₂	797	Д-50	38	Пр-7; ОВ-5	»	»	»	»	»	»	»	И-Н-ж-107
	798	Д-30	52	Пр-10; ОВ-8	»	»	»	»	»	»	И-Н(М)-ж-98	Нет
	800	ЖК-25	5	КП-20; Пр-4; ГБ-1	»	»	»	»	И-И-6-47	»	Нет	»
	801	ЖК-20	72	Пр-5; ГБ-2; КП-1	»	»	»	»	И-И-в-8	»	»	»
	802	ЖК-20	60	КП-17; ГБ-1; Пр-2	»	»	»	»	И-И-г-38	»	»	»
zd ₁	804	К-15	75	Пр-5; ОВ-5	»	»	»	И-Ж-в-9	Нет	»	»	»
	806	К+Д-50	40	Пр-5; ОВ-5	»	»	»	Нет	»	И-К-в-10	»	»
	807	К-60	35	Пр-2; ОВ-3	»	»	»	»	»	И-К-в-9	»	»
	808	К-40	54	Пр-4; ОВ-2	»	»	»	»	И-И-в-8	Нет	»	»
	810	К-35	60	Пр-3; ОВ-2	»	»	»	И-Ж-в-4	Нет	»	»	»

Возраст пород	Обра- зец, №	Состав максимальных фракций исследованных образцов, %			Типы		
		Кб	Г	остальные образцы	Г	Г	
el ₁	402	ЖК-75	14	Пр-1	I-B-r-5	Her	
	403	ЖК-80	15	ОВ-2; А-1; Пр-2	Her	I-Г-r-5	
	405	ЖК-75	22	Пр-3	»	Her	
	406	Д-95	3	Пр-2	»	»	
	441	ЖК-80	17	Пр-1; ОВ-2	»	»	
	442	К+Д-73	20	Пр-7	»	»	
	444	ЖК-60	30	А-5; ОВ-5	»	»	
	445	ЖК-57	40	Пр-3	»	»	
	446	К-60	35	Пр-3; Ф2	»	»	
	447	К+Д-30	50	Ф-15; Пр-5	»	»	
	448	ЖК+К-55	40	Пр-3; КП-2	»	»	
	449	К-75	20	КП-3; Пр-3	»	»	
	451	ЖК+К-60	37	Пр-3	»	»	
	452	Д-38	60	Пр-2	»	»	
zd ₂	460	ЖК+К-40	55	Пр-3; ГБ-2	»	»	
	462	ЖК+К-45	50	Пр-5	»	»	
	463	ЖК+К-45	50	Пр-3; ГБ-2	»	»	
	464	ЖК-40	55	Пр-3; ГБ-2	»	»	
	469	К+Д-75	18	Пр-7	»	»	
	470	К-87	7	КП-6	»	»	
	472	ЖК-35	58	Пр-6; КП-1	»	»	
	475	ЖК-30	65	Пр-5	»	»	
zd ₁	476	К+Д-27	70	Пр-3	»	»	
	477	К-75	25	—	»	»	
	478	К-68	30+ОВ	Пр-2	»	»	
	479	К-35	58	А-5; ОВ-2	»	»	

паранкериты — члены изоморфного ряда магнезидоломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — ферродоломит $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$, содержащие небольшие (10—20%) примеси глинистого материала. Они близки по составу, их показатели преломления N_g варьируют в пределах 1,696—1,702. По мере уменьшения количества паранкерита и увеличения глинистой примеси (обр. 787, 789) или при переходе паранкерита в менее железистые разности (обр. 758, 788; N_g паранкерита 1,693, 1,694) парамагнетизм пород снижается до типов Е, Ж, И, К. Мергели, глинистые доломиты и известняки, не имеющие примеси паранкерита, относятся к типам М, Н, характеризующим наименьшую парамагнитность. К этим же типам принадлежат обр. 762, 791 из песчаных прослоев с незначительной примесью паранкерита; песчаники, составной частью (~15%) цемента которых, наряду с глиной, является железистый карбонат (обр. 753, 754, 764), переходят в тип К. В разрезе верхнезадонского подгоризонта образования высокопарамагнитных типов Г, Д, Е отсутствуют. Наиболее высокой парамагнитностью обладают образцы карбонатно-глинистых пород (800—802) из нижней части подгоризонта. Они относятся к типам И, К, т. е. имеют ту же парамагнитность, что обр. 787, 789 нижеелецкого подгоризонта, хотя содержат вдвое больше железистого карбоната. Это объясняется меньшей степенью железистости последнего (железистый доломит, показатели преломления 1,684—1,688). Минимальная парамагнитность Н, Н(М) у образцов мергелей из кровли подгоризонта.

Данные петромагнитного анализа железистых карбонатов нижеелецкого и верхнезадонского подгоризонтов согласуются с результатами их химического анализа. Петромагнитные характеристики отражают степень железистости паранкеритов, в чем можно убедиться, сопоставив парамагнитные типы образцов с содержанием в них FeO , %:

Тип Г (обр. 768) — 6,86	Тип Е (обр. 758) — 4,72
» (обр. 773) — 6,84	Тип Ж (обр. 788) — 4,30
Тип Д (обр. 779) — 5,36	Тип И (обр. 800) — 2,30
» (обр. 792) — 5,09	» (обр. 802) — 2,0

Исследованные образцы мергелей и известковистых глин нижезадонского подгоризонта не содержат железистых карбонатов. Их парамагнитность (типы Ж, И, К) определяется повышенной парамагнитностью самих глинистых минералов.

Межсоловые отложения скв. Дудичская-4 (фиг. 2, б) представлены теми же литологическими разновидностями, что и в скв. Мозырская-1. В отличие от последней в разрезе нижеелецкого подгоризонта данной скважины не наблюдается многочисленных прослоев железистых карбонатов, но редкие прослои последних обладают большей парамагнитностью (пиковые значения восприимчивости $315\text{—}365 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), кроме того, нижеелецкие отложения более глинистые, почти не содержат песчаных прослоев.

магнитной минерализации пород

Д	Е	Ж	И	К	Л	Н(М)	Н
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
»	»	»	»	»	»	»	»
»	»	»	И-В-11	»	»	»	»
»	»	»	Нет	»	»	»	И-Н-и-107
И-Д-г-5	»	»	»	»	»	»	Нет
Нет	»	»	»	»	»	И-Н(М)-ж-97	»
»	»	И-Ж-г-9	»	»	»	Нет	»
»	»	И-Ж-г-10	»	»	»	»	»
»	»	Нет	И-И-д-53	»	»	»	»
»	»	»	Нет	И-К-а-11	»	»	»
»	»	»	И-И-г-1	Нет	»	»	»
»	»	»	»	»	»	И-Н(М)-ж-97	»
»	»	И-Ж-г-9	Нет	»	»	Нет	»
»	»	Нет	»	»	»	И-Н(М)-ж-88	»
»	»	»	»	»	»	»	»
»	»	»	И-И-6-11	»	»	Нет	»
»	»	»	И-И-г-9	»	»	»	»
»	»	»	И-И-в-8	»	»	»	»
»	»	И-Ж-г-9	Нет	»	»	»	»
»	»	Нет	»	»	»	И-Н(М)-ж-68	»
»	»	»	»	»	»	Нет	И-Н-к-107
»	»	И-Ж-6-8	»	»	»	»	Нет
»	»	И-Ж-в-5	»	»	»	»	»
»	»	Нет	И-И-6-11	»	»	»	»
»	»	»	Нет	»	»	И-Н(М)-и-102	»
»	»	»	»	»	»	И-Н(М)-и-102	»
»	»	»	»	»	И-Л-а-8	Нет	»

Таблица 3

Скважина (число образцов)	Возраст	Петромагнитные типы пород	Данные рентгеноструктурного анализа, %			
			С	Г	Х	К
Мозырская-1 (4)	Елецкий горизонт	И, К, М, Н	60—70		0—5	25—40
Мозырская-2 (4)						
Прудокская-1 (3)	То же	Л, И	40	35—40		20—30
Мозырские-1,2 (3)	Верхнезаконский подгоризонт	Ж, М, Н	60—75	—	0—5	25—35
Мозырские-1,2	Нижнезаконский подгоризонт	Ж, И	70—80	—	—	20—30
Давыдовская-20 (2)	Алатырский горизонт	Д, Е	75—80	—	0—5	15—20
Малодушинская-19 (2)	То же	Д	100	—	—	—
Мозырская-1 (4)	Кыновский горизонт	Д, Е	90—100	—	—	0—10
Дудичская-4	То же	Д, Е	100	—	—	—
Давыдовская-18 (6)	»	Д, Е	90—100	—	—	0—10
Сев.-Калиновская-1 (7)	»	Г, Д, Е	100	—	—	—
Мармовичская-2 (2)	»	Е	100	—	—	—

Примечание. С — смешанослойная фаза ряда гидрослюда — монтмориллонит; Г — гидрослюда; Х — хлорит; К — каолинит.

Основную часть подгоризонта составляют паранкеритовые мергели и глины ($\times 100-175 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ) с прослоями глинистых доломитов и известняков ($\times 35-63 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ).

В пределах верхнезадонской части разреза средний уровень кривой несколько снижен, но в участках паранкеритовых мергелей с максимальным количеством паранкерита восприимчивость достигает $125-150 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ.

Высокопарамагнитные, карбонатные образования нижнеелецкого подгоризонта (скв. Дудичская-4) распределяются между типами В, Г, Д (табл. 2). Образцы типа В, не встреченного в разрезе скв. Мозырская-1, представляют собой слабоглинистые разновидности анкерита (показатели преломления $1,704-1,706$), содержащие, по данным химического анализа, 9% FeO. Основная группа железисто-карбонатных пород нижнеелецкого и верхнезадонского подгоризонтов относится к типам Ж, И; она представлена паранкеритовыми мергелями и глинами и в редких случаях глинистыми паранкеритами слабожелезистой разновидности (обр. 405). В некоторых образцах мергелей из нижней части нижнеелецкого и верхней части верхнезадонского подгоризонтов наблюдается ассоциация железистого карбоната с микрозернистым кальцитом, вероятно, эпигенетическим, развивающимся по железистому карбонату. Количественные соотношения того и другого карбоната не установлены, но, судя по тому, что все образцы, за редкими исключениями, относятся к типу И, их состав идентичен. Мергели, не содержащие железистый карбонат, характеризуются типами слабой и средней парамагнитности. Среди последних встречаются разновидности, содержащие мелкие обломки эффузивных пород (обр. 446, 447). Их разряды (I) не обнаруживают явных проявлений ферритовой минерализации, так как обломки состоят в основном из лейст плагиоклаза и, кроме того, интенсивно карбонатизированы. Но какие-то следы реликтов ферритов сохранились, о чем свидетельствуют виды а, д. Прослой глинистых известняков и доломитов в разрезах нижнеелецкого и верхнезадонского подгоризонтов характеризуются в основном низкими типами минерализации: Н, Н(М).

Образцы мергелей и известковистых глин нижнезадонского подгоризонта, парамагнитность которых определяется количеством глинистой примеси, распределяются между типами И, Л, Н(М).

Ниже приведена краткая характеристика дополнительных членов символов описанных пород разрезов скв. Мозырская-1 и Дудичская-4. Во всех горизонтах все разновидности пород относятся к I разряду, следовательно, они не имеют явных проявлений ферримангнитной минерализации ($S_{m0,2} < 0,01$). Большая часть образцов имеет видо-

вые характеристики, типичные для парамагнитной минерализации, среди которых преобладают высокопарамагнитные виды б, в, г, характеризующие железисто-карбонатные образования нижнеелецкого и верхнезадонского подгоризонтов, мергели и карбонатные глины нижнезадонского подгоризонта. Глинистые доломиты и известняки, мергели верхнезадонского и нижнеелецкого подгоризонтов имеют виды средней парамагнитности ж, и, к. Песчаники нижнеелецкого подгоризонта и некоторые разновидности карбонатных глин и мергелей нижнеелецкого и нижнезадонского подгоризонтов относятся к видам скрытого ферримангнетизма а, д, н, фиксирующим примесь тонкораспыленной пирокластики или частиц разложившихся вулканогенных пород с реликтами ферритов. Последние чрезвычайно тонкие, поэтому не выделяются во фракцию $S_{m0,2}$ и в большинстве случаев не обнаруживаются при микроскопических исследованиях. Наличие следов ферритов в образцах такого рода подтверждается высокими значениями их коэффициента Е (например, образцы 753—200; 754—148; 764—158; 446—100; 447—100).

По характеру разновидностей основная масса образцов относится к первой антиферро-парамагнитной группе (1—66), т. е. отличается большим выходом максимальной парамагнитной фракции (P_{max}), малым значением параметра I_d , характеризующего однородность парамагнитной фракции, и незначительной величиной немагнитной фракции (P_n). Наиболее низкими значениями разновидностей обладают образцы железисто-карбонатных пород, максимальными — песчаники. Глинисто-карбонатные породы типов Н и Н(М), состоящие из кальцита, доломита и примеси глинистых минералов, характеризуются разновидностями второй слабопарамагнитно-диамагнитной группы, отличающейся от первой большей величиной параметров I_d и P_n и значительно меньшим количеством парамагнитной фракции (P_{mp}). Глинистый материал наблюдается в резко подчиненном количестве или, если его много, представлен слабожелезистыми разновидностями.

Наряду с петромагнитным изучением карбонатных и глинисто-карбонатных отложений проведены аналогичные исследования глинистых пород межсолевого и некоторых горизонтов подсолевого комплексов девона. С целью выяснения зависимости петромагнитных характеристик последних от их состава были проведены рентгеноструктурные анализы глинистого материала меж- и подсолевых отложений разрезов ряда скважин Припятского прогиба. Результаты сопоставления обобщенных типовых характеристик глинистых пород с данными их рентгеновской дифрактоскопии приведены в табл. 3. Как видно, устанавливается согласованное различие петромагнитных и рентгеноструктурных характеристик глинистых пород. В глинах елецкого горизонта наблюдается наиболее широкий диапазон типов И, К, Л. М. Н, среди которых преобладают слабопарамагнитные разновидности. Глины задонского горизонта относятся к типам слабой и средней — Ж, М, Н(zd_2) и средней Ж, И(zd_1) парамагнитности. Соответственно в последних увеличивается количество С (и Г) и уменьшается количество каолинитовой фазы. Возможно, уменьшение парамагнитности глин проявилось не только в увеличении каолинитовой составляющей, но и в снижении железистости смешанослойных минералов. О парамагнитности глин в глинисто-карбонатных породах можно судить

по количественному соотношению их карбонатной и глинистой частей. Например, в нижеелецком подгоризонте разрезов скважин Мозырская-1 и Дудичская-4 доломитовые мергели, несмотря на высокое ($>50\%$) содержание глины, относятся к типам Н(М) и Н, следовательно, глины слабопарамагнитны. Аналогичные образцы встречены в верхней части верхнезадонского горизонта разреза скв. Мозырская-1. В паранкеритовых мергелях нижней половины $z\delta_2$ этой скважины парамагнитность глин значительно выше, так как, несмотря на небольшие количества паранкерита и его низкую железистость, породы характеризуются типом И. Глинистые породы подсолевого комплекса отличаются более высокой парамагнитностью и большей однородностью парамагнитных типов. Д, Е, редко Г. Рентгеноструктурные характеристики также однообразны: фаза С 90—100%, каолинитовая примесь отсутствует или содержится в незначительном количестве.

Разнообразие характеристик глинистых пород межсолевой толщи по сравнению с подсолевой свидетельствует о том, что в первой происходили более интенсивные и разнообразные геохимические процессы. Низкая парамагнитность глин нижеелецкого подгоризонта и тесная их ассоциация с железистыми карбонатами говорит о том, что в диагенезе процесс анкеритизации доломитов сопровождался процессом каолинизации глин. Аналогичные процессы происходили и в верхнезадонском подгоризонте, но с меньшей интенсивностью.

Таким образом, литолого-петромагнитное изучение глинисто-карбонатных и глинистых пород показало, что в них наблюдается довольно отчетливая дифференциация по типам магнитной минерализации. Литолого-петромагнитные характеристики могут быть использованы: для выделения в разрезах и сравнительной характеристики железисто-карбонатных образований, что даст возможность более разностороннего изучения геохимической обстановки формирования осадка; для диагностики и классификации глинистых минералов; при оценке глинистости карбонатных пород, в том числе карбонатных коллекторов; при расчленении и корреляции разрезов скважин; для выделения в осадочных породах участков, содержащих примесь тонкораспыленного вулканогенного материала, и определения границ его распространения.

Литература

1. Ефимов Ф. Н. Каппаметрическое и магнитно-фракционно-минералогическое изучение осадочных образований. М.: Недра, 1969. 160 с.
2. Ефимов Ф. Н. Классификационная система петромагнитной информации//Сов. геология. 1978. № 7. С. 31—53.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт,
Москва

Поступила в редакцию
3.VI.1986

ХРОНИКА

УДК 553.2 : 552.11

**ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР «РОЛЬ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ
ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ СТРАТИФОРМНЫХ РУД И ОКОЛОРУДНЫХ
ИЗМЕНЕНИЙ (ЛИТОГЕНЕЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ)»****ХОЛОДОВ В. Н., НЕДУМОВ Р. И.**

Этот семинар был организован секцией руд редких и цветных металлов Междуведомственного литологического комитета в содружестве с Советом по рудообразованию АН СССР и проходил 15—17 декабря 1986 г. в пансионате «Звенигородский» (г. Звенигород).

В работе семинара приняли участие 116 человек из 31 геологической организации АН СССР, Министерства высшего и среднего образования СССР, Мингео СССР, Министерства нефтяной промышленности СССР, Министерства газовой промышленности СССР и ряда других организаций; среди участников были представители Москвы, Ленинграда, Киева, Ташкента, Алма-Аты, Тбилиси, Иркутска, Читы, Новосибирска и других городов Советского Союза.

На семинаре рассматривались проблемы генезиса свинцово-цинковых, медных, марганцевых стратиформных месторождений, связанных с осадочными отложениями, а также обсуждалось происхождение металлоносных рассолов и новообразований глинистых минералов в корях выветривания и гидротермалитах. По этой тематике было заслушано 13 пленарных докладов; кроме того, было представлено 20 стендовых докладов, содержащих исключительно важный фактический материал.

Семинар открылся докладом председателя оргкомитета, первого заместителя председателя Междуведомственного литологического комитета, д-ра геол.-мин. наук *В. Н. Холодова* (ГИН АН СССР) «Проблемы гидрогеологии в связи с экзогенным и эндогенным стратиформным рудогенезом». Было показано, что между свободной гидросферой Земли, образующей моря и океаны, и связанной гидросферой, пронизывающей осадочную и метаморфическую оболочку планеты, существует подвижное равновесие. С позиции гидрогеологического баланса рассматривалась возможность формирования рудоносных растворов как за счет собственно эндогенных факторов, т. е. в результате поступления ювенильных вод из мантии и других магматических очагов, так и вследствие элизионных катагенетических явлений в стратиформе. Отмечалась относительно небольшая роль ювенильных вод в современной схеме формирования рудоносных растворов. Подчеркивалась условность понятия об эндогенной и экзогенной природе рудного вещества; на примере Красноморской гидротермальной системы была показана полигенная природа компонентов, слагающих рудные скопления.

По проблеме генезиса свинцово-цинковых стратиформных месторождений в осадочных толщах было заслушано три доклада. В докладе канд. геол.-мин. наук *Е. С. Зорина* (КазИМС) «Экзогенные факторы образования стратиформных свинцово-цинковых месторождений» был детально проанализирован фактический материал, характеризующий месторождения, связанные с верхнедевонской терригенно-карбонатной формацией Казахстана. Автор утверждал, что формирование свинцово-цинковых месторождений осуществлялось в два этапа. На первом, седиментационном этапе локализация оруденения определялась палеотектоническими и палеофациальными обстановками в древнем морском мелководном палеоводоеме; наиболее благоприятные условия для накопления рудного материала создавались в области полуизолированных впадин-ловушек. На втором, постседиментационном этапе первичное стратиформное оруденение подверглось дальнейшему преобразованию, обусловленному складкообразованием, магматизмом и воздействием регионального и контактного метаморфизма.

В докладе д-ра геол.-мин. наук *В. И. Буадзе* (КИМС) «Индикаторы эндогенного происхождения стратиформных месторождений свинца и цинка» на примере Колхидской рифтогенной структуры Кавказа были проанализированы эндогенные факторы становления и развития рудообразующих гидротермальных систем. Рассматривался ряд фактов, свидетельствующих о глубинном источнике рудных компонентов. Особенно подробно докладчик остановился на проблеме привноса, трансформации и миграции серы, а также на парагенетической связи между свинцово-цинковыми залежами и скоплениями углеводородов. Заключительная часть доклада была посвящена критериям распознавания потенциально рудоносных площадей в пределах рифтогенных структур.

В докладе докторов наук *Д. И. Горжевского* (ЦНИГРИ) и *Д. И. Павлова* (ИГЕМ АН СССР) «Современное состояние проблемы генезиса свинцово-цинковых стратиформных месторождений» была сделана попытка совместного анализа факторов экзогенного или эндогенного генезиса этих образований. При этом авторы исходили из

имеющейся в литературе тенденции отождествления экзогенного оруденения с сингенетическим, а эндогенного — с эпигенетическим. Важным этапом такого анализа явилось сопоставление условий формирования стратиформных свинцово-цинковых и нефтяных месторождений. Наличие многих общих черт свидетельствует, по мнению авторов, о важной роли катагенетических процессов в формировании стратиформных свинцово-цинковых залежей. При этом большая роль катагенетической составляющей рудообразующих растворов несомненна не только для эпигенетического, но и для сингенетического рудообразования. В связи с этим утверждалось, что привлечение к истолкованию генезиса сингенетического оруденения одних лишь экзогенных факторов на данном этапе развития науки явно недостаточно.

Последующие три доклада были посвящены проблеме генезиса стратиформных месторождений меди.

В докладе докторов геол.-мин. наук *Л. Ф. Наркелюна* и *А. И. Трубачева* (Читинский политехнический институт) «Индикаторы осадочного формирования стратиформных месторождений меди» были рассмотрены признаки, подтверждающие осадочное происхождение месторождений меди в осадочных толщах. К ним, по мнению докладчиков, относятся: 1) четкий формационный контроль оруденения (большинство стратиформных месторождений меди залегает среди красноцветных или пестроцветных формаций); 2) геотектоническое положение месторождений и их тесная связь с меденосными областями питания; 3) стратиграфический контроль оруденения, которое локализуется на определенных уровнях и участвует в их складчатых деформациях; 4) тесная связь между концентрацией меди и ритмичностью — цикличностью рудовмещающих толщ; 5) наличие фациального контроля в локализации медных руд (повсеместно приуроченных к лагуно-дельтовым и континентально-условным фациям); 6) связь оруденения с палеодепрессиями и конседиментационными впадинами; 7) четкая вертикальная и горизонтальная минералогическая зональность, отражающая седиментационно-диагенетические процессы в осадочных отложениях.

В отличие от этих исследователей, д-р геол.-мин. наук *М. К. Сатпаева* (ИГН АН КазССР) в докладе «Индикаторы эндогенного происхождения стратиформных месторождений меди» показала, что для Джезказгана и многих других месторождений меди Казахстана характерна приуроченность к узлам пересечения региональных разломов, а также к сводовым частям крупных антиклинальных структур, т. е. к участкам, благоприятным для разгрузки рудоносных растворов. Структурно-текстурные особенности руд свидетельствуют об эпигенетическом характере оруденения, высокой концентрации и агрессивности рудоносных флюидов и многостадийном формировании залежей. Исследование минералогии руд и флюидных включений говорит о высокой температуре их формирования. Определение абсолютного возраста рудной минерализации свидетельствует о более молодом возрасте руд по сравнению с вмещающими породами. Согласно представлениям автора, стратиформные залежи Джезказгана возникли в результате инъекции высококонцентрированных рудоносных флюидов в толщу осадочных пород.

В обобщающем докладе д-ра геол.-мин. наук *А. М. Лурье* (ИЛСАН СССР) «Проблемы генезиса медистых песчаников и сланцев» было показано, что с позиций эндогенной гипотезы остается неясным, каким образом поднимающиеся из недр гидротермальные растворы в разной тектонической обстановке находили сообщество осадочных пород, образованных в аридном климате в условиях окислительной среды.

В докладе критиковались идеи *Л. Ф. Наркелюна* и *А. И. Трубачева* о поступлении меди во время рудогенеза непосредственно с континента. Приведенные этими авторами подсчеты удаленности поясов с медным оруденением от областей сноса терригенного материала по существу показали отсутствие связи между положением медного оруденения и областью питания. Об этом же свидетельствует и парагенезис меди с аридной красноцветной формацией, не зависящей от металлогении области сноса.

Наиболее обоснованной, по мнению автора, является гипотеза о выносе меди из красноцветных отложений подземными водами. Возможность образования сингенетических месторождений подземными водами становится очевидной после работ акад. *В. И. Смирнова*, показавшего, что рудные растворы вне зависимости от их исходной природы могут разгружаться на дне моря и взаимодействовать с осадками.

Следующие три взаимосвязанных доклада были посвящены проблемам генезиса марганцевых стратиформных месторождений. В докладе канд. геол.-мин. наук *М. М. Мстиславского* (ВИМС) «Об эндогенном источнике марганца осадочных марганцеворудных месторождений» была сделана попытка пересмотреть представление об осадочном генезисе стратиформных месторождений марганца в олигоценовых отложениях юга СССР. Главной причиной рудообразования автор считает этап деструктивной тектонической активизации в раннеолигоценовую эпоху, который вызвал формирование многих рудоподводящих каналов в морях олигоценового времени. В качестве одного из примеров приводилось образование рудоподводящего разлома в меловых толщах Чиатурского месторождения марганца, которое, таким образом, несомненно представляет собой типичное гидротермально-осадочное образование.

Доклад д-ра геол.-мин. наук *Л. Е. Штеренберга* (ГИН АН СССР) «Основные черты литологии и геохимии осадочных месторождений марганца палеогена юга СССР» был посвящен обоснованию осадочного генезиса тех же объектов. Автор утверждал, что Чиатурское, Никопольское, Мангышлакское, Лабинское месторождения марганца образовались в сходных тектонических условиях платформенного режима при господстве гумидного выветривания в области питающих провинций. Щелочное выветривание на водосборах определяло возможность полного отделения

марганца от железа, причем источником оруденения служили различные по составу материнские породы суши.

Л. Е. Штеренберг подверг критике представления М. М. Мстиславского о существовании рудоподводящего канала на Чиатурском месторождении и показал, что по ряду химико-минералогических признаков осадочные месторождения марганца палеогена юга СССР резко отличаются от гидротермальных месторождений современных и древних эпох.

В обобщающем докладе канд. геол.-мин. наук *И. М. Варенцова* (ГИН АН СССР) «О главных проблемах познания генезиса марганцевых месторождений» обосновывалась классификация марганцеворудных образований, согласно которой родохрозит-гидроокисные месторождения палеогена юга СССР относятся к группе осадочных образований. Подчеркнута необходимость дальнейших исследований по трем главным направлениям: 1) создание крупных обобщений, подводящих итог полемики «нептунистов» и «плутонистов» в области генезиса марганцеворудных месторождений; 2) развитие исследований в области геохимии марганца и сопутствующих ему металлов; 3) усиление работ по изучению современных марганцевых месторождений в Мировом океане и на континентах.

Два следующих доклада были посвящены происхождению металлоносных рассолов. В докладе канд. геол.-мин. наук *М. Г. Гаврилюк* и д-ра геол.-мин. наук *Н. В. Роговской* (ИЛСАН СССР) была сделана попытка доказать, что распространение рассолов в Средиземноморском тектоническом поясе совпадает с интенсивным прогибанием коры, аномальными тепловыми потоками и магнитными аномалиями, причем последние оставляют вещественные следы в текстурах солеродных отложений. В целом солеобразующие системы тесно связаны с явлениями, охватывающими ядро и глобинные оболочки Земли.

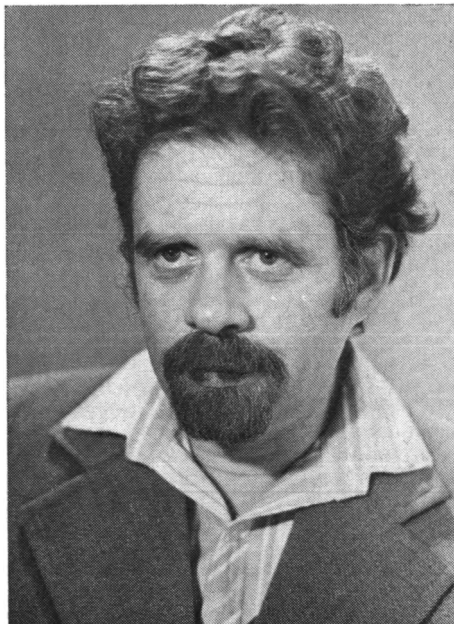
В докладе д-ра геол.-мин. наук *В. Н. Холодова* и канд. геол.-мин. наук *Г. Ю. Бутузовой* (ГИН АН СССР) обосновывалась отличная от этой осадочная гипотеза происхождения металлоносных рассолов. На большом фактическом материале было показано, что районы распространения хлоркальциевых рассолов на континенте повсеместно совпадают с локализацией солеродных формаций, что в рифтовых зонах океана металлоносные рассолы формируются только в том случае, если вблизи находятся солеродные отложения (Красное море), и что исследование изотопии кислорода довольно определенно подтверждает экзогенную природу рассолов в осадочных породах бассейнов. На основе анализа материалов *М. Г. Валяшко*, *Н. М. Страхова*, *А. С. Махнача* и других исследователей была обоснована модель формирования металлоносных рассолов за счет гравитационного просачивания рапы солеродных водоемов в подстилающие отложения и обмена катионами между рассолами и породой. Отмечено, что особенно благоприятной средой для образования высоких концентраций рудных компонентов в рассолах являются граувакковые комплексы, сформированные в условиях аридного климата.

Наконец, в заключительном докладе канд. геол.-мин. наук *Б. И. Омельяненко*, *О. В. Андреевой*, *И. М. Воловиковой* и *В. А. Головина* (ИГЕМ АН СССР) было показано, что в околорудных гидротермальных процессах возникают тонкочешуйчатые диоктаэдрические калиевые слюды, которые характеризуются своеобразным химическим составом (высокое содержание Al_2O_3 , низкое содержание Fe и Mg), отсутствием разбухающих межслоев, относительно высокой степенью упорядоченности, значительным разнообразием политипов ($2M_1$, $2M_1 + 1M$, редко ЭТ, $2M_2$) при полном отсутствии $1Md$. Все эти признаки позволяют отличать гидротермальные образования от гидрослюд кор выветривания.

В дискуссии по заслушанным докладам выступило более 15 участников семинара, отмечалась хорошая организация и высказывались пожелания о проведении таких семинаров в будущем.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
10.VI.1987



ВИКТОР ЗАХАРОВИЧ БЛИСКОВСКИЙ

16 сентября 1987 г. после тяжелой болезни скончался доктор геолого-минералогических наук В. З. Блисковский — заведующий лабораторией технологической минералогии геологического отдела Государственного научно-исследовательского института горно-химического сырья (ГИГХС). В его лице научная общественность и горно-химическая промышленность страны потеряли крупного ученого — литолога-минералога, видного исследователя фосфоритов, доброжелательного, прекрасной души человека.

Виктор Захарович родился 7 февраля 1936 г. в г. Москве в семье журналистов. В 1953 г. после средней школы В. З. Блисковский поступил на геологоразведочный факультет Московского нефтяного института им. акад. И. М. Губкина. По окончании в 1958 г. был направлен в Якутское геологическое управление, в экспедициях которого он проработал три года.

В 1961 г. Виктор Захарович возвращается в Москву и поступает на работу в геологическую лабораторию ГИГХСа, в которой ведет исследования по прогнозу и геохимии фосфоритов. С 1967 г. в течение пяти лет он возглавляет в ГИГХСе отдел научно-технической информации, продолжая изучение геохимии элементов-примесей в фосфоритах. В. З. Блисковский в 1969 г. защитил в ИМГРЭ кандидатскую диссертацию, в которой установил ряд интересных закономерностей геохимии элементов-примесей в фосфоритах.

В 1972 г. В. З. Блисковский возглавил одно из важнейших научно-практических направлений ГИГХСа по изучению вещественного состава руд горно-химического сырья главным образом для технологических целей. Им развивались и углублялись исследования в этой области, получившие название технологической минералогии. Здесь с особой яркостью расцвели его научные способности, большое трудолюбие. Он получил всеобщее признание научного лидера в области исследований фосфатных руд.

Глубокие комплексные исследования В. З. Блисковского по вещественному составу фосфоритов и его влиянию на их качества явились содержанием его докторской диссертации, блестяще защищенной в 1983 г. в ВИМСе, и выдающейся монографии, вышедшей в свет в том же году. На богатейшем материале исследований отечественных и многих зарубежных фосфоритов им обоснованы основные минерало-петрографические факторы, определяющие технологические свойства различных фосфоритов, и разработаны минералогические предпосылки и критерии их обогащения.

Став общепризнанным научным лидером в области технологической минералогии фосфоритовых руд и возглавив в геологическом отделе ГИГХСа лабораторию технологической минералогии, он предпринял очень важную научно-практическую акцию по организации всесоюзного совещания по этой важной и интересной проблеме. К сожалению, безвременная кончина не позволила ему довести это дело до конца и совещание проходило, когда В. З. Блисковского уже не было, но благодарная память о нем, вклад его трудов в проблему были достойно отмечены.

В. З. Блисковский, вошедший в число ведущих геологов-фосфатчиков, приобрел широкую известность как в нашей стране, так и за рубежом. Им опубликовано более 120 научных статей и монографий.

В. З. Блисковский был человеком высоких моральных и душевных качеств. Исключительно трудолюбивый, требовательный прежде всего к себе, к своим исследованиям, он пользовался большим уважением и авторитетом. Член КПСС с 1971 г., В. З. Блисковский был активным общественным деятелем, являлся членом Междуведомственного литологического комитета АН СССР, членом Комиссии по технологической минералогии при Всесоюзном минералогическом обществе, членом Ученого совета МГРИ по защите диссертаций.

За свою так неожиданно и безвременно оборвавшуюся жизнь Виктор Захарович сделал много полезного, нужного, хорошего и светлая память о нем навсегда останется в сердцах его друзей и коллег.

Редакционная коллегия

Междуведомственный литологический
комитет АН СССР
Государственный научно-исследовательский
институт горно-химического сырья

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степеней. 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), о (малым) и 0 (нулем). Латинские буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — 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 авторами с указанием, по какой методике, где и кем были проведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи на отдельном листе. 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, страница, а для книг — издательство, место и год издания, страница.
10. Список литературы составляется по алфавиту, слева указывается порядковый номер, на который в тексте ссылаются, указывая его в квадратных скобках.
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 иллюстраций прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них подписывается 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 четкими 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 возможно максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие аннотации (8—10 строк), отпечатанные на машинке в 2-х экземплярах.
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

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

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 02.06.88	Подписано к печати 25.07.88	T-12773	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 12,5 тыс.	Уч.-изд. л. 14,8 Бум. л. 4,5
Тираж 969 экз. Зак. 4598			

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

ЛИТОГЕНЕЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ: КРИТЕРИИ РАЗГРАНИЧЕНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ И ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ. 20 л. 4 р.

Книга посвящена теоретическим проблемам генезиса стратиформных месторождений. В статье рассмотрена роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании свинцово-цинковых, медных, марганцевых стратиформных месторождений, связанных с осадочными отложениями, а также происхождение металлоносных рассолов и новообразований глинистых минералов в корах выветривания и гидротермалитах.

Книга рассчитана на литологов, стратиграфов, геологов, занимающихся поиском и разведкой полезных ископаемых.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ ДЕТАЛЬНОМ РАСЧЛЕНЕНИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ. 18 л. 4 р. 10 к.

В сборнике рассмотрены основы использования как традиционных, так и новых литологических и геохимических методов в условиях изучения различных терригенных, карбонатных и других типов разрезов. Приводятся примеры применения литологических приемов для отдельных районов Сибири и Урала. Показана действенность внедрения литологических методов при крупномасштабном картировании.

Книга рассчитана на литологов и геохимиков.

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

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.