

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

НОН РОЛЬНЫИ ЭНЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

1980

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

МАЙ — ИЮНЬ

1980

СОДЕРЖАНИЕ

• Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Мурдмаа И. О., Чижикина Н. П., Дмитрик А. Л., Гречин В. И. О формировании глинистых минералов в современных глубоководных осадках западной части Тихого океана	3
• Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Александрова В. А., Шурыгина Е. В. Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантис-II (Красное море)	26
• Скловский А. М., Косоруков В. Л., Мусатов И. Б., Шумов О. В. Фациальные обстановки и палеогеография среднедевонской эпохи бокситонакопления на Среднем Тимане	42
• Павлов С. Ф. Новые данные о верхнепалеозойских ледниковых отложениях на Сибирской платформе	62
• Кудрявцев В. А., Симанович И. М. Стадиальный анализ структур кварцевых песчаных пород и кварцитов	74
• Шмариович Е. М., Голубев В. С. Поведение железа в процессе пластово-инфильтрационного уранового рудообразования	85
• Нагорский М. П. Рудоносность апт-альбских и верхнемеловых отложений Юго-Востока Западно-Сибирской плиты	96
• Тихомиров В. В. О парагенезисе соленосных толщ и ассоциирующих с ними залежей молекулярного азота	108
• Конищев В. С. Девонские соленосные формации Припятского прогиба и их соотношения с вмещающими отложениями	116

Краткие сообщения

• Логвиненко Н. В., Шуменко С. И. Сульфиды железа в современных донных осадках Калифорнийского залива	123
• Пилипчук М. Ф., Соколова Е. Г., Головина М. С. Первые геохимические данные по предновоэвксинским глубоководным отложениям Черного моря	129
• Сафонова О. Ф. О роли карбонатов кальция и магния в процессе ресилификации бемитовых бокситов (по экспериментальным данным)	132
• Волкова С. А., Власов В. В., Мансуров Р. Н. Структурно-морфологические разновидности каолинитов в отложениях валдайской серии на севере и северо-востоке Русской платформы	138
• Никитин А. А. О стилолитах терригенных пород верхнего визе Днепровско-Донецкой впадины	147
• Жмодик С. М., Миронов А. Г., Кренделев Ф. П. Экспериментальное исследование распределения золота на природных сорбентах с использованием радиоизотопа ^{195}Au	153

Методика

• Коньшова Р. А., Дюков В. Г., Коломийцев М. И. Применение антистатика при изучении диэлектриков в растровом электронном микроскопе	159
---	-----

Критика и дискуссии

• Вассоевич Н. Б., Лифшиц М. М. К выходу в свет перевода книги «Петрология углей»	163
---	-----

Хроника

• Закруткин В. В., Закруткин В. Е. Всесоюзный семинар по карбонатному осадконакоплению и проблеме эвапоритов в докембрии	167
• <u>Георгий Иванович Бушинский</u>	169
• <u>Илья Давыдович Зхус</u>	172

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

3

MAY — JUNE

1980

CONTENTS

<i>Tsekhovskiy Yu. G., Gradusov B. P., Murdmaa I. O., Chizhikova N. P., Dmitrik A. L., Grechin V. I.</i> On formation of clay minerals in recent deep-sea sediments of the West Pacific	3
<i>Butuzova G. Yu., Lisitsina N. A., Aleksandrova V. A., Shurygina E. V.</i> Structure and material composition of an ore-bearing series of Atlantis-II depression (the Red Sea)	26
<i>Sklovskiy A. M., Kosorukov V. L., Musatov I. B., Shumov O. V.</i> Facies environments and paleogeography of the Middle Devonian epoch of bauxite accumulation on the Middle Timan Ridge	42
<i>Pavlov S. F.</i> New data on Upper Paleozoic glacial deposits on the Siberian platform	62
<i>Kudryavtsev V. A., Simanovich I. M.</i> Stadial analysis of structures of quartz arenaceous rocks and quartzites	74
<i>Shmariovich E. M., Golubev V. S.</i> Behaviour of iron in the process of stratal-infiltration uranium ore formation	85
<i>Nagorsky M. P.</i> Ore content of Aptian-Albian and Upper Cretaceous deposits of the South-East of the West Siberian plate	96
<i>Tikhomirov V. V.</i> On paragenesis of salt-bearing series and associated deposits of molecular nitrogen	108
<i>Konishchev V. S.</i> Devonian salt-bearing formations of the Pripyat trough and their relationships with enclosing deposits	116

Brief communications

<i>Logvinenko N. V., Shumenko S. I.</i> Iron sulphides in recent bottom sediments of the Gulf of California	123
<i>Pilipchuk M. F., Sokolova E. G., Golovina M. S.</i> First geochemical data on Pre-neoeuxinian deep-water deposits of the Black Sea	129
<i>Safonova O. F.</i> On the role of Ca and Mg carbonates in the process of resiliification of boehmitic bauxites (according to experimental data)	132
<i>Volkova S. A., Vlasov V. V., Mansurov R. N.</i> Structural-morphological varieties in deposits of the Valdai series in the north and north-east of the Russian platform	138
<i>Nikitin A. A.</i> On stylolites of terrigenous rocks of Upper Viséan rocks of the Dnieper-Donets depression	147
<i>Zhmodik S. M., Mironov A. G., Krendelev F. P.</i> Experimental study of gold distribution on natural sorbents with the use of radioisotope ¹⁹⁹ Au	153

Methods

<i>Konysheva R. A., Dyukov V. G., Kolomitsev M. I.</i> The use of antistatic agents in studying dielectrics in a scanning electron microscope	159
---	-----

Criticism and discussion

<i>Vassoevich N. B., Lifshits M. M.</i> On publication of the translation of the book «Petrology of coals»	163
--	-----

Chronicles

<i>Zakrutkin V. V., Zakrutkin V. E.</i> All-Union Seminar on carbonate sedimentation and the problem of evaporites in Precambrian	167
<u>Georgiy Ivanovich Bushinsky</u>	169
<u>Iliya Davidovich Zkhuss</u>	172

УДК 551.35.352 (265)

О ФОРМИРОВАНИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В СОВРЕМЕННЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

**Ю. Г. ЦЕХОВСКИЙ, Б. П. ГРАДУСОВ, И. О. МУРДМАА,
Н. П. ЧИЖИКОВА, А. Л. ДМИТРИК, В. И. ГРЕЧИН**

По материалам 17-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» с привлечением данных предыдущих рейсов в статье рассмотрены вопросы распределения и формирования глинистых минералов в различных по литолого-фациальному составу пелагических осадках тропических районов западной части Тихого океана.

В работе охарактеризованы четыре ассоциации глинистых минералов в поверхностном слое осадков и три типа колонок с различными изменениями глинистого вещества по профилю.

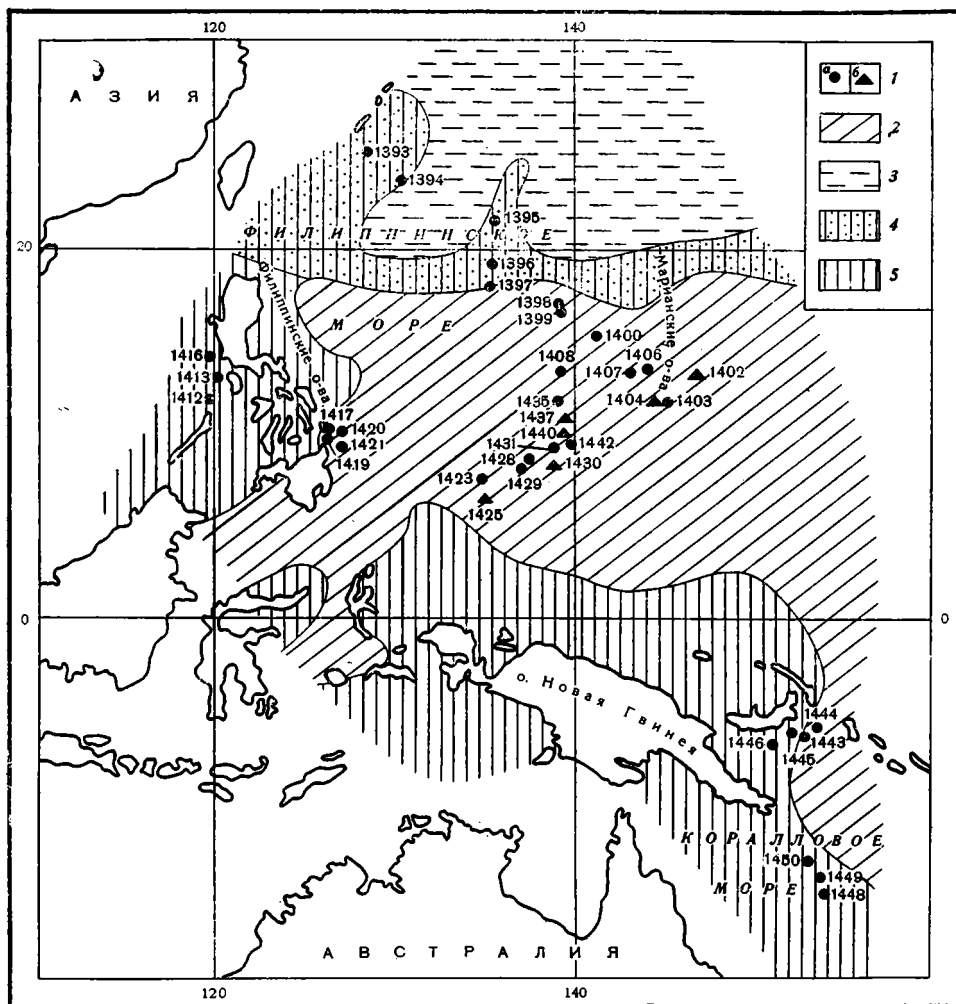
В настоящей статье использован материал по современным глубоководным глинистым осадкам, собранный в 17-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» преимущественно в Филиппинском, а также Коралловом и Южно-Китайском морях (фиг. 1).

Район исследований расположен в приэкваториальной зоне Тихого океана. Обстановки осадкообразования в этом районе отличаются значительным разнообразием глубин, форм подводного рельефа, динамики вод, интенсивности вулканизма, размеров островной суши, фациальных обстановок накопления осадков и др. В составе поступающего в морские бассейны терригенного глинистого вещества здесь участвуют продукты эрозии материковой и островной суши. В его разnose большую роль играют поверхностные и придонные течения, мутьевые потоки. В условиях расчлененного подводного рельефа создаются благоприятные условия и для накопления эдафогенного материала (продуктов разрушения пород океанического дна).

В подобных обстановках в характеризуемом районе формируются весьма разнообразные по генезису и составу илы: от приконтинентальных и приостровных до пелагических, которые включают набор разнообразных терригенных (щебнистых, песчаных, алевритовых, глинистых), органогенных (известковистых, кремнистых), вулканогенных (туффитовых) осадков.

По данным З. П. Горбуновой (1970), В. Б. Курносова (1975), В. Б. Курносова и И. О. Мурдмаа (1976), И. О. Мурдмаа и др. (1977), в составе глинистых минералов и их ассоциаций в этих районах преобладают гидрослюды и смектиты, в подчиненном количестве присутствуют хлориты и каолиниты. Данные минералы и их ассоциации обычно интерпретируются большинством автором как терригенные, лишь для части эвпелагических илов, имеющих низкие скорости накопления, допускается возможность аутигенного происхождения глинистых минералов.

В других районах океана целым рядом авторов показано широкое распространение в осадках аутигенных глин. В пользу аутигенного смекти-



Фиг. 1. Схема местоположений станций 17-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» и площади расположения глинистых ассоциаций в поверхностных осадках
 1 — местоположение станций: а — с полиминеральным составом глинистого вещества; б — с мономинеральным смектиновым составом глинистого вещества. Площади распределения глинистых ассоциаций: 2 — смектиновая с небольшой примесью гидрослюд, хлоритов, каолинита; 3 — гидрослюдистая с примесью смектита и небольшой примесью каолинита, хлорита; 4 — гидрослюдисто-смектиновая с небольшой примесью каолинита, хлоритов; 5 — смектиновая с повышенной примесью гидрослюд, хлоритов, каолинита

тообразования по вулканическим стеклам основного состава свидетельствуют, например, исследования В. И. Муравьева (1974), А. Г. Коссовской и др. (1975). Н. А. Лисицына и Г. Ю. Бутузова (1976) предполагают, что формирование аутигенных смектитов в океане может осуществляться в результате диагенетического преобразования тонкодисперсных вулканических стекол. Наконец, многими авторами показана возможность подводного гидротермального образования океанических смектитов, причем последние замещают базальтовые стекла (Мэтьюз, 1973; Курносов и др., 1976; Хворова и др., 1974), формируются из гидротермальных растворов (Бутузова и др., 1977₂), либо возникают при воздействии гидротерм на гидрослюдисто-смектитовые терригенные глины (Бутузова и др., 1976; Андрущенко и др., 1975). Это приводит к появлению в океанических отложениях разнородных по генезису минералов со смектитовым компонентом. Например, для океанических отло-

жений Б. П. Градусовым и Н. П. Чижиковой (1976₁) выявлено десять структурно-генетических групп смектитов.

А. Г. Коссовской с соавторами (1975) описано образование каолинита в биогенных кремнистых океанических осадках.

Таким образом, при детальном литологическом исследовании выясняется, что глинистое вещество современных океанических осадков гетерогенно, включает различные по составу и генезису компоненты. Многие принципиальные вопросы генезиса этого вещества в разных фациальных обстановках океана до сих пор остаются спорными. Мы сделали попытку решить некоторые из этих вопросов на примере конкретного региона, где представлены достаточно разнообразные вариации парагенезов глинистых минералов и факторов, их обуславливающих.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА И СЛАГАЮЩИЕ ЕГО ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Изучались глинистые фракции $< 0,001$ мм, а также образцы глинистых осадков и пород, поднятые с помощью дночерпателей, пробоотборных трубок и драг на 45 станциях, где мощность илов колеблется в интервале 20—358 см. Исследовано 60 проб из поверхностного слоя осадков (с глубины 0—25 см) и 120 проб из более глубоких слоев колонок. Кроме того, проведено изучение глинистого вещества, слагающего обломки вулканогенных, вулканогенно-осадочных или осадочных пород, иногда сильно измененных вторичными процессами, — всего 80 образцов, а также образцы, выделенные из почв, кор выветривания и береговых осадков района Новой Гвинеи и о. Яп — всего 29 проб.

В основу исследований положен рентгенодифрактометрический метод. Получены дифрактограммы от ориентированных и порошковых препаратов фракции $< 0,001$ мм. Для сильнокарбонатных илов проводилось их предварительное растворение в 0,05 н. HCl. Полуколичественное определение содержания минеральных компонентов осуществлялось по методике П. Е. Бискайя (Biscaÿe, 1964). Проведены также петрографические и электронно-микроскопические исследования образцов глинистых пород, выполнены силикатные анализы пород и глинистых фракций.

В преобладающем большинстве проб силикатная составляющая имеет полиминеральный состав. Во фракциях $< 0,001$ мм установлены диоктаэдрические гидрослюды, триоктаэдрический хлорит, смешанослойные образования с различным содержанием смектитовых пакетов, индивидуальный смектит, каолинит, а также небольшая примесь цеолитов, кварца, полевых шпатов, серпентина.

Рентгеноструктурные признаки перечисленных минералов для океанических осадков рассмотрены в ряде работ (Бутузова и др., 1976, 1977₁, 1977₂; Градусов и др., 1976₁). Для западной части Тихого океана они достаточно полно описаны В. Б. Курносовым и И. О. Мурдмаа (1976). Поэтому ниже более подробно рассматриваются лишь минералы смектитовой и каолинитовой групп, описанию которых в последней работе уделено меньшее внимание.

Дифференцированное определение смектитовых минералов проводилось нами только для ограниченного количества проб, имеющих высокие содержания смектитовых компонентов, приближающихся по составу к мономинеральным. Среди смектитов установлены две структурные формы: триоктаэдрическая и диоктаэдрическая.

Смектиты с триоктаэдрическим типом заселения октаэдрических сеток присущи глинистому веществу гидротермально преобразованных толеитовых базальтов и вулканогенно-осадочных пород, поднятых на ст. 1440 с океанического склона Япского желоба (обр. 1440 щ и др.). На порошковых препаратах фиксируются дифракционные пики с $d(060) =$

$\approx 1,532 \text{ \AA}$. Низкая интенсивность основных рефлексов на дифрактограммах свидетельствует о присутствии значительной примеси рентгеноаморфного материала.

Смектиты с триоктаэдрическим типом заселений октаэдрических сеток развиты более широко. Среди них можно выделить две подгруппы («а» и «б»). Подгруппа «а» включает образцы гидротермально измененных субшелочных гиалобазальтовых брекчий и песчаников (обр. 1402-Д₂-5 из Марианского желоба), литифицированных глин из внутренней части железомарганцевых конкреций (обр. 1408), а также осадков: обр. 1400 (230)¹, 1442 (230). На рентгенограммах этих образцов имеется пик с d (060) при $1,505 \text{ \AA}$, как у железистых монтмориллонитов. Степень раскристаллизации монтмориллонитов различная, монтмориллонит обр. 1400 (230) наименее окристаллизован.

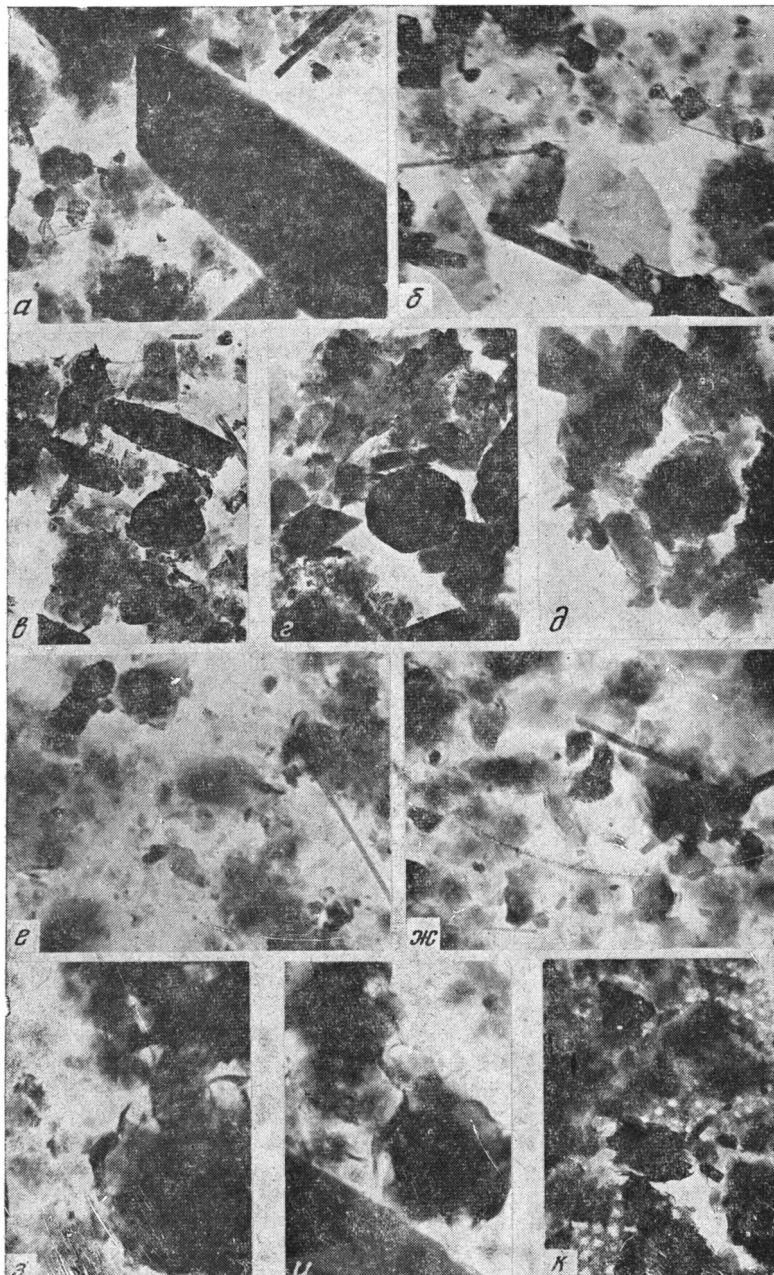
Подгруппа «б» содержит смектиты с небольшой примесью гидрослюда, хлорита и каолинита (обр. 1420-D₁, 1421-Тн — осадки из Филиппинского желоба). Поэтому точная диагностика смектитового компонента затруднительна. Однако резкое преобладание интересующего нас минерала дает основание считать, что именно ему принадлежит дифракционный пик в области $2\theta = 61-62^\circ$. Значение d/n этого пика равно $1,50-1,49 \text{ \AA}$, как у минералов бейделлит-монтмориллонитового ряда.

Как было отмечено, глинистые продукты подводного преобразования базальтов в драгах 1402 и 1440 сложены различными смектитами (диоктаэдрическими и триоктаэдрическими соответственно). Это может быть связано с разным составом исходных базальтов. По данным Ю. И. Дмитриева, в драге 1440 они толеитовые, преимущественно оливин-плагиофировые, характеризующиеся повышенным содержанием Mg, а в драге 1402 — преимущественно безоливиновые плагиофировые, обедненные Mg и относятся скорее к субшелочному типу.

Изучение океанических илов и глинистых пород под электронным микроскопом свидетельствует о наличии среди них разнообразных по морфологии частиц. Смектиты в форме облаковидных выделений, хлопьев, веретенообразных частиц в том или ином количестве присутствуют во всех изученных пробах (фиг. 2, а—к). В ряде проб фиксируются пластинчатые частички гидрослюда (см. фиг. 2, а—г). Наряду с данными глинистыми минералами, доминирующими в составе исследованных осадков, в ряде проб установлены тонкие редкие волосовидные или трубчатые выделения, которые, вероятно, относятся к сепиолит-пальгорскитовым минералам или галлуазиту (см. фиг. 2, а—в, е, ж). Однако подтверждение присутствия примеси данных минералов в осадках с помощью рентгенометрических методов получено не было, что, возможно, связано с их низким содержанием. Судя по рентгенограммам, в составе $7 \text{ \AA}$ минералов современных океанических осадков доминирует каолинит, а не галлуазит, несмотря на широкое развитие последнего в элювии островной суши. В то же время под электронным микроскопом типичные кристаллы каолинита почти не фиксируются, за исключением отдельных проб (см. фиг. 2, з), где он встречается в виде единичных кристаллов. Трубчатые выделения, напоминающие галлуазит, наблюдаются в препаратах более часто.

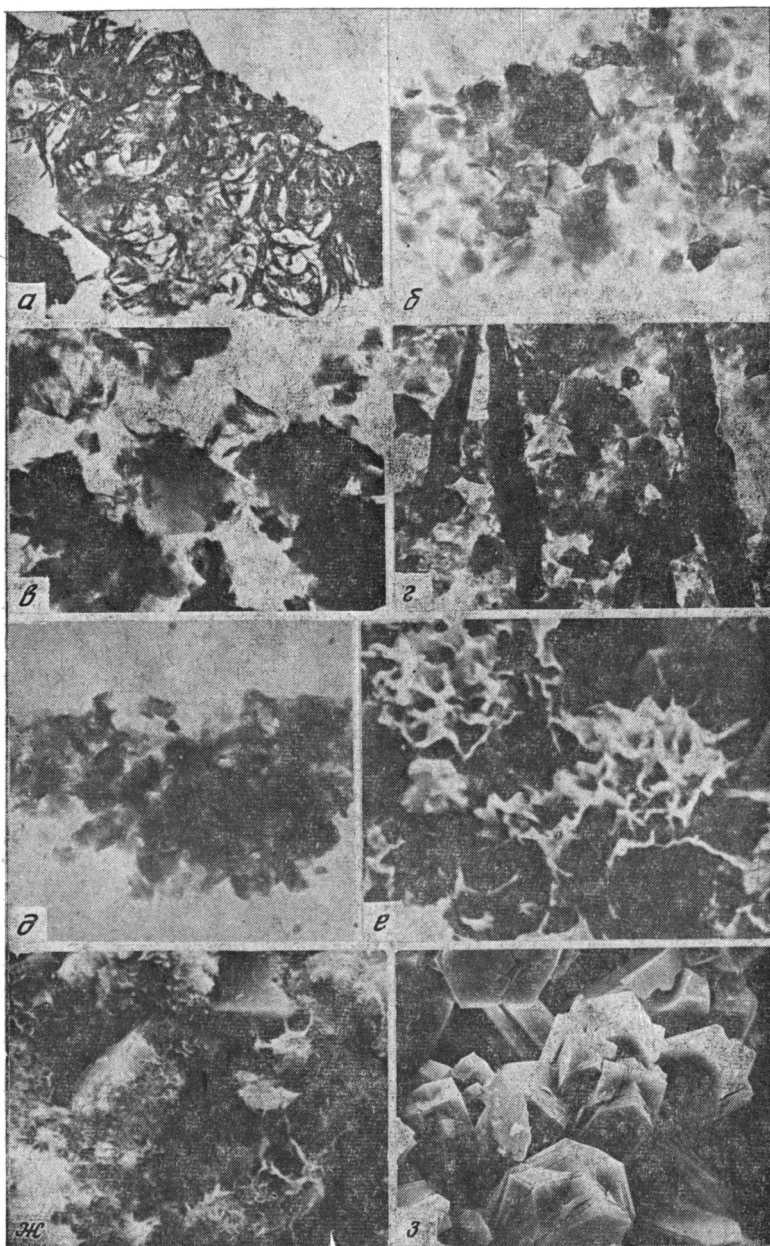
Среди глинистых продуктов гидротермального преобразования базальтовой вулканокластики на ст. 1440, 1420 установлено несколько морфологических разностей аутигенных смектитов (фиг. 3, а—з). На начальной стадии монтмориллонитизации стекол (см. фиг. 3, а — ст. 1440) видно развитие волокон монтмориллонита на их поверхности. В более сильно глинизированных образцах, которые, по рентгеновским данным, состоят из монтмориллонита с небольшой примесью цеолитов, аутигенный монтмориллонит образует обильные скопления пластинча-

¹ В скобках указан интервал отбора проб (см) от поверхностного слоя осадков.



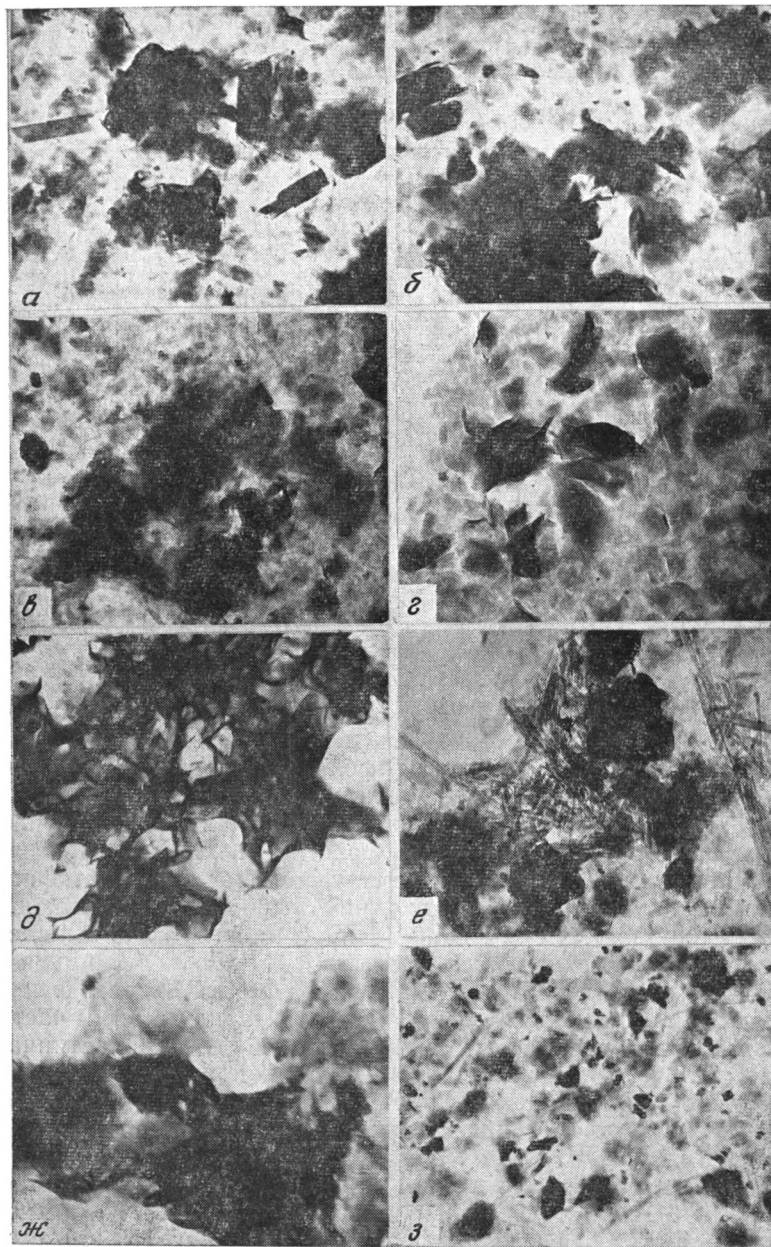
Фиг. 2. Электронно-микроскопические снимки глинистого вещества в глубоководных океанических илах

a — обр. 1394-2 (0—5), увел. 17 000, коричневый миопелагический глинисто-туффитовый ил; *б* — обр. 1412-Д-4, увел. 12 000, серый гемипелагический алевроитово-глинистый ил; *в* — обр. 1448 (0—5), увел. 25 000, коричневый гемипелагический глинисто-алевроитовый ил; *г* — 1394-1 (0—5), увел. 10 000, коричневый миопелагический глинисто-туффитовый ил; *д* — обр. 1445 (10), увел. 25 000, коричневый миопелагический глинисто-туффитовый ил; *е* — обр. 1419 (0—10), увел. 25 000, коричневый миопелагический глинистый ил; *ж* — обр. 1430, увел. 22 000, коричневый миопелагический глинистый ил; *з* — 1442-1 (165), увел. 25 000, красный эвпелагический ил; *и* — обр. 1435, увел. 25 000, коричневый миопелагический глинистый ил, песчанистый; *к* — обр. 1413 (0—5), увел. 10 000, коричневый гемипелагический глинисто-кремнистый ил с радиоляриями



Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки продуктов подводного гидротермального преобразования базальтовых стекол ст. 1440, 1402-2

Снимки суспензий: *а* — обр. 1400 Н-3, увел. 10 000, обломок стекла с волокновидными выделениями смектита; *б* — обр. 1402-2-Д₂-5, увел. 9000, *в* — обр. 1440 Н-3, увел. 80 000, облаковидно-хлопьевидные и веретенообразные выделения смектитов; *г* — обр. 1440-Р-2, увел. 25 000, пластинчатые выделения смектитов на фоне облаковидно-хлопьевидной массы; *д* — обр. 1440-О₂, увел. 10 000, чешуйчатые выделения смектитов. Снимки в растровом электронном микроскопе: *е* — обр. 1440 Н-4, увел. 5000, смектиты яйцевидной формы; *ж* — 1440ф, увел. 2000, выделения аутигенных смектитов по граням кристаллов филлипсита; *з* — обр. 1440ф, увел. 5000, двойники филлипсита



Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки литифицированных глин
 а — обр. 1397-е-2, увел. 12 000, пластины гидрослюд в облаковидной хлопьевидной массе смектитов. Форма частиц смектитов: б — обр. 1397-в-2, увел. 12 000; в — обр. 1399-ж-2, увел. 10 000, облаковидная и хлопьевидная; г — обр. 1399-ж-1, увел. 12 000, веретенообразная и облаковидно-хлопьевидная; д — обр. 1404-Д₁-б, увел. 12 000, веретенообразная; е — обр. 1399-ж-1, увел. 10 000, лентовидно-игольчатая; ж — обр. 1409-3а, увел. 12 000, веретенообразно-облаковидная; з — обр. 1409-3б, увел. 7000, облаковидная и игольчато-лентовидная

тых (см. фиг. 3, г, ст. 1440), веретенообразных (см. фиг. 3, б, ст. 1402; 3, в, ст. 1440) или чешуйчатых (см. фиг. 3, д, ст. 1440) кристаллов на фоне облаковидно-хлопьевидной массы.

Результаты исследования этих же продуктов изменения базальтов под сканирующим электронным микроскопом, проведенные совместно

Результаты силикатного анализа глинистых фракций ($<0,001$ мм), %

Компо- ненты	1394-2 (0—12)	1397-5 (0—5)	1397-Д ₂ -е	1399-Д ₁	1402-Д ₂ -56	1412-Д ₁	1435-1	1440-Н-26	1444-Д-2
SiO ₂	46,61	48,42	45,54	46,38	46,83	46,05	44,62	33,21	38,43
TiO ₂	0,65	0,85	0,85	0,71	1,44	1,69	1,02	2,38	0,77
Al ₂ O ₃	19,41	15,78	16,21	16,94	15,06	17,61	14,69	13,30	14,40
Fe ₂ O ₃	8,12	11,96	12,59	11,17	10,11	9,00	14,91	8,61	11,30
FeO	0,77	0,36	Нет	Нет	Нет	3,21	Нет	0,21	0,93
MnO	0,71	2,47	0,50	1,30	0,02	0,10	11,77	0,29	0,28
CaO	2,92	3,39	1,28	1,72	0,98	3,13	1,63	0,47	6,98
MgO	4,24	0,85	5,00	3,85	4,22	4,79	5,49	8,07	5,51
Na ₂ O	1,74	0,81	1,93	1,22	1,01	1,74	1,45	0,68	1,05
K ₂ O	3,51	2,64	2,44	2,44	1,83	3,29	2,44	1,52	1,41
H ₂ O ⁺	6,93	6,67	7,30	6,64	8,25	5,12	7,23	Не опр.	8,84
H ₂ O ⁻	3,18	5,01	5,48	7,71	9,72	2,88	4,85	»	5,39
CO ₂	0,32	Нет	Нет	0,35	0,10	0,20	Нет	»	4,70
C	0,62	0,46	0,19	Нет	Нет	0,96	0,20	»	0,33
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,22	0,12	0,07	0,09	0,22	»	0,10
Σ	99,53	99,61	99,53	100,55	99,64	99,86	100,52	»	100,42
Кварц	3,91	2,64	0,70	1,13	Нет	2,24	1,87	»	0,98

Примечание. 1394-2 (0—12) — глинисто-туфитовый осадок; 1397-5 (0—5) — глинисто-кремнистый осадок; 1397-Д₂-е, 1399-Д₁ — коричневая литифицированная глина; 1402-Д₂-56 — глинизированная базальтовая гналокластитовая брекчия; 1412-Д₁ — серый алевроитово-глинистый осадок; 1435-1 — красный глинистый осадок; 1440-Н-26 — глинизированно-базальтовое стекло; 1444-Д₂ — коричневый мергелистый ил.

с Н. Д. Серебренниковой и А. Р. Гептнером, свидетельствуют, что они повсеместно представлены своеобразными выделениями ячеистого монтмориллонита (см. фиг. 3, е, ж), морфологически сходного с глинизированными гналокластитами (Курносов и др., 1976).

Вместе со смектитами часто фиксируются кристаллы филлипсита (см. фиг. 3, ж), иногда образующие сростки (см. фиг. 3, з).

При электронно-микроскопических исследованиях литифицированных глин, поднятых в форме плит (фиг. 4, а—е) либо слагающих ядра железомарганцовистых конкреций (фиг. 4, ж, з), также выявлены различные морфологические типы смектитов.

Облаковидно-хлопьевидные выделения смектитов развиты во всех исследованных образцах (см. фиг. 4, а—з). Наряду с ними часто встречаются и их веретенообразные формы (фиг. 4, г—ж). Пластинчатые выделения (см. фиг. 4, а, б), по-видимому, принадлежат гидрослюдам. Вероятно, к аутигенным смектитам относятся и игольчато-лентовидные кристаллы (см. фиг. 4, е, з), сходные с аутигенным ферримонтмориллонитом, описанным А. Г. Коссовской и др. (1975).

Очевидно, к аутигенным глинам относятся белые ноздреватые корки толщиной 1—6 мм, встреченные в драгах 1397-2 и 1399-1 на поверхности литифицированных глин и сложенные преимущественно смектитом (см. фиг. 4, г, е). В составе литифицированного глинистого вещества, слагающего ядро железомарганцевых конкреций (см. фиг. 4, ж, з, обр. 1400-3), отмечаются смектиты веретеновидной, хлопьевидно-облаковидной и лентовидно-игольчатой формы.

В сканирующем электронном микроскопе литифицированные глины ст. 1397-2, 1399-1, 1403 имеют ячеистую форму выделений смектитов, как и аутигенные глины, развитые по базальтовому стеклу.

Результаты силикатного анализа глинистых фракций илов приведены в табл. 1. Как видно, содержание SiO₂ в исследованных пробах меняется в интервале 33,21—48,42%, Al₂O₃ — 13,30—19,41%. Для илов, обогащенных гидрослюдой, например, в обр. 1394 (0—2), 1412-Д₁, отмечается повышение содержания K₂O (до 3,51, 3,29%). Образцы 1402-Д₂-56, 1440-Н-26 мономинеральны, причем в триоктаэдрических

монтмориллонитах (ст. 1440) отмечается повышение содержания MgO (до 8,07%) и Fe_2O_3 (до 8,61%). Остальные образцы имеют смектитовый состав с той или иной примесью гидрослюд, хлоритов, каолинитов.

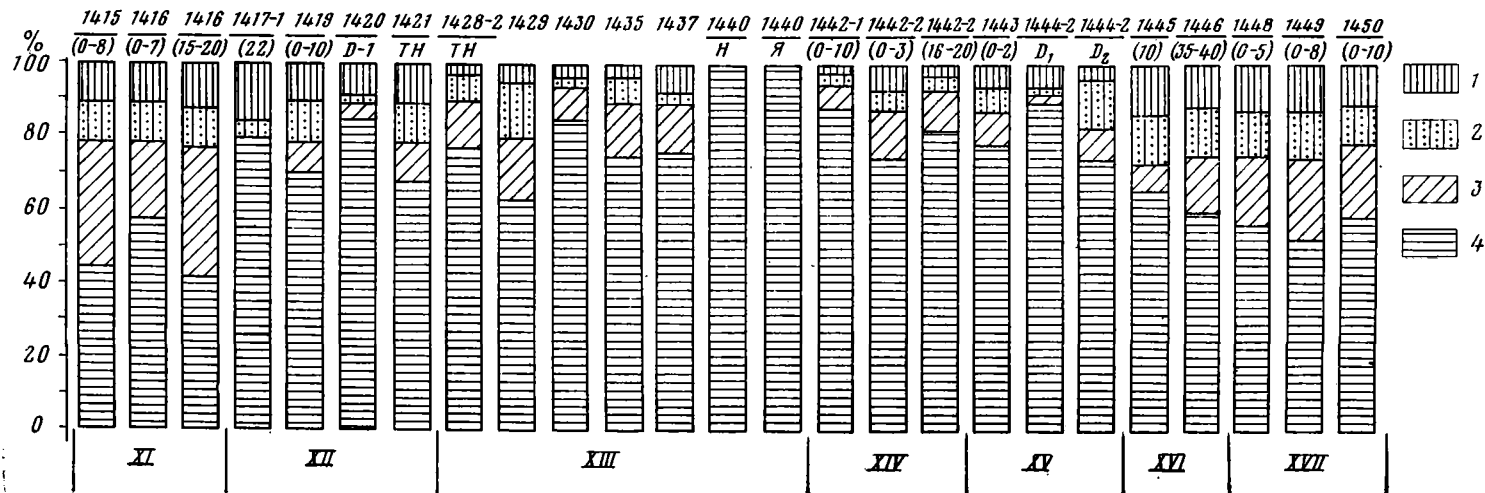
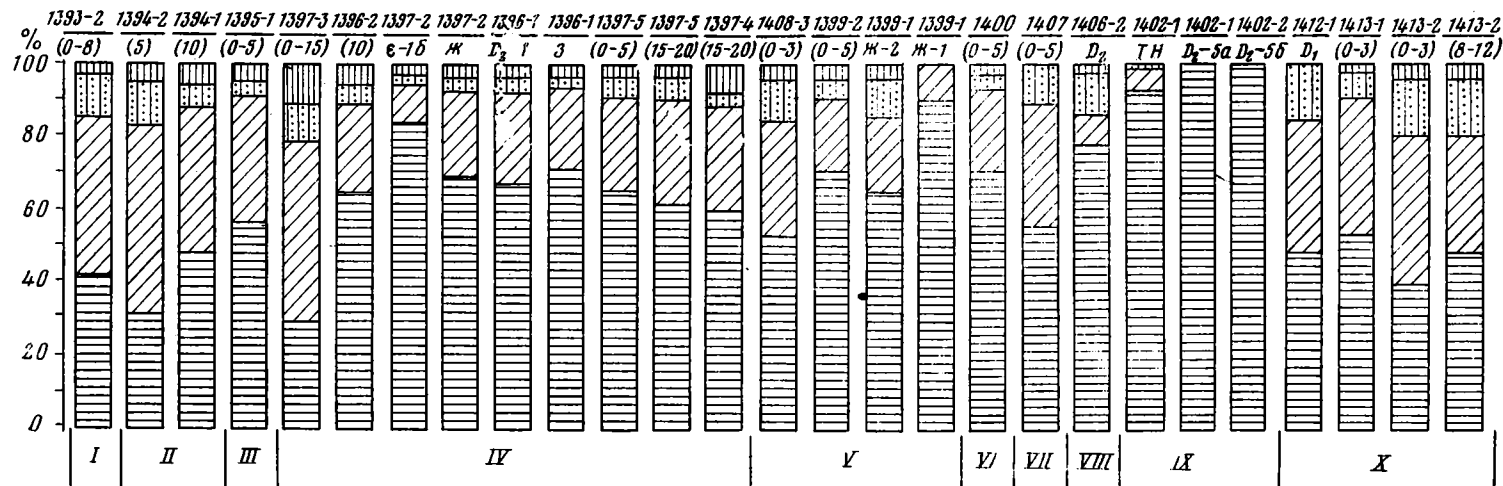
Общее содержание Fe_2O_3 в изученных фракциях изменяется от 8,12 до 16,94%, однако количество железа, входящего в состав глинистых минералов, неизвестно; вероятно, значительная его часть не входит в состав глинистых минералов. Исследования форм железа в илах ряда ст. (1394-1, 1407, 1412, 1413, 1435, 1442, 1450— всего 36 проб) свидетельствуют о колебании значений валового железа в интервале 3,15—7,74%. В красных глубоководных глинах (ст. 1397-4, 1407, 1442) содержание $Fe_{вал}$ не превосходит 6—7%, $Fe_p^{++}=0,041\%$, $Fe_p^{+++}=1,73—3,11\%$, $Fe_{тр.p}^{++}=0,49—1,56\%$, $Fe_{тр.p}^{++}=1,25—3,97\%$.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ

Диаграммы, иллюстрирующие количественное содержание глинистых минералов (фр. $<0,001\text{ мм}$) в поверхностном слое осадков (на глубину 0—25 см), для каждой станции приведены на фиг. 5. По различному соотношению глинистых минералов выделяется пять ассоциаций: 1 — мономинеральная смектитовая; 2 — преимущественно смектитовая с небольшой примесью гидрослюд, хлорита, каолинита; 3 — преимущественно смектитовая с примесью гидрослюд, хлоритов, каолинита; 4 — гидрослюдисто-смектитовая с небольшой примесью хлорита и каолинита; 5 — существенно гидрослюдистая с значительной примесью смектита и небольшой примесью хлорита и каолинита. Распределение глинистых ассоциаций на площади можно видеть на схеме (см. фиг. 1). При ее построении нами были учтены и данные предыдущих рейсов. Мономинеральные смектитовые глины слагают сравнительно небольшие по площади участки, обычно чередуясь с полиминеральными по составу, и показаны на схеме точками. Следует также иметь в виду, что в контурах распределения каждой типичной ассоциации наряду со средними фоновыми пробами, определяющими облик данной ассоциации, могут встречаться единичные аномальные пробы, имеющие иной состав глинистого вещества и относящиеся к другим ассоциациям. Например, в контуре осадков с преимущественно смектитовым по составу глинистым веществом встречены пробы гидрослюдисто-смектитового состава (ст. 1407, 1408). Рассмотрим последовательно выделенные ассоциации:

1. Мономинеральная смектитовая ассоциация встречается в Марианском и Японском желобах, где приурочена к участкам выходов на подводных склонах измененных монтмориллонитизированных обломочных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород. В драгах 1440 и 1402-Д₂ — это измененные обломки гиаобазальтов и глинистых пород с гиаокластическим материалом: в драгах 1404-1, 1425 — измененные туфы. Кроме того, в ряде драг подняты измененные (литифицированные) обломки осадочных пород с преобладанием смектитов в глинистом веществе (драга 1404 — кремнистый аргиллит, драга 1437 — песчанистая глина, драга 1403 — слабо литифицированная глина).

2. Преимущественно смектитовая ассоциация ($>65\%$ смектитов) с небольшой примесью гидрослюд (до 5—15%), хлорита (до 5—10%), каолинита (до 5—10%) развита в центральной части района, слагает здесь большие площади и прослежена в различных по генезису и минералогическому составу осадках (коричневых эвпелагических или миоэпелагических глинах, местами гидротермально преобразованных осадках, глинистых, песчано-глинистых, кремнистых, мергелистых или туффитовых илах). Осадки данной ассоциации встречаются в районе подводных хребтов Кюсю-Палао: обр. 1396-2(0—10) — эвпелагический глинистый ил, обр. 1397-5(0—5) — кремнисто-глинистый этмодискусовый ил и



Марианского: обр. 1406-2-Д₂ — песчано-алевритовый ил, вулканогенно-терригенный; в Западно-Марианской котловине: обр. 1400(0—5) — эвпелагические глинистые илы. Кроме того, существенно смектитовое глинистое вещество развито во всех исследованных пробах из желобов — Западно-Марианского: обр. 1402-Т_ж — песок, палагонитовый-цеолитовый глинистый; Филиппинского: обр. 1417-1 (22) — глинисто-известковый ил, песчано-алевритовый, обр. 1419(0—10) — миопелагический глинистый ил, обр. 1420-Д₁ — песчано-алевритово-глинистый ил, обр. 1421-Т_ж — миопелагический глинистый алевритовый ил; Япского: обр. 1428-2-Т_ж — песчано-алевритовый ил; обр. 1429 — кремнисто-мергелевый ил с дресвой и щебнем; обр. 1430, 1435, 1437, 1440 — миопелагические глинистые илы, песчанистые; Бугенвильского: обр. 1443-2(0—2) глинисто-туффитовый ил, обр. 1444-Д₁, 1444-Д₂ — мергелистый светло-коричневый ил с большим количеством вулканического стекла; Новобританского: обр. 1445(10) — глинисто-туффитовый ил. Этот же тип глин обнаружен в кремнисто-мергелистых илах ст. 1442, расположенной в пределах глубоководной океанической равнины к востоку от желоба Яп. В смежных районах эта ассоциация была ранее закартирована В. Б. Курносовым и И. О. Мурдмаа (1976).

Преимущественно смектитовый состав имеют также литифицированные глины, обнаруженные в р-не хр. Кюсю-Палау и на склонах северного продолжения Япского желоба. Они представлены плитообразными пластами сильно уплотненных коричневых пелагических глин неустойчивого возраста с многочисленными ходами червей, часто обросшими с поверхности железомарганцевыми корками, или слагают ядра конкреций (обр. 1397-2ж, 1397-2с, 1396-Д₂-1, 1396-1, 1399-1ж-2). Иногда на литифицированных глинах встречаются белые пористые корки налипания аутигенного глинистого вещества (обр. 1399-ж-1) толщиной до 1 см, имеющие также существенно смектитовый или цеолит-смектитовый состав.

3. Преимущественно смектитовая ассоциация с существенной примесью гидрослюдов, каолинитов, хлоритов обычно окружает островную сушу в тропической зоне характеризуемого региона. Содержание смектитов обычно колеблется в ней в интервале (%) 45—65, гидрослюдов 5—20, хлоритов 10—15, каолинитов 10—15. В ряде участков содержание каолинитов, гидрослюдов или хлоритов повышается и достигает 30—60% (Курносов и др., 1976; Горбунов, 1970). Эта ассоциация прослежена здесь в окисленных с поверхности алевритово-глинистых гемипелагиче-

Фиг. 5. Диаграммы количественного распределения глинистых минералов в поверхностном слое донных океанических отложений, %

1 — каолиниты; 2 — хлориты; 3 — гидрослюды; 4 — смектиты; 1393-2 (0-8) — номер станции, в скобках — глубина отбора образца от поверхности дна, см; I — желоб Рюкю (ст. 1393-2, глубина воды 5200 м); II — поднятие Бородино (ст. 1394-1, 4300 м; ст. 1394-2, 4280 м); III — Филиппинская котловина (ст. 1395-1, 5410 м); IV — хребет Кюсю-Палау (ст. 1397-3, 3500 м; 1396-2, 4130 м; 1397-2, 4339—4500 м; 1396-1, 4900—5100 м; 1397-5, 5100 м; 1397-4, 5170 м); V — Северное продолжение желоба Яп (ст. 1408-3, 3670 м; 1399-2, 4800 м; 1399-1, 5500—6000 м); VI — Западно-Марианская котловина (ст. 1400, 4570 м); VII — Западно-Марианский хребет (ст. 1407, 4900 м); VIII — Марианский хребет (ст. 1406-2, 5600 м); IX — Западно-Марианский желоб (ст. 1402-1, 6200—7000 м; ст. 1402-2, 5400—5600 м); X — Манильский желоб (ст. 1412-1, 4600—4200 м; ст. 1413-1, 3720 м; ст. 1413-2, 3800 м); XI — Манильская бухта (ст. 1415, 2900 м; ст. 1416, 2500 м); XII — Филиппинский желоб (ст. 1417, 1650 м; ст. 1419, 6430 м; ст. 1420, 8400 м; ст. 1421, 8760 м); XIII — желоб Яп (ст. 1428, 6100—5600 м; ст. 1429, 4500—4150 м, ст. 1430, 7600—7250 м; ст. 1435, 6200—5600 м; ст. 1437, 7400—7000 м; ст. 1440, 6100—5800 м); XIV — равнинное океаническое ложе к востоку от желоба Яп (ст. 1442-1, 4600 м; ст. 1442-2, 4600 м); XV — Бугенвильский желоб (ст. 1443, 5040 м; ст. 1444, 7600—7200 м); XVI — Новобританский желоб (ст. 1445, 5300 м; ст. 1446, 5300 м); XVII — равнинное ложе Кораллового моря (ст. 1448, 4615 м; ст. 1449, 4620 м; ст. 1450, 4600 м)

ских и турбидитовых глинистых, алевроитово-глинистых, кремнисто-глинистых и глинисто-туффитовых илах. Она окружает Филиппинские острова и развита, например, в Манильской бухте: обр. 1413-2(0—3), 1413-2(8—12), 1415(0—8) — кремнисто-глинистые гемипелагические илы, образцы 1416(0—7), 1416(15—20) — кремнисто-мергелистые илы; в районах, примыкающих к Новой Гвинее и Новобританским островам: обр. 1446—(35—40) — глинисто-туффитовый ил; слагает осадки Кораллового моря: образцы 1448(0—5), 1449(0—8), 1450(0—10) — алевроитово-глинистые турбидитовые илы. В пробах данной ассоциации наряду со смектитами часто отмечается повышенное содержание гидрослюд и особенно характерно повышенное количество каолинитовых или хлоритовых минералов, часто близкое к содержанию гидрослюд. В сумме же 7 Å минералы обычно содержатся в количествах, превышающих значение гидрослюд.

4. Гидрослюдиисто-смектитовые ассоциации с небольшой примесью каолинитовых и хлоритовых минералов развиты в осадках северной и северо-западной частях Филиппинского моря. Содержание смектитов и гидрослюд в них обычно колеблется в интервале (%) 30—50, хлоритов 5—15, каолинитов 2—5. Данная ассоциация прослежена в коричневых миопелагических и эпелагических или в серых гемипелагических илах, алевроглинистых, глинистых, кремнисто-глинистых и известковистых, и установлена в желобе Рюкю: обр. 1393-2(0—8) — миопелагические глинистые илы; на поднятии Бородино: образцы 1394-1(10), 1394-2(5) — глинистые туффитовые и туфоглинистые миопелагические илы; в Филиппинской котловине: обр. 1395-1(0—5) — миопелагический глинистый ил; на хр. Кюсю-Палау: обр. 1397-3(0—15) — мергелистый фараминоферово-кокколитовый ил, обр. 1397-5(15—20) — кремнисто-глинистый этмодискусовый ил, обр. 1397-4(15—20) — эпелагический глинистый ил; на вершине гряды к западу от желоба Яп: обр. 1408-3(0—3) — известковисто-глинистый кокколитово-фораминиферовый ил; в районе Западно-Марианского хребта: обр. 1407(0—5) — кремнисто-глинистый ил диатомово-радиоляриевый; в Манильском желобе: обр. 1413-1(0—3) — кремнисто-глинистый миопелагический ил, обр. 1412-1-Д₁ — гемипелагический алевроитово-глинистый ил.

В данной ассоциации по сравнению с предыдущей фиксируется увеличение концентрации гидрослюд, содержание которых становится примерно равным содержанию смектитов или даже превышает их, что иллюстрируют образцы: 1393-2(0—8), 1394-2(5), 1394-3(5—15).

5. Преимущественно гидрослюдиистая ассоциация с содержанием гидрослюд >60%, с примесью смектитов и небольшой примесью хлоритов и каолинитов широко развита в самой северной части характеризуемого региона. Данная ассоциация не была встречена в станциях нашего рейса. Однако она хорошо охарактеризована З. Н. Горбуновой (1970), В. Б. Курновым, И. О. Мурдмаа (1976), Г. Ю. Бутузовой и др. (1977). Эта ассоциация слагает основную часть глубоководных гемипелагических и пелагических илов в более северных районах Филиппинского моря и Тихого океана. Она генетически связана с континентальным источником питания.

Таким образом, смектиты в количестве от 30 до 100% присутствуют во всех исследованных пробах. Содержание гидрослюд колеблется в интервалах 5—50%, исключая обр. 1417-1(22) и продукты подводного гидротермального преобразования вулканогенных или вулканогенно-осадочных пород (обр. ст. 1402-2, 1440), где данный минерал отсутствует. Хлорит в количестве 2,0—16% обнаружен во всех пробах, за исключением проб ст. 1402-2 и 1440. Каолинит не обнаружен во всех пробах ст. 1440 и 1402-2, также в пробах 1407(0—5), 1412-1-Д₁, 1402-1-Т_н; в остальных пробах его содержание колеблется в интервале 2,5—16%.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЕЗАХ КОЛОНК

Длина колонок, поднятых грунтовыми трубками, не превышает 358 см. Возраст осадков колеблется в интервале голоцен — верхний плейстоцен. Все исследованные осадки находятся на раннедиагенетической стадии изменения.

Разрезы изученных станций с данными распределения глинистого вещества приведены на фиг. 6. Исследовались различные фашиальные типы осадков: миопелагические алевроитово-глинистые (ст. 1393-2, 1419), миопелагические глинисто-туффовые и туффово-глинистые (ст. 1394-1, 1395-2, 1445, 1446), гемипелагические кремнисто-глинистые (ст. 1413, 1415), эвпелагические глинистые (ст. 1396-2, 1397-4, 1399-2, 1440), эвпелагические кремнисто-мергелистые и глинистые (ст. 1442), эвпелагические кремнисто-глинистые (ст. 1407), и мергелистые (ст. 1397-3) илы. Кроме того, были изучены разрезы турбидитов (ст. 1448, 1449, 1450).

По характеру изменения содержаний глинистых минералов в колонках они могут быть объединены в три основные группы.

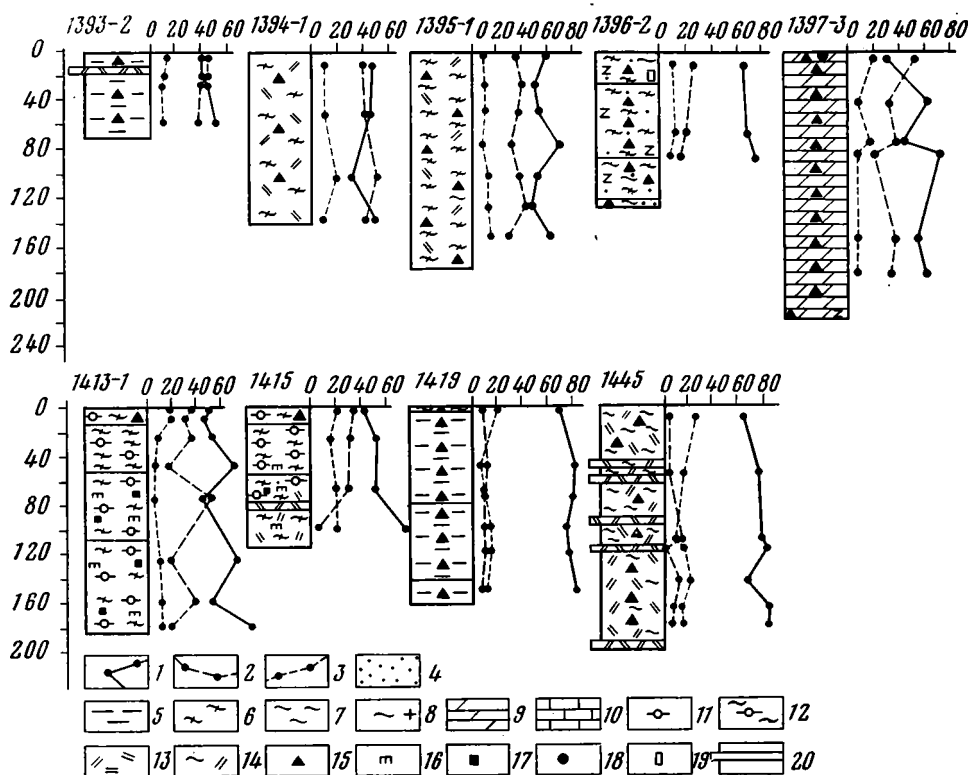
I. Колонки с тенденцией возрастания книзу содержания смектитового компонента и соответствующего уменьшения количества гидрослюд, каолинита и хлорита (ст. 1393-2, 1396-2, 1397-3, 1400, 1407, 1413-1, 1419, 1445, 1446). Как видно (см. фиг. 6), в этой группе наряду с эвпелагическими, миопелагическими и гемипелагическими глинами оказались известковые и пеплово-глинистые осадки. Увеличение содержания смектитов с глубиной в различных по составу океанических осадках отмечено многими геологами (Горбунова, 1975; Бутузова и др., 1977).

II. Колонки с относительно постоянным содержанием глинистых минералов при некотором их колебании зафиксированы на участках распространения эвпелагических глинистых (ст. 1399-2, 1397-4, 1442) и миопелагических глинисто-туффовых (ст. 1395) илов. Постоянное соотношение глинистых минералов в колонках современных осадков за пределами пелагиали отмечено также Г. Ю. Бутузовой и др. (1977).

III. Колонки с закономерными колебаниями содержаний глинистых минералов в зависимости от литолого-фашиального состава осадков установлены в разрезах: а) с турбидитовыми слоями, б) с прослоями пеллов.

а. Ритмично-слоистые турбидиты встречаются на ст. 1448, 1449, 1450 в Коралловом море. Изучение состава глинистых минералов в слоях, слагающих элементарные ритмы турбидитов, выявило закономерную картину (см. фиг. 6). В основании ритмов, сложенных грубозернистыми песчано- или глинисто-алевровитовыми осадками, глинистое вещество имеет полиминеральный смектит-гидрослюдистый состав с примесью каолинита и хлорита, причем содержание смектитового компонента часто составляет здесь только 40—50%. В средних, более глинистых частях ритмов отмечается увеличение количества смектитов. В верхних мергельных слоях ритмов содержание смектитов еще больше возрастает, достигая 80—90%.

б. Разрезы с прослоями пеллов кислого и среднего состава характеризуются также специфичным составом глинистого вещества. Выделенные из пепловых прослоев глинистые фракции (см. фиг. 6, ст. 1445, глубина 118—120 мм; ст. 1446, глубина 105 и 155 мм) по сравнению с терригенно-глинистыми вмещающими осадками характеризуется резким возрастанием содержания смектитов (до 92,5%), полным исчезновением гидрослюд и наличием небольшой примеси 7 Å хлорит-смектитовой фазы. Тенденция к формированию подобной своеобразной ассоциации глинистых минералов (увеличение содержания смектитов и уменьшение



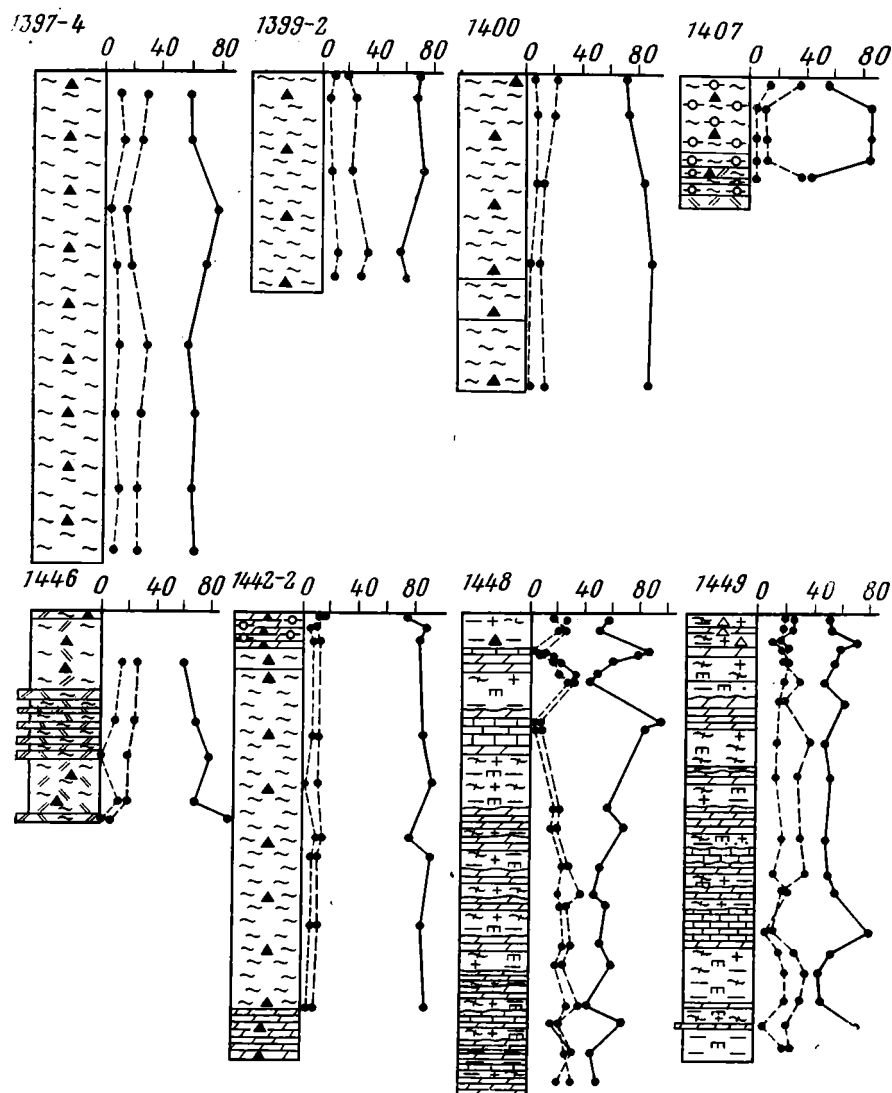
Фиг. 6 (начало)

гидрослюд) отмечается и в смешанных пеплово-глинистых илах в низах колонки 1445.

Следует подчеркнуть, что кроме охарактеризованных выше слоев турбидитов, пеплов и осадков, преобразованных гидротермальными процессами, изменение состава глинистого вещества в аналогичных районах при смене литолого-фациального состава пород по латерали или вертикали зафиксировано не было. В частности, глинистое вещество, выделенное из биогенных, терригенных или смешанных илов, залегающих на разных формах рельефа одного и того же района имеет близкий минералогический состав (см. фиг. 6).

О ГЕНЕЗИСЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ

При прослеживании глинистых ассоциаций в данном регионе в направлении от северной части Филиппинского моря к южным приэкваториальным широтам все исследователи отмечают резкую смену состава глинистого вещества — от существенно гидрослюдистого (к северу от 18—20 с. ш.) на существенно смектитовый (к югу от 18—20 с. ш.). Подобное изменение состава происходит и восточнее Филиппинского моря в пелагических океанических осадках и представляет собой важную особенность современного тихоокеанского седиментогенеза. Для северной и северо-западной частей Тихого океана основным поставщиком гидрослюдистого материала справедливо считают материковые породы внутренних районов Азии. В их строении обычно преобладают кислые или средние по составу обогащенные слюдами метаморфические толщи древних щитов, эпигенетически измененные и метаморфизованные осадочные толщи, в которых слюды и гидрослюды являются главным породообразующим глинистым минералом. Эти же минералы доминируют в



Фиг. 6. Диаграммы распределения глинистого вещества в разрезах вертикальных колонок станций, %

1 — смектит; 2 — гидрослюды; 3 — суммарное содержание каолинита и хлоритов. Усл. обозн. к литологическим колонкам. Илы: 4 — песчаные; 5 — алевритистые (миопелагические); 6 — глинистые с примесью алеврита (миопелагические, гемипелагические); 7 — глинистые тонкие (эвпелагические); 8 — глинистые слабозвестковистые; 9 — мергелистые; 10 — известковистые; 11 — кремнистые; 12 — глинисто-кремнистые; 13 — пелловые; 14 — туфо-глинистые. Включения: 15 — тонкорассеянные гидроокислы железа, придающие красную окраску илам, 16 — растительный детрит; 17 — пирит; 18 — железомарганцовистые конкреции; 19 — пемза; 20 — внеслабное изображение слоев

молодых осадочных толщах данного региона. Однако, вероятно, наиболее важным поставщиком глинистого вещества из юго-восточных районов Азии являются неоген-антропогенные лессовидные суглинки и лессы, а также современный элювий. Среди глинистых минералов многих пород внутренних районов Азии доминируют гидрослюды (Градусов, 1977; Градусов и др., 1976₂, 1977₁; Лискун и др., 1977). Поэтому в составе продуктов материкового сноса из Восточной и Юго-Восточной

Азии также преобладают гидрослюды и слюдо-сметитовые образования. В северо-западной части Филиппинского моря этот материал подхватывается течением Куро-сио, разносится по всей его северной половине и поступает дальше в пелагические океанические осадки.

Привнос терригенного материкового вещества в центральную и южную часть Филиппинского моря затруднен естественной преградой — цепью Филиппинских островов и отсутствием благоприятных по направлению течений. Этим можно объяснить, например, резкое различие состава глин к западу и востоку от Филиппинских островов. Если в первом случае (Манильская бухта, Манильский желоб, ст. 1412-1, 1413-1, 1413-2, 1415, 1416) в них фиксируется значительная примесь гидрослюды, то во втором (Филиппинский желоб, ст. 1417, 1419, 1420, 1421) содержание последних резко падает.

Б. В. Курнос и И. О. Мурдмаа (1976) связывали происхождение сметитовой ассоциации в данном регионе с размытием тропических кор выветривания островной суши. Но помимо элювиального источника сноса значительные массы сметита явно поступают из продуктов изменения (катагенетического, гидротермального, диагенетического) вулканогенных, вулканогенно-осадочных, а местами глубинных пород (от основных и ультраосновных до средних и кислых по составу). Это большой комплекс пород, слагающий внутриокеанические и островодужные поднятия, в глинистых продуктах изменения которых обычно доминируют сметиты.

Одним из косвенных доказательств этого служит состав глинизированных обломков древних вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород, поднятых с островных и океанических склонов глубоководных желобов (Манильского, Марианского, Японского, Палау). В ряде обломков сметитовый минерал является единственным: образцы со ст. 1404, 1425 — сильно измененные туфы андезито-базальтового и дацитового состава; образцы со ст. 1404 — кремнистый аргиллит; образцы со ст. 1403-1 — слабо литифицированная глина, образцы со ст. 1437 — песчанистая глина. Однако чаще всего в составе глинистого вещества обломков преобладают смешаннослойные гидрослюдисто-сметитовые образования с резким преобладанием монтмориллонитовых пакетов над слюдинистыми или монтмориллонитами, содержащие небольшую примесь гидрослюды (ст. 1425 — карбонатно-туфитовый турбидит, ст. 1431 — алевролитистая глина, ст. 1403-1 — литифицированная глина, ст. 1402 — сильно глинизированные гиадокластиты и гиадокластитовые брекчии). В образцах ст. 1403-2 (кремнистый аргиллит) наряду со сметитами отмечается небольшая примесь хлоритов. В составе отдельных разностей пород присутствуют хорошо окристаллизованные хлориты (ст. 1429 — туфопелиты) или хлорит-монтмориллонитовая смешаннослойная фаза (ст. 1423, 1425 — туфы и туфогенные породы).

Преобладание сметитовых минералов в кайнозойских островодужных комплексах отмечено В. И. Гречиным (1972) для Камчатки, где в катагенетически измененных туфах сметиты являются единственным глинистым компонентом, а в вулканогенно-терригенных породах наряду с ними присутствует примесь хлорита и гидрослюды, преобладание которых среди продуктов постседиментационного преобразования более древних туфов может быть связано с более поздними стадиями катагенеза, начальным метаморфизмом или с гидротермальными изменениями. В. П. Градусов, Н. П. Чижилова (1976), считают, что эти же минералы в ряде районов океана возникали в продуктах гидротермального преобразования ультрабазитов или зеленокаменноизмененных базитов. В пользу поступления существенно сметитового глинистого вещества с островов свидетельствуют высокие содержания сметитов в составе илов приостровных шельфов. Дополнительное изучение береговых осадков и островного элювия в восточной части Новой Гвинеи (у пос.

Лае, у устья р. Сайя) на островах Яп и Томил, а также специальные более детальные исследования прибрежных и береговых осадков М. А. Ратеевым и В. В. Еремеевым в районе Новой Гвинеи (берег Маклая, у д. Бонгу, залив Астролябия, бухта Хион) подтверждают высокое содержание смектитов в изученных пробах, причем, по данным В. В. Еремеева, замещенные смектитом стекла характерны также для силикатной составляющей продуктов разрушения коралловых островов в пределах архипелага Бисмарка, Луизиады, островов Новой Ирландии и Сент-Андру.

Высокие содержания смектитов в продуктах разрушения пород внутриокеанических и островодужных поднятий, несомненно, связаны с монтмориллонитизацией вулканических стекол, которая происходит на островах при выветривании, а также при диагенезе, катагенезе, гидротермальном преобразовании пород и, возможно, при гальмиролизе на подводных склонах (Moort, 1971; Мэтьюз, 1973, Хворова и др., 1974; Лисицина и др., 1976; Бутузова и др., 1976, 1977; Курносов и др., 1976, Косовская и др., 1975, Муравьев, 1974, и др.). Естественно, что в условиях современного сильно расчлененного рельефа и ослабленного каолинового и латеритного выветривания, характерного для многих современных районов тропической зоны земли (Синицын, 1976; Валетон, 1974; Черняховский, Градусов, 1977; Градусов, 1975; Градусов, Чижикова, 1977_{1, 2}), в суммарном составе поступающего в океан с тропической островной суши глинистого вещества также обычно доминируют смектиты.

Поэтому продукты наземного и подводного перемыва пород внутриокеанических и островодужных поднятий обычно обогащены смектитами.

Интересно, что для различных климатических зон современной эпохи в составе глинистого вещества элювия и продуктов перемыва основных и ультраосновных пород как на островной суше, так и на материках (поля траппового вулканизма) обычно доминируют смектиты (Градусов, Чижикова, 1977_{1, 2}). Например, высокие содержания смектитов фиксируются как для продуктов перемыва траппов Деканского плоскогорья тропической зоны Индии, так и для траппов северной Сибири.

Таким образом, появление двух резко различных по составу ассоциаций глинистого вещества в современных осадках западной части Тихого океана в первую очередь отражает поступление глинистого вещества из различных по геологическому строению питающих провинций: 1 — Северная, существенно гидрослюдистая ассоциация расположена севернее 18—20° с. ш. и связана с поступлением преимущественно гидрослюдистого вещества с материковой суши; 2 — Южная, существенно смектитовая ассоциация связана с наземным и подводным разрушением пород внутриокеанических и островодужных поднятий.

Естественно, что на формирование существенно смектитовых по составу глин в океане оказывает влияние и много других факторов. Активная подводная денудация пород может осуществляться только в условиях расчлененного рельефа (на склонах подводных хребтов, желобов). В составе продуктов подводного разрушения и переотложения пород океанического ложа смектитовые минералы, очевидно, локализуются не только в присклоновых частях поднятий. Так как смектитовый минерал является гидрофильным, он легко разбухает и переходит во взвешенное состояние, образуя очень тонкие взвеси. Это, вероятно, способствует его разносу течениями и осаждению в форме глинистых осадков или цемента песчано-гравийно-галечных пород далеко от областей подводной денудации.

Тонкое эдафогенное глинистое вещество установлено, например, в цементе песчано-гравийных осадков, поднятых в драгах тех станций, где были обнаружены монтмориллонитизированные базальты (ст. 1402, 1440), и по своему минеральному составу оно почти эквивалентно аути-

генным глинам, возникшим за счет преобразования базальтов, отличающаяся лишь небольшой примесью терригенного глинистого вещества (7 или 10 Å минералов), например (см. фиг. 2) обр. $\frac{1402}{\text{тн}}$ — глинистая фракция из палаганитово-цеолитового песка.

На накопление океанической смектитовой ассоциации в характерном регионе большое влияние оказывают такие отмеченные ранее факторы, как барьерный эффект суши и направление океанических течений. Само существование в океане тропической островной суши, где часто развиты разнообразные по составу комплексы пород (от основных и ультраосновных до средних и кислых по составу, местами сильно метаморфизованные, с покровами тропического элювия или продуктов его перемыва), значительно усложняет состав глинистого вещества осадков. Так, вокруг крупных островов, на фоне существенно смектитовых илов появляются шлейфы, в которых заметно возрастает содержание каолинитов, гидрослюд, хлоритов.

Ширина подобных приостровных шлейфов зависит в первую очередь от величины суши, скорости и направления течений, фациальных условий осадконакопления и колеблется от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Так, например, большая часть современных донных осадков Кораллового моря, имеющего ширину более 2000 км, складывается турбидитами, терригенный глинистый материал которых поступал сюда с мутьевыми потоками из отдаленных на тысячу километров прибрежных районов Австралии или Новой Гвинеи. Поэтому в осадках Центральных частей Кораллового моря (см. фиг. 1, ст. 1448, 1449, 1450) наблюдается повышенное содержание каолинит-хлоритовых и гидрослюдистых минералов, мобилизованных в пределах островной или материковой суши.

В северных частях исследуемого района условия для накопления существенно смектитовой ассоциации илов постепенно исчезают. Здесь резко сокращается площадь островной суши и исчезает ее барьерный эффект, уменьшается степень расчлененности подводного рельефа и резко возрастает принос с течением Курисио материкового гидрослюдистого вещества. Поэтому в северном направлении существенно смектитовые по составу илы сменяются гидрослюдисто-смектитовыми и существенно гидрослюдистыми. Но с появлением в этих регионах участков, где активно разрушаются породы океанического ложа или островодужных поднятий (острова Японии, Гавай), на фоне гидрослюдистых илов возникают области существенно смектитовых осадков, оконтуривающие данные поднятия (Бутузова и др., 1977.).

Важным фактором, влияющим на состав глинистого вещества в характерном районе, являются также процессы механической дифференциации. Известно, что монтмориллонитовые глины образуют в водной среде наиболее тонкие по размеру взвеси. Это одна из причин все большего обеднения транспортируемой взвеси каолинитом, гидрослюдой и хлоритом и обогащения их смектитами в направлении от прибрежных и приостровных районов к пелагиали.

Подтверждением этого могут служить полученные нами данные о распределении смектитов в турбидитовых осадках Кораллового моря. В грубых песчано-алевритовых и алевритово-глинистых слоях содержание этого минерала минимально, в тонких глинистых и известково-глинистых разностях оно возрастает. Возможны два варианта проявления процессов механической дифференциации. С одной стороны, она может происходить в мутьевом потоке по мере осаждения из него вместе с более грубым материалом относительно более крупных частиц гидрослюды и каолинита. При этом остаточная более тонкая взвесь того же потока оказывалась обогащенной тонкодисперсным разбухающим смектитом. Но к такому же результату, вероятно, приводит разделение посту-

пающего терригенного вещества на придонную и верхнюю — пелагическую взвесь. Первая, более грубая и полиминеральная по составу, движется мутьевыми потоками и имеет прямую связь с источниками питания, ее перенос и осаждение происходит за сравнительно короткие отрезки времени. Вторая, пелагическая, за длительное время переноса относительно обогащается смектитом, что и предопределяет существенно смектитовый состав остаточных глинистых минералов после осаждения глинистого вещества из придонных мутьевых потоков. В пользу проявления процессов механической дифференциации косвенно свидетельствуют исследования В. Б. Курносова и И. О. Мурдмаа (1976), показавших, что в тонких фракциях ($<0,001$ мм) ряда районов Филиппинского моря по сравнению с более грубыми (0,001—0,01 мм) содержание монтмориллонитов возрастает в 2 раза.

В работе А. П. Лисицына (1977) приведены новые данные о важной роли планктонных организмов-фильтраторов в осаждении терригенной взвеси в океанах. Данная проблема еще пока слабо разработана, но, вероятно, роль этого фактора в океаническом осадконакоплении велика и его следует учитывать. Необходимо отметить, что сами организмы-фильтраторы не создают новое глинистое вещество. Они способствуют агрегированию, ускоряют осаждение и сокращают ареалы разноса той взвеси, которая распределена в воде согласно законам механической дифференциации. В гидродинамически более активных прибрежных районах океана, организмы-фильтраторы способны осадить более тонкую (например, монтмориллонитовую) взвесь, запрещенную к садке для данных условий, и, таким образом, могут обогащать осадок смектитом.

В пелагических частях исследуемых нами районов организмы-фильтраторы, вероятно, ускоряют садку терригенной взвеси. Однако последняя уже имеет здесь более однородный, существенно смектитовый состав и, вероятно, продукты ее биогенного и механического осаждения по составу не отличаются между собой. Следует также подчеркнуть, что биологическая продуктивность в пелагических частях океана значительно более низкая по сравнению с его прибрежными районами. Общее количественное соотношение силикатного вещества, накопившегося в океанических осадках биогенным путем или вследствие его механического осаждения, остается неизвестным, вероятно, оба эти процесса играют важную роль.

Несмотря на то что часть исследованного нами района относится А. П. Лисицыным (1977) к аридной зоне океана, мы не наблюдали в осадках существенных признаков вещества золотого происхождения (Горбунова и др., 1977). Для последнего характерно (Живаго, Серова, 1976) преобладание иллита, кварца, полевых шпатов. Подобный парагенетический комплекс минералов в пелагических осадках характеризуемого района встречен не был. Конечно, та или иная примесь золотого вещества (кварца, полевых шпатов, слюд или гидрослюд), вероятно, присутствует, но его содержание в осадках не велико, во всяком случае оно нигде не определяет лица осадка.

Вопросы, связанные с постседиментационным аутигенным глинообразованием океанических осадков на стадии гальмиролиза и раннего диагенеза, разработаны еще слабо и требуют специальных исследований. На основании имеющегося у нас материала можно отметить, что в илах, обогащенных кислыми по составу пепловыми частицами (с. 1393, 1394, 1395, 1415, 1445, 1446), обломки стекла повсеместно выглядят свежими, лишенными каких-либо изменений. Однако резкое изменение состава глинистого вещества в пепловых горизонтах данных станций (исчезновение гидрослюд и каолинита, увеличение содержания смектитов) свидетельствует о частичном преобразовании стекол на стадии гальмиролиза или раннего диагенеза (вероятно, преобразуется лишь очень тон-

кая пирокластика, как это предполагалось Н. А. Лисицыной и Г. Ю. Бутузовой, 1976).

В пользу диагенетического преобразования стекол, палагонита и, возможно, некоторых терригенных разностей глин в илах служит увеличение содержания смектитов с глубиной, отмеченное ранее для многих станций. Другие возможные объяснения этого явления вряд ли правильны. В частности, предположение о более интенсивном смектитообразовании в пределах питающих провинций (на островной или материковой суше) для отрезка времени верхний неоген — антропоген не подтверждается фактическими данными.

В процессе проведенных исследований не были получены данные в пользу интенсивного гальмиролитического смектитообразования на дне океана. Изучение образцов базальтов с поверхности дна свидетельствует, что они часто покрываются с поверхности пленкой гидроокислов марганца, под которой иногда наблюдается тонкая вторичная бурая оторочка. Однако явного присутствия аутигенной глины и, следовательно, интенсивно выраженных процессов глинизации базальтов зафиксировано при этом не было. Образцы сильно преобразованных, глинизированных вулканитов, поднятые со дна отдельными драгами, встречены в виде небольших обломков на фоне неизмененных базальтов. Их формирование связано с другими причинами (гидротермальным преобразованием базальтов, выходом катагенетически измененных пород, переотложением на дне океана вулканитов, выветрелых на суше).

В настоящее время многие исследователи справедливо считают, что наиболее интенсивное подводное смектитообразование связано с гидротермальной деятельностью. Аутигенные смектиты формируются не только за счет преобразования вулканогенного материала, но, вероятно, и за счет осадочных пород. Это подтверждается образцами из драг ст. 1440 и 1402-2, в которых наряду с обломками базальтовых стекол, замещенных глиной, подняты обломки литифицированных вулканогенно-осадочных пород, содержащих остатки диатомей и пронизанных прожилками аутигенного глинистого вещества колломорфной микроструктуры и выделениями цеолитов. Состав глинистого вещества осадочных глин, преобразованных гидротермами, смектитовый, часто такой же, как и состав глин, сформировавшихся по гиалобазальтам.

Вероятно, более слабое гидротермальное воздействие испытали литифицированные глины, поднятые драгами 1396-1, 1399-1 (см. фиг. 5) в районе хр. Кюсю-Палау. Они представляют собой коричневые пелитовые породы (первичные миопелагические илы), пронизанные прожилками аутигенного смектита, и имеют более высокое содержание смектитового компонента, чем обычные современные осадки окружающих станций. Иногда на этих литифицированных глинах встречаются белые пористые корки налипания аутигенного глинистого вещества (см. фиг. 5, обр. $\frac{1399-1}{ж-1}$), в котором содержание смектитового компонента еще больше по сравнению с исходной породой (обр. $\frac{1399-1}{ж-2}$).

Мы уже отмечали, что глинистое вещество, выделенное из различных по литологии и генезису осадков, в одном и том же районе часто имеет близкий минералогический состав. Это касается песчано-глинистых, алевроитово-глинистых, глинистых, карбонатных, кремнистых илов. Исключение составляют: 1 — фации терригенных турбидитов, где отмечено колебание содержаний гидрослюд и смектитов в зависимости от литологического состава пород; 2 — фации глинисто-пелловых осадков внешней зоны вулканизма, в составе глинистого вещества которых доминируют смектиты; 3 — фации песчано-глинистых илов, измененных гидротермальными процессами, в которых также возрастает роль смектитов.

С целью выяснения возможности аутигенного каолинообразования в кремнистых илах (Коссовская и др., 1975) мы изучили фр. $<0,001$ мм на ст. 1397-5, 1407, 1413-1, 1415, 1442. Среди эвпелагических глин установлены глинисто-кремнистые илы коричневого или светло-зеленого цвета (этмодискусковые с высокой примесью радиолярий, чередующиеся с диатомово-радиоляриевыми, радиоляриево-этмодискусковыми местами с обильными включениями спикул губок, или кремнисто-мергелистые разности (верхи ст. 1442 — этмодискусово-радиоляриево-кокколитовые илы). Содержание $C_{орг}$ в них колеблется от 0,16 до 0,23% в красноцветных глинисто-кремнистых и до 0,84—0,86% в зеленоцветных высококремнистых. На ст. 1413-1, 1413-2, 1415 подняты гемипелагические кремнисто-алевритово-глинистые илы, имеющие коричневый цвет с поверхности и восстановленные на глубине, обогащенные растительными остатками и пиритом. Содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,10 до 0,91%, а кремнистые биогенные частички слагают до 30%. Они имеют смешанный радиоляриево-диатомово-силикофлагеллатовый состав, содержат спикулы губок.

Ни в одной из исследованных проб (см. фиг. 6) не зафиксировано заметного роста содержания 7 А минералов по сравнению с бескремнистыми разностями осадков. На электронных микрофотографиях кремнистых глин (см. фиг. 3, к) встречены лишь остатки кремнистых панцирей и хлопьевидные примазки смектита.

Одним из источников аллотигенного глинистого вещества являются породы континента, в составе глинистых продуктов разрушения и перераспределения которых доминируют гидрослюды. Существенно гидрослюдистые глинистые осадки из данных источников сноса накапливаются в Желтом, Восточно-Китайском, северной и северо-западной частях Филиппинского моря.

Другим важным источником аллотигенных глин являются породы внутриокеанических и островодужных поднятий, в составе глинистых продуктов разрушения и перераспределения которых преобладают смектиты.

При движении от прибрежных (материковых и островных) районов в пелагические вследствие механической дифференциации происходит частичное выпадение из взвеси каолинитов, гидрослюд, хлоритов и некоторое обогащение их смектитами. Одновременно в участках с расчлененным подводным рельефом движущаяся взвесь местами обогащается эдафогенным смектитом из продуктов подводного разрушения пород океанического дна. Подобным образом, вероятно, сформировались глинистые осадки в центральной части Филиппинского моря. На склонах и у подножий подводных хребтов, желобов (в районах хр. Кюсю-Палау, желобов Японского и Марианского и др.) подводные источники сноса становятся иногда главными поставщиками обломочного и глинистого вещества осадков.

На формирование состава глинистых ассоциаций оказывают также влияние барьерный эффект суши, степень расчлененности дна, скорости и направления океанических течений, проявления процессов биологической фильтрации, диагенетическое, гидротермальное, возможно, в очень небольшом объеме, гальмиролитическое смектитообразование.

Таким образом, глинистое вещество пелагических осадков западной части Тихого океана полигенно, имеет сложный минеральный состав. Оно сформировалось из различных источников сноса и местами претерпело существенные преобразования при транспортировке либо в постседиментационных процессах.

В различных частях характеризуемого района на формирование минерального состава глин влияли различные конкретные комбинации минералообразующих процессов, что мы стремились показать в настоящей статье.

- Андрущенко Г. Ф., Градусов Б. П., Ероцев-Шак В. А., Яшина Р. С., Борисовский С. В. Состав, строение метаморфизованных железомарганцевых конкреций, жильных новообразований гидроокислов марганца и вмещающих их пелагических осадков в Южной котловине дна Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л. Аутигенный монтмориллонит в донных осадках станции 655 к югу от Калифорнийского залива.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П. Глинистые минералы в осадках на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л., Чижикова Н. П. К вопросу о природе и генезисе глинистых минералов в рудоносных осадках Красного моря.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1.
- Валетон И. Бокситы. «Мир», М., 1974.
- Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, кн. I, «Наука», М., 1970.
- Горбунова З. Н. История накопления глинистых минералов в Тихом океане в кайнозое по данным глубоководного бурения.— Океанология, 1975, № 5.
- Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Серова В. В., Живаго В. Н. Тонкодисперсные минералы в осадках и климатическая зональность.— В кн.: I съезд советских океанологов. Геология морей и океанов, вып. III. «Наука», М., 1977.
- Градусов Б. П. Глинистые минералы в почвах и их влияние на минералогический состав современных отложений океанов.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. «Наука», М., 1975.
- Градусов Б. П. Закономерности размещения гидрослюд в поверхностных осадках океанов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 4.
- Градусов Б. П., Зотов А. В. Низкотемпературный пиррофиллит в современных поверхностных образованиях около кислых источников на о. Кунашир.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 6.
- Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Кристаллохимические формы и генетические типы смектитового компонента в современных осадках.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 3.
- Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глинистые минералы лессов.— Докл. АН СССР, минералогия, 1976, т. 229, № 6.
- Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Факторы и география глинистых минералов речного стока.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2.
- Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Факторы и принципы локализации смектитового компонента в почвах и поверхностном слое осадков.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 6.
- Гречин В. И. Миоценовые отложения западной Камчатки.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 282. «Наука», М., 1972.
- Живаго В. Н., Серова В. В. Минералогия золотой взвеси над центральными районами Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.
- Коссовская А. Г. Геокристаллохимия в решении проблем литологии.— В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. «Наука», М., 1975.
- Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А., Дмитрик А. Л., Ломова О. С., Серебренникова Н. Д. Минералогия и генезис мезокайнозойских отложений Атлантического океана (по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер»).— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Курносов В. Б. Распределение глинистых минералов в осадках Восточно-Китайского и северо-западной части Филиппинского морей.— Тр. Тихоокеанского океанологического института, № 7, 1975.
- Курносов В. Б., Мурдмаа И. О. Глинистые минералы в современных осадках окраинных морей западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5.
- Курносов В. Б., Скорякова Н. С., Мурдмаа И. О., Шевченко А. Я., Нарнов Г. А. Морфологически необычные монтмориллониты в продуктах подводного выветривания палагонитизированного стекла.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4.
- Лисицын А. П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океане.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.
- Лискун И. Г., Бадамгарав Д. Литология кайнозоя Монголии. «Наука», М., 1977.
- Муравьев В. М. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Мурдмаа И. О., Демиденко Е. Л., Курносов В. Б., Фаустов С. С. О составе и скорости накопления глинистых осадков в Филиппинском море.— Океанология, 1977, т. XII, вып. 3.
- Синицын В. М. Климат латерит-бокситов. «Недра», Л., 1976.
- Мэтьюз Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу и западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», М., 1973.

- Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гналокластиты и некоторые аспекты их минерального преобразования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Черняховский А. Г., Градусов Б. П. Почвенно-элювиальный процесс и его роль в гумидном литогенезе современного континентального блока.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1.
- Biscaye P. S. Mineralogy and Sedimentation of the fine fraction in the Atlantic Ocean and Adjeacent Seas and Oceans.— Geochemistry Technical Report 8, Department of Geology, Yale University, 1964.
- Moort Van I. C. A comparative study of diagenesis alteration of clay minerals in Mezo-zoic sholes vom Papua New Guinea and in Tertiary aholos von Louisiana, USA.— Clays and clay mineral., 1971, v. 19, № 1—2.

ГИН АН СССР
Почвенный институт
Ин-т океанологии,
Москва

Дата поступления
8.I.1979

УДК 551.35.352 : 551.31 (267.5)

СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОНОСНОЙ ТОЛЩИ ВПАДИНЫ АТЛАНТИС-II (КРАСНОЕ МОРЕ)

Г. Ю. БУТУЗОВА, Н. А. ЛИСИЦЫНА, В. А. АЛЕКСАНДРОВА, Е. В. ШУРЫГИНА

В результате изучения вещественного состава рудных осадков впадины Атлантис-II выделены и охарактеризованы основные минеральные компоненты, показаны особенности их состава и распределения в рудной толще. Главными компонентами рудных осадков являются гидроокислы железа и кремнезем, в сумме составляющие, как правило, более 70%. Остальные рудообразующие компоненты представлены сульфидами железа, цинка, меди, окислами марганца, карбонатами железа и марганца, железистыми смектитами. Они, как правило, не образуют выдержанные прослои и притомливо чередуются в разрезе.

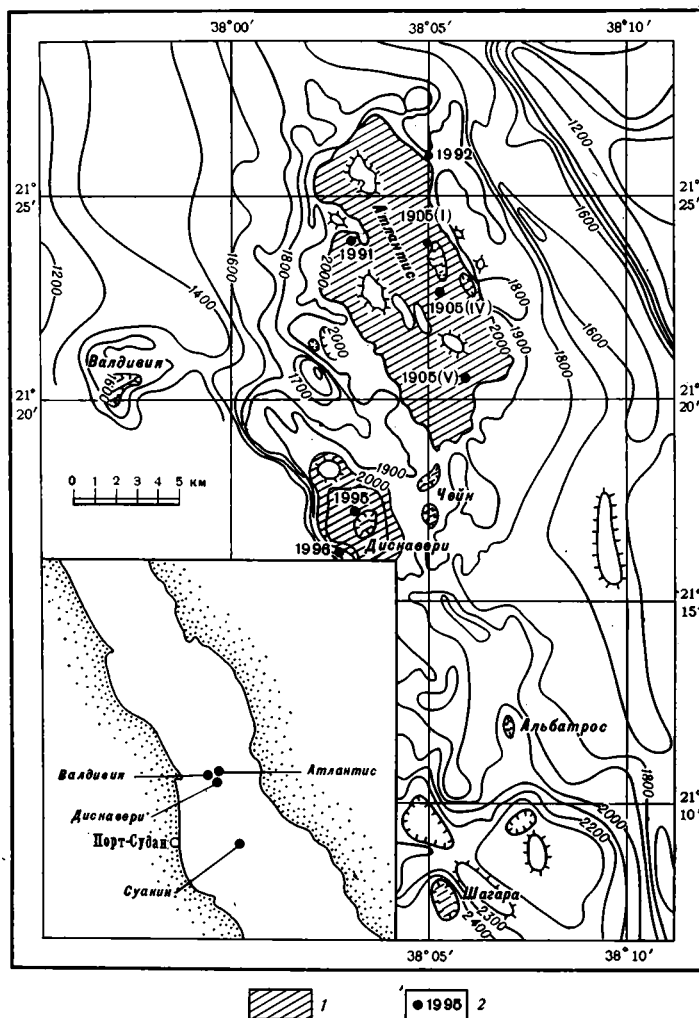
В целом рудная толща имеет зональное строение. Верхняя ее часть относительно однородна и состоит преимущественно из рентгеноаморфного материала, нижняя имеет более сложный состав, в ней значительно шире развиты кристаллические фазы. Показана важная роль постседиментационных преобразований, выражающаяся как в увеличении степени окристаллизованности основных компонентов осадка, так и в формировании новых минеральных видов.

В последние годы геотермальная система Красного моря привлекает внимание исследователей разного профиля, являясь уникальным объектом для изучения процессов современного гидротермального рудообразования. Как известно, бассейн Красного моря расположен в активно развивающейся рифтовой зоне с интенсивными проявлениями вулканической деятельности, в результате чего происходит формирование весьма специфического стратиформного комплексного железомарганцево-полиметаллического месторождения. Геотермальная система Красного моря может рассматриваться как природная модель, изучение которой открывает большие возможности для сравнения с процессами древнего рудообразования и понимания генезиса вулканогенно-осадочных месторождений геологического прошлого.

В осевой части Красноморского трога на базальтах залегает осадочная толща, в основании которой расположены верхнемиоценовые эвапориты мощностью до 2000 м. Эвапориты покрываются биогенно-терригенными илами плио-плейстоценового возраста, мощность которых, по данным глубоководного бурения, в центральной части Красного моря около 200 м (Backer, Richter, 1973).

В Красном море установлено присутствие нескольких обособленных впадин, заполненных термальными рассолами, покрывающими отложения, в разной степени обогащенные рудными компонентами (фиг. 1).

Наиболее полно процессы рудообразования проявляются во впадине Атлантис-II, что приводит к накоплению комплекса разнообразных рудоносных осадков, изучение которых представляет большой теоретический и практический интерес.



Фиг. 1. Схема расположения станций
1 — рассолоносные впадины; 2 — колонки

Впадина Атлантис-II расположена в центральной части Красноморского трога и представляет собой удлиненную котловину, вытянутую в северо — северо-западном направлении. Ее размеры по изобате 2000 м составляют 14×5 км, максимальная глубина на юго-западе достигает 2170 м, наклон бортов впадины около 35° в восточной части и $5-15^\circ$ в других частях. Для впадины Атлантис-II характерны сложные формы рельефа дна. Небольшие возвышенности в центральной части достигают отметок 1900 м. Впадина заполнена горячими рассолами, образующими два слоя. Температура верхнего слоя, по замерам 1963 г., составляла $44,2^\circ$, соленость 123‰ , средняя температура нижнего слоя $56,5^\circ$ С, соленость 257‰ . Новые замеры температуры в 1972 г. показали, что температура нижнего рассола повысилась до 60° С, верхнего — до 50° С, что свидетельствует о продолжающемся поступлении тепла снизу. Кислород в рассолах отсутствует (Emery et al., 1969; Weber-Diefenbach, 1977). Рассолы покрывают толщу рудоносных осадков, температура которых выше, чем у рассолов, и достигает $62,3^\circ$ С. Мощность этих осадков, по сейсмическим данным, обычно составляет 20—30 м и уменьшается в северном направлении, а также на поднятых участках дна

(Ross et al., 1969; Hackett, Bischoff, 1973). Рудные осадки залегают на биогенно-терригенных илах (Bischoff, 1969), на отдельных участках дна они покрывают базальты (DSDP, v. XXIII, 1974), а местами, как показали наши наблюдения, лежат непосредственно на эвапоритах.

Для понимания механизма рудообразующих процессов важное значение имеет детальное изучение вещественного состава современных металлоносных осадков, их минералогии, химизма и общего строения рудной толщи.

Первое общее описание отложений рассолоносных впадин Красного моря выполнено А. Р. Миллером с соавторами (Miller et al., 1966). Более детальное изучение этих отложений проведено Дж. Бишоффом (Bischoff, 1969), которым в составе рудоносных осадков впадины Атлантис-II выделены следующие фации: обломочная, железистого монтмориллонита, гетита и аморфных гидроокислов железа, сульфидная, манганосидеритовая, ангидритовая и манганитовая. Согласно представлениям Бишоффа, выделенные фации отражают четко выраженную временную последовательность осадконакопления и прослеживаются по простирацию в пределах всей впадины. По его мнению, каждая фация указывает на преобладание какого-либо одного процесса минералообразования.

В более поздних работах Бишоффа с соавторами рассматривается общее строение рудной толщи и последовательность фаций в разрезе. Собственно рудные осадки, по данным этих авторов, в пределах всей впадины Атлантис-II залегают непосредственно на нормальных карбонатных илах Красного моря. В основании рудоносной толщи прослеживается маломощный горизонт сульфидов. Этот горизонт перекрывается фацией окислов и гидроокислов железа с двумя сульфидными горизонтами, которые также простираются по всей впадине Атлантис-II. Верхняя часть рудоносной толщи представлена наиболее мощной и выдержанной по простирацию фацией железистого монтмориллонита. Другие фации (манганосидеритовая, манганитовая) распределяются беспорядочно внутри силикатной и окисной фаций (Hackett, Bischoff, 1973; Shanks, Bischoff, 1977).

В отличие от Бишоффа с соавторами немецкие исследователи показали, что фациальный состав рудоносных осадков более разнообразен, фации, как правило, не выдержаны по простирацию, прихотливо чередуются в разрезе и редко встречаются в чистом виде. Несмотря на крайнюю изменчивость состава рудоносной толщи, Беккер и Рихтер попытались создать обобщенную схему ее строения, выделив в разрезе четыре зоны: нижнюю — обломочно-окисно-пиритную (ДОП), нижнюю — сульфидную (SU_1), окисную (СО), верхнюю — сульфидную (SU_2) и венчающую разрез — аморфно-силикатную (АМ) (Bäcker, Richter, 1973).

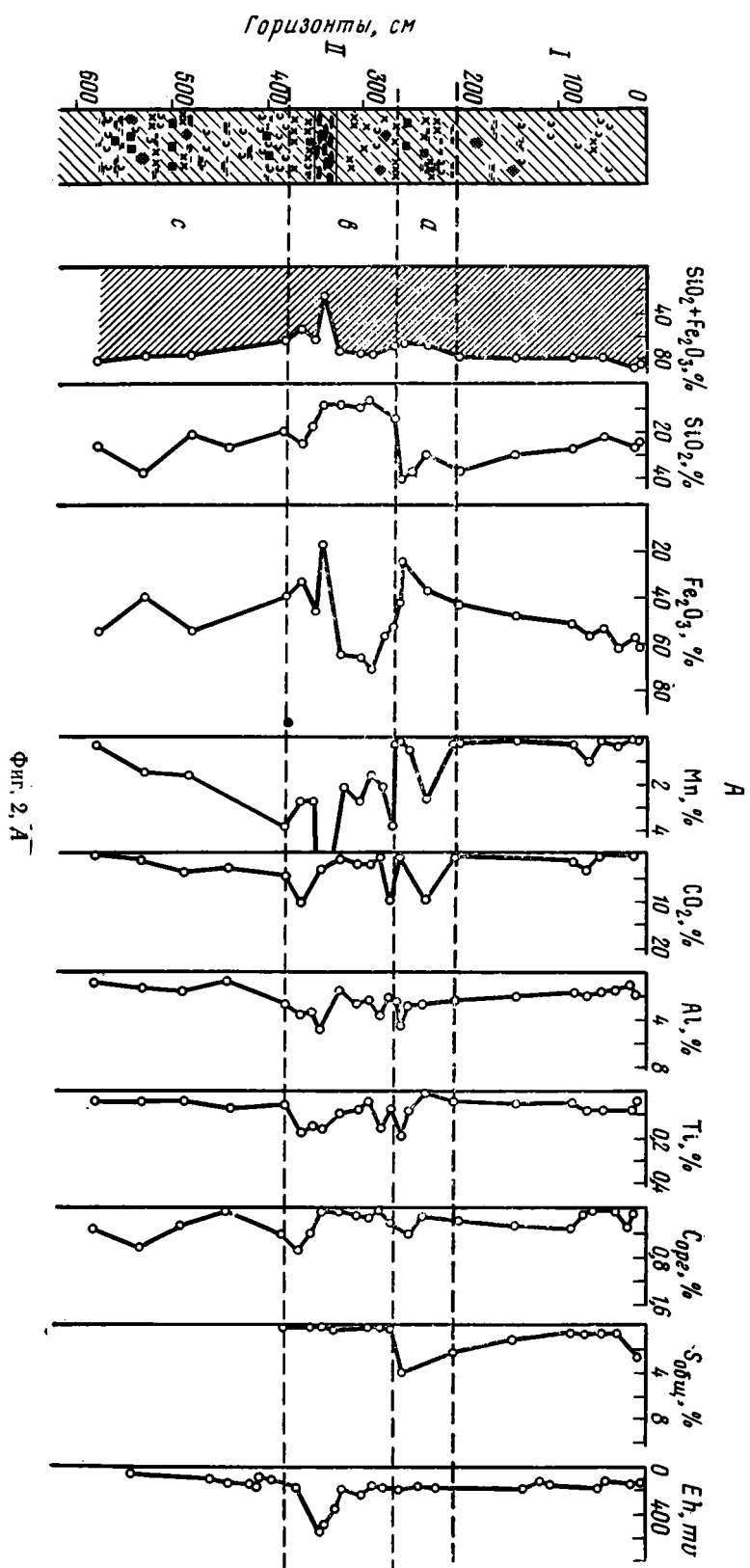
Сопоставление данных, полученных разными авторами, показывает, что несмотря на большой объем проведенных исследований, общее строение и вещественный состав рудной толщи изучены недостаточно полно. В связи с этим имеющиеся представления о соотношении разных типов рудоносных осадков в разрезе, о характере их распространения, а также истолкование некоторых вопросов генезиса часто противоречивы.

В настоящей работе приводятся новые данные по строению и вещественному составу рудной толщи впадины Атлантис-II. Материал для исследования собран авторами в 1976 г. в 22-м рейсе НИС «Академик Курчатов» трубкой большого диаметра (196 мм), а также дночерпателем «Океан-50» и трубкой системы «Кастен». Всего в пределах впадины Атлантис-II получено семь колонок, из них детально изучены пять. Местоположение станций показано на фиг. 1. Максимальная мощность колонок 6—6,5 м. Предварительное изучение вещественного состава осадков проводилось на борту судна. Непосредственно после подъема

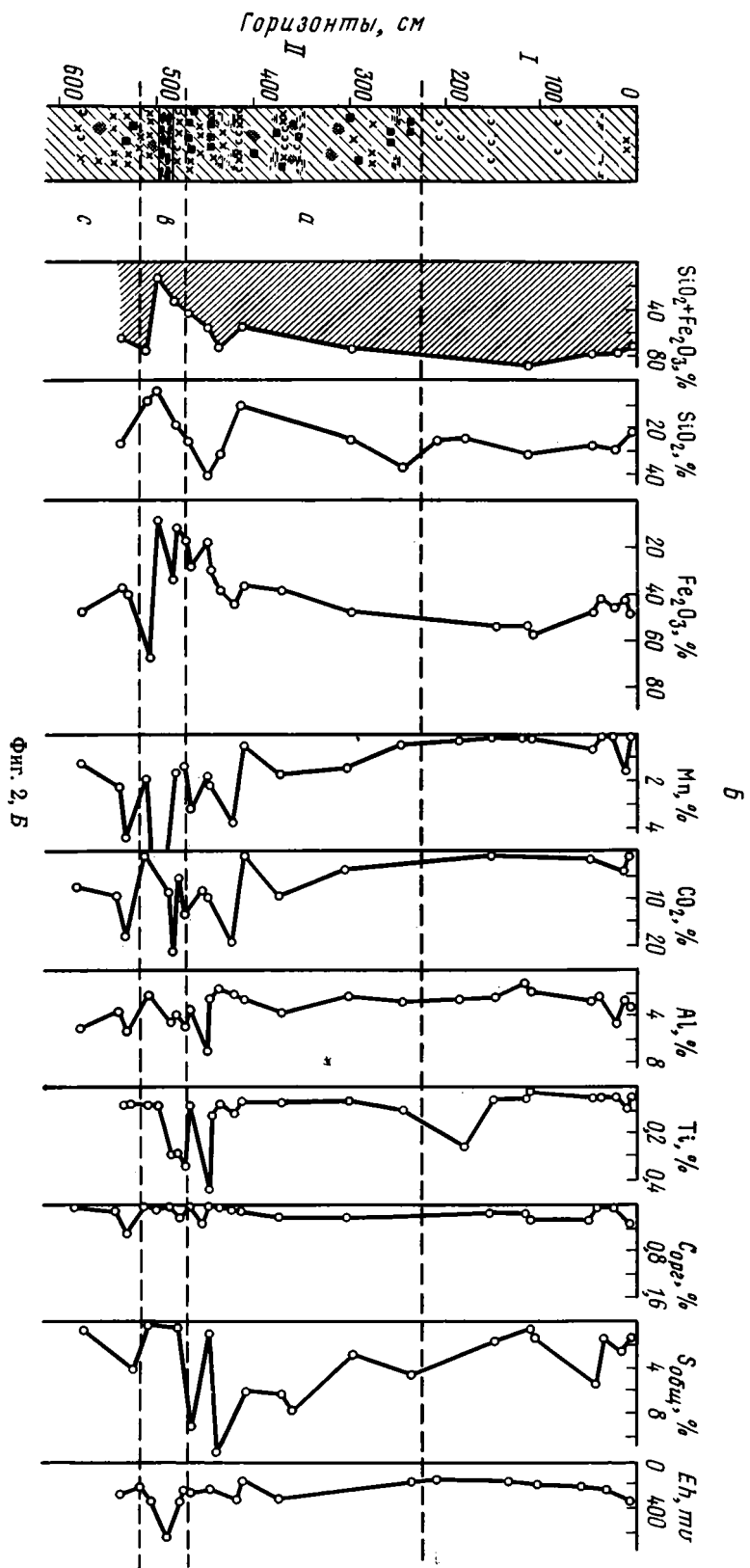
трубок производились замеры pH, Eh и влажности илов; проведено визуальное описание кернов, а также петрографическое изучение осадков в мазках (смерслайдах). Для дальнейших исследований в лабораторных условиях образцы консервировались во влажном состоянии. С целью изучения осадков в шлифах пробы отбирались через 5—30 см. Всего просмотрено около 300 шлифов. Для выяснения химического состава производился отбор образцов с интервалом 10—50 см в зависимости от состава осадка. Всего изучено более 100 образцов. В стационарных условиях (химическая лаборатория ГИН АН СССР) выполнены определения Al, Ti, Fe, Mn, SiO₂, CO₂, C_{орг}, S, P и выборочно катионов (K, Na, Ca, Mg, Ba). Для детальных минералогических исследований образцы разделялись на размерные фракции с последующим выделением мономинеральных (30 образцов). Для идентификации минералов, изучения их состава, морфологии и структуры наряду с микроскопическими и химическими исследованиями применялись методы рентгеноструктурного анализа, электронной микроскопии, микродифракции, ИК-спектроскопии (лаборатория физических методов исследований ГИН АН СССР).

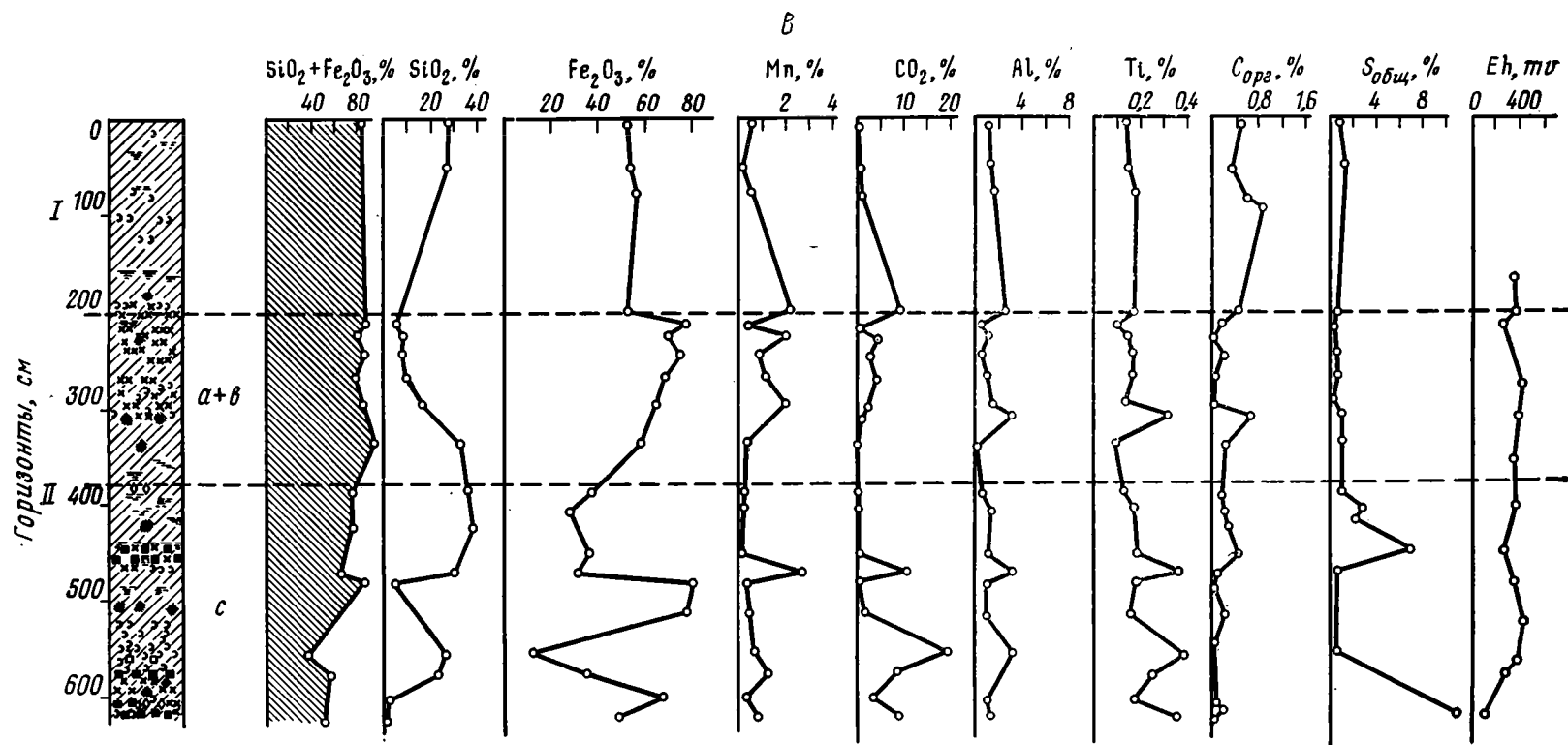
Комплексное изучение рудоносных осадков впадины Атлантис-II показало крайнюю их неоднородность, которая выражается в лестроте окраски, изменчивости физических свойств, химического и минералогического состава. Особенности строения и состава осадков показаны на примере трех колонок (фиг. 2). Детальное послойное изучение колонок и их сопоставление позволило с некоторой долей условности разделить рудную толщу на две части. Верхняя часть I мощностью 2—2,5 м сложена тонким гелеподобным сильно обводненным илом (влажность от 60—70 до 90—95% в покрывающем слое). Осадки окрашены преимущественно в красно-бурые тона. Местами наблюдается неясная полосчатость за счет изменения окраски от темно-бурой, почти черной, до более светлой — ярко-красной, оранжевой и ржаво-охристой. Во всех колонках обнаружены прослои мощностью до 50 см более плотного ила творожистой консистенции. Внутри прослоев присутствуют тонкие линзы зеленовато-серого и зеленого цвета. По данным микроскопии, ил, составляющий верхнюю часть толщи, состоит преимущественно из кремнежелезистой гелевидной массы микроглобулярной структуры (фиг. 3, а). В массе ила встречаются отдельные линзовидные прослои, содержащие микровкрапленность и пылевидные скопления сульфидов. Проведенное на судне Э. А. Остроумовым качественное опробование осадков на содержание в них сульфидов, легко растворимых в HCl, также показало, что сульфиды присутствуют в отдельных горизонтах этой части разреза. Осадки верхней части толщи в основном рентгеноаморфны, лишь местами гидроокислы железа включают гетит. В составе линз и участков чешуйчатого строения, окрашенных в зеленый цвет, обнаружены глинистые минералы, относящиеся к группе железистых смектитов, которые представляют собой начальные продукты раскристаллизации железистокремневого геля. Во всех колонках наблюдаются редкие прослои и линзы, содержащие аутигенные карбонаты железа и марганца. Для осадков верхней части рудной толщи характерно низкое содержание биогенно-терригенного материала и сравнительно равномерное его распределение в массе ила. Этот материал состоит из карбонатных раковин фораминифер, птеропод, фосфатных органических остатков, а также редких зерен кварца, полевых шпатов, вулканического стекла и темноцветных минералов. Величины Eh в осадках верхней толщи, как правило, составляют +150 ÷ +300 mv при значениях pH от 5,4 до 6,2.

В отличие от верхней части рудной толщи, сравнительно однородной по окраске и вещественному составу, нижняя часть II имеет более сложное строение. Для нее характерно частое и неравномерное чередование слоев разной окраски, плотности и вещественного состава. Слоистость

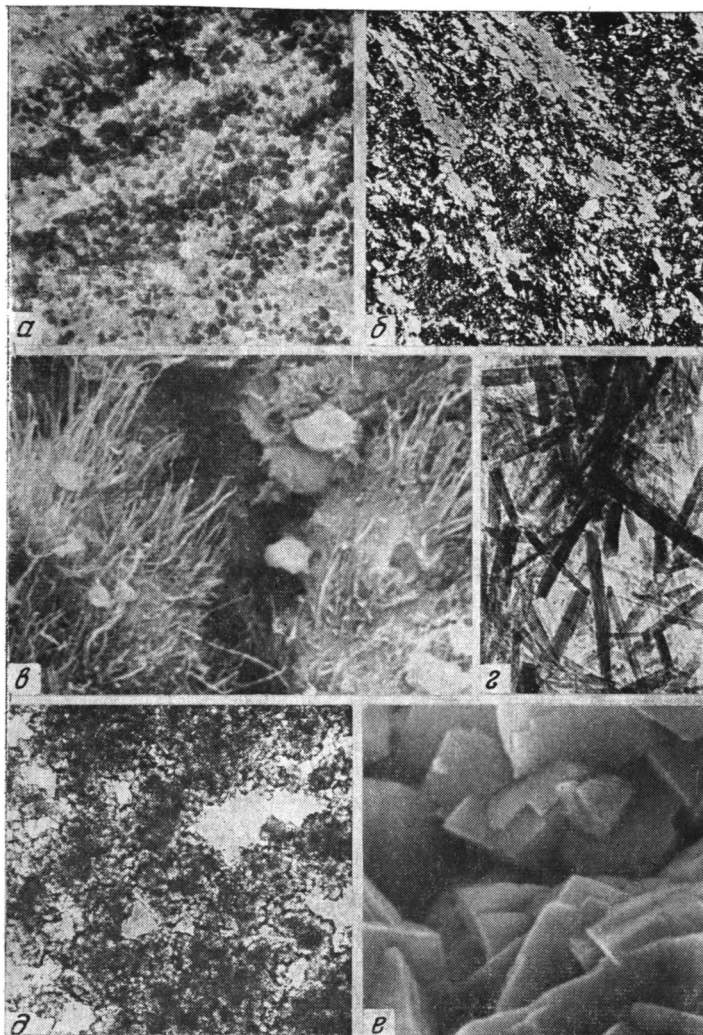


Фиг. 2, А





Фиг. 2. Вещественный состав рудоносных осадков и распределение в них главных химических компонентов
 А — ст. 1905 (4); В — ст. 1905 (5); В — ст. 1991

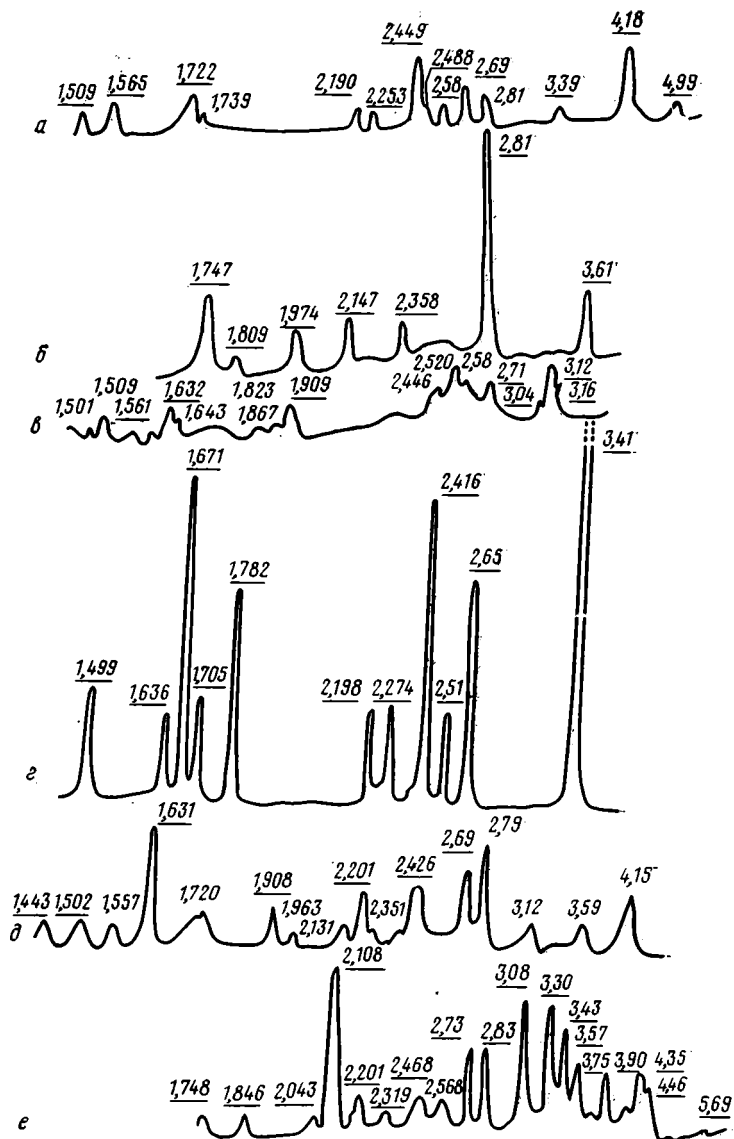


Фиг. 3. Формы выделения и морфология минералов в рудоносных осадках впадины Атлантис-II

а — шлиф, кремнежелезистый гель микроглобулярной структуры, $\times 300$, николь I; *б* — шлиф, железистый смектит микрочешуйчатого строения, $\times 200$, николи +; *в* — структура аутигенных глинистых минералов под сканирующим электронным микроскопом, видна нитевидная форма частиц, образующих пучки, $\times 1500$; *г* — то же под просвечивающим электронным микроскопом, видна удлиненная планковидная форма частиц, $\times 15000$; *д* — шлиф, скопление аутигенных кристаллов железистых карбонатов (манганосидерит), $\times 200$, николь I; *е* — то же под сканирующим электронным микроскопом, $\times 4000$

выражена более четко. Окраска слоев разнообразна. Чередуются прослои серого, зеленовато-серого, зеленого, горчично-желтого, бурого, бежево-серого, ржаво-охристого, черного цвета. Мощность прослоев меняется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Гелеподобные прослои сменяются более плотными, иногда твердыми слоями и пачками плитчатого строения.

Изучение вещественного состава осадков нижней части толщи показало, что в отличие от верхней ее части, сложенной слабоокристаллизованным, преимущественно рентгеноаморфным материалом, здесь значительно больше развиты кристаллические фазы. Так, наряду с аморф-



Фиг. 4. Дифрактограммы минералов
 а — гетит, ст. 1991, глубина 580—605 см; б — манганосидерит, ст. 1991, глубина 445—460 см; в — сфалерит, ст. 1905 (5), глубина 255—265 см; г — манганит, ст. 1905 (4), глубина 338—350 см; д — пирит, ст. 1991, глубина 615—625 см; е — барит, ст. 1991, глубина 380—390 см. Межплоскостные расстояния рефлексов, характерных для каждого минерала, подчеркнуты.

ными гидроокислами железа часто встречается гетит (фиг. 4, а), иногда гематит. Продуктами раскристаллизации кремнежелезистого геля являются глинистые минералы, которые образуют линзовидные прослои и участки ила, окрашенные в зеленый цвет. Их количество в нижней части толщи значительно выше, чем в верхней. По данным микроскопии, эти участки имеют чешуйчатое строение (см. фиг. 3, б). Как показали комплексные исследования глинистых минералов, они представляют собой метастабильные, высокожелезистые, смешанослойные образования с преобладанием смектитовых слоев, имеющие тенденцию к преобразованию в слюистые минералы глауконит-селадонитового типа (Бутозо-

ва и др., 1979). Под сканирующим электронным микроскопом видно, что они имеют нитевидную форму, прямые и изогнутые нити образуют пучки (см. фиг. 3, в). Этим минералам присуща удлинённая планковидная форма частиц, отчетливо проявляющаяся под электронным микроскопом при больших увеличениях (см. фиг. 3, г).

Для нижней части рудоносной толщи характерно широкое развитие карбонатов. С помощью рентгеноструктурного и химического анализов они идентифицируются как сидериты¹, в которых железо в разной степени замещено марганцем, в меньшей степени — магнием и кальцием (см. фиг. 4, б). Мanganосидериты образуют прослои, скопления и линзы, состоящие из ромбовидных кристаллов, радиально-лучистых агрегатов и сростков (см. фиг. 3, д), которые часто окрашены гидроокислами железа в красный цвет. Морфология идиоморфных кристаллов манганосидерита видна на фиг. 3, е.

В осадках нижней части рудной толщи присутствует неравномерно распределённый биогенно-терригенный материал, общее количество которого несколько выше, чем в верхней части толщи. Он также представлен главным образом скелетами фораминифер и птеропод, фосфатными органическими остатками с небольшой примесью терригенных зерен кварца, полевых шпатов, хлорита, вулканического стекла, темноцветных минералов. Преобладающие значения E_h в осадках нижней части толщи так же, как и в верхней, $+150 \div +300 \text{ mv}$, $pH = 5,4-6$.

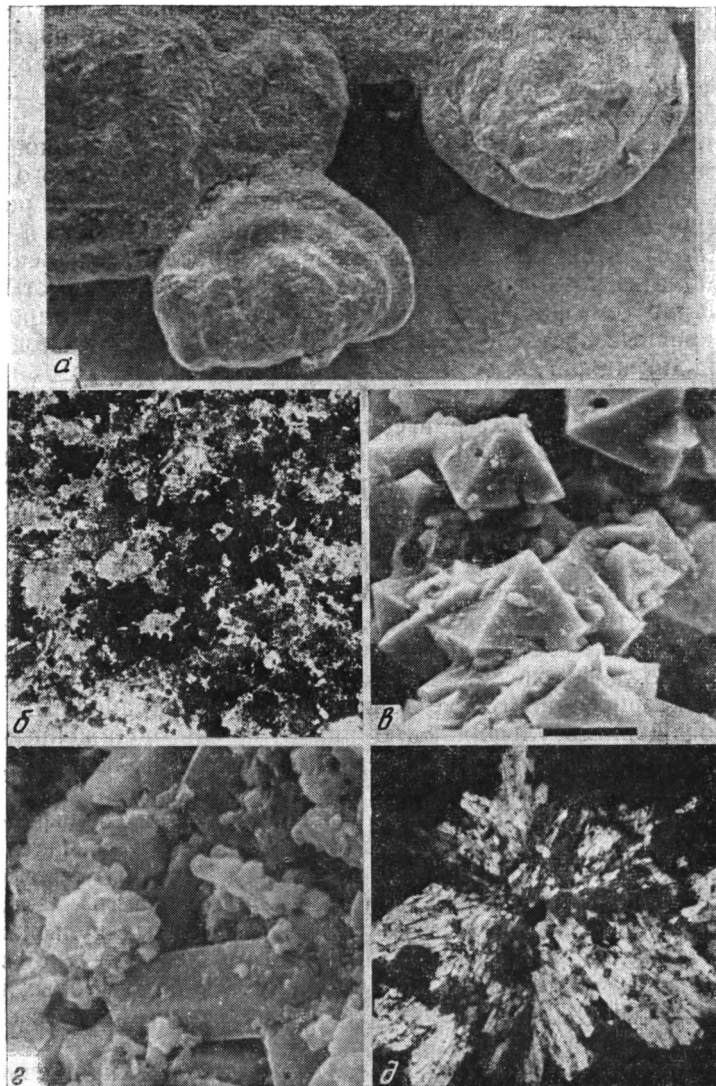
При всей пестроте и сложности осадков нижней части толщи различия в вещественном составе позволяют разделить ее на три пачки *a*, *b*, *c* (см. фиг. 2). Для верхней пачки *IIa* изменчивой мощности от 50 до 250 см характерно присутствие тонких прослоев, окрашенных в черный цвет и обогащенных сульфидами. В них отмечены пониженные величины E_h ($+90 \div +50 \text{ mv}$), а в некоторых прослоях наблюдаются отрицательные значения этих величин.

Качественный анализ осадков на содержание в них сульфидов, легко растворимых в HCl , показал их широкое развитие в этой части разреза. Поскольку сульфиды, как правило, не фиксируются при рентгеноструктурных исследованиях, по-видимому, основная их часть находится в аморфном состоянии. Присутствие рентгеноаморфных сульфидов меди и цинка в металлоносных осадках Красного моря отмечено в работе Брокампа с соавторами (Brokamp et al., 1978). В некоторых прослоях при рентгеноструктурном анализе удалось обнаружить слабо окристаллизованный сфалерит (см. фиг. 4, в).

Для средней пачки *IIa*, также слоистой и пестро окрашенной, мощностью от 50 до 130 см, характерно присутствие четких прослоев черного однородного, очень тонкого маслянистого ила мощностью от 1—5 до 10—15 см. Величины E_h в этих прослоях резко возрастают до $+560 \div +600 \text{ mv}$. В них присутствуют почковидные выделения и микростяжения гидроокислов марганца (фиг. 5, а). По данным рентгеноструктурного, термического и химического анализов, эти образования представлены преимущественно хорошо окристаллизованным манганитом (см. фиг. 4, г).

Нижняя пачка разреза *IIc*, лишь частично вскрытая колонками, имеет видимую мощность от 60 до более 200 см. Так же как и верхняя пачка нижней толщи, она характеризуется присутствием прослоев, содержащих сульфидные минералы. Сульфиды, разлагаемые в соляной кислоте, слабо развиты, на что указывают результаты качественного опробования осадков, проведенные на борту судна. Преобладающей минеральной формой сульфидов является сфалерит (фиг. 5, б), встречаются также марматит и халькопирит. Наряду с сульфидами цинка и меди в ряде горизонтов, по данным рентгеновского анализа, присутствует пирит (см. фиг. 4, д), который образует отдельные кристаллы октаэдри-

¹ Далее эти минералы описываются нами под общим названием «манганосидерит».



Фиг. 5. Формы выделения и морфология минералов в рудоносных осадках впадины Атлантис-II

a — почковидные выделения гидроокислов марганца под сканирующим электронным микроскопом, $\times 80$; *b* — шлиф, вкрапленность сульфидов цинка и меди, $\times 160$; николь I; *v* — идиоморфные кристаллы пирита под сканирующим электронным микроскопом, $\times 1500$; *z* — идиоморфные кристаллы барита под электронным сканирующим микроскопом, $\times 4000$; *d* — шлиф, радиально-лучистые агрегаты гипса, $\times 125$, николь +

ческой формы, а также их скопления (см. фиг. 5, *v*). Величина Eh обогащенных сульфидами прослоев понижена до $+40 \div -90$ mv. В некоторых прослоях нижней пачки нами обнаружен барит (фиг. 4, *e*). Он встречается в виде микрокристаллических агрегатов характерного габитуса размером 0,1—0,05 мм, а также отдельных сферолитов, мелких кристалликов и друз размером 0,01 мм (ст. 1991, горизонт 380—390 см). В этой же колонке (горизонт 615—625 см) барит образует водяно-прозрачные идиоморфные кристаллы и крестообразные двойники размером 0,1—0,01 мм (фиг. 5, *z*), где он встречается совместно с пиритом.

В одном из прослоев нижней пачки на ст. 1905(4), глубина 515—525 см, обнаружены единичные выделения оксихлорида меди (атакамита) сферической формы, ярко-зеленого (малахитового) цвета размером 0,1—0,01 мм. Можно предположить более широкое развитие в осадках оксихлоридов металлов, которые фиксируются лишь в единичных случаях, поскольку они переходят в раствор при промывании осадков дистиллированной водой для удаления солей.

Разделение нижней части рудной толщи на три пачки достаточно условно, поскольку как сульфидные, так и манганитовые прослои прослеживаются не во всех колонках, причем вмещающие осадки всех трех пачек довольно близки по окраске, характеру слоистости и составу.

Для осадков рудной толщи в целом характерно широкое распространение сульфатов кальция, неравномерно распределенных в массе ила. Наиболее распространенным сульфатным минералом является ангидрид, образующий характерные идиоморфные таблитчатые и призматические кристаллы, которые отчетливо фиксируются при изучении натурального свежееотобранного осадка в мазках (смерслайдах). Размер кристаллов, как правило, 0,1—0,5 мм. При описании шлифов кристаллы ангидрита обнаружены лишь в единичных случаях, в частности в колонке 1905(4) в интервале 338—350 см в прослое ила, обогащенного манганитом. Вместе с тем микроскопическое описание осадков, подтвержденное рентгеноструктурными исследованиями, показывает широкое распространение в них гипса, который встречается, как правило, в виде микрокристаллических агрегатов. В отдельных прослоях и на участках ила, например в колонке 1905(5), горизонт 355—360 см, гипс образует крупные идиоморфные кристаллы, а также сростки, двойники, друзы и сферолиты радиально-лучистого строения (фиг. 5, д). Размер кристаллов и агрегатов гипса, как правило, 0,5—1 и более 1 мм. Эти кристаллы и агрегаты часто окрашены в разные цвета присутствующей в ней примесью ила, захваченного при кристаллизации. По-видимому, основная масса микрокристаллического гипса образовалась за счет гидратации ангидрита при хранении проб, а также при промывке дистиллированной водой для удаления солей. На возможность этого процесса указывают Каплан и др. (Kaplan et al., 1969), а также Харди (Hardie, 1967). Наблюдаемое в мазках широкое развитие ангидрита при редкой его встречаемости в шлифах, а также отсутствие как ангидрита, так и гипса в одних и тех же прослоях ила достаточно убедительно подтверждают это предположение. Крупные идиоморфные кристаллы гипса и их сростки скорее всего первичны, т. е. образуются в самом осадке, так же как и наблюдаемые в шлифах выделения кристаллического гипса, замещающего остатки карбонатных организмов, или выполняющего пустоты от их растворения.

Неоднородность вещественного состава осадков рудоносной толщи отражается в пестром распределении в ней химических компонентов (см. фиг. 2). Необходимо отметить, однако, что преобладающими компонентами осадков для рудной толщи в целом являются окислы железа и кремнезем, находящиеся в разных соотношениях. В верхней части толщи I валовое содержание железа в пересчете на окисное колеблется от 40 до 80% при содержании кремнезема от 20 до 35%. Сумма окислов железа и кремния меняется в небольших пределах и составляет 75—85% осадка. В нижней части рудной толщи II колебания валового содержания железа в пересчете на окисное достигают более широких пределов (от 8 до 80%), содержание кремнезема от 1 до 40%. Сумма этих компонентов меняется от 15 до 90%. Низкие содержания железа (6—11%) и кремнезема (6—10%) наблюдаются в средней пачке нижней толщи IIв, в манганитовых прослоях (ст. 1905(4), горизонт 331—338 см, ст. 1905(5), горизонт 483—500 см), пониженные содержания обоих компонентов характерны также для прослоев, обогащенных карбонатами.

Минимальные концентрации SiO_2 (1—2%) отмечены в прослоях, обогащенных сульфидами (ст. 1991, горизонт 605—625 см).

Карбонатность верхней части рудоносной толщи в целом очень низкая. Содержание CO_2 , как правило, составляет доли процента, а в ряде случаев CO_2 практически отсутствует. В нижней части толщи карбонатность осадков значительно выше, характерна пестрота в распределении CO_2 , количество которого колеблется от долей процента до 22%. По всей толще повышенные значения CO_2 связаны, как правило, с развитием аутигенных карбонатов Fe и Mn, содержание которых заметно возрастает в нижней ее части. Эту связь подтверждает отчетливая корреляция CO_2 и Mn (см. фиг. 2). В нижней части толщи отдельные прослои также заметно обогащены CO_2 за счет биогенного материала.

Содержания марганца в рудоносной толще в целом меняются в широких пределах от сотых долей до 38,5%. Фоновые количества в осадках верхней ее части, как правило, очень низкие и составляют сотые доли процента — максимум до 0,5%. Содержания марганца повышены до 1—1,5% в редких карбонатных прослоях с аутигенным манганосидеритом. В нижней части рудной толщи содержания марганца в целом заметно выше, чем в верхней. Более половины опробованных горизонтов содержат от 1,5 до 3—4% Mn, что связано, как было отмечено выше, с более широким развитием аутигенных карбонатов. Экстремально высокие значения марганца встречены в ряде колонок в средней пачке нижней толщи *IIв* и связаны с прослоями манганита. В колонке 1905(4) на глубине 331—338 см содержание марганца достигает 27,5%, в колонке 1905(5) на глубине 483—500 см — 38,5%. В этих прослоях, как уже указывалось, наблюдаются минимальные содержания железа. В целом можно отметить общую отрицательную корреляцию между железом и марганцем.

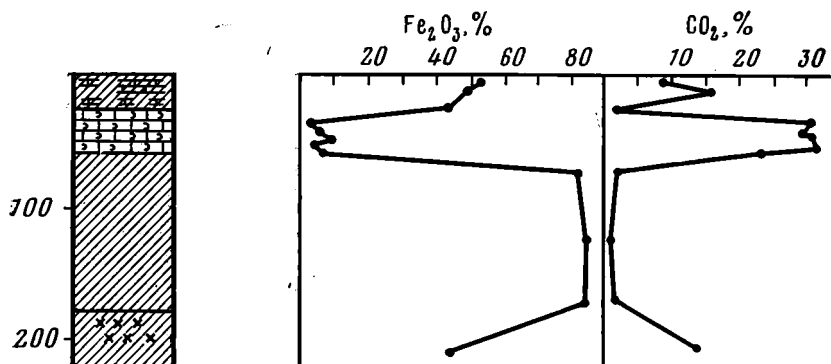
Распределение валовых содержаний серы в осадках рудной толщи крайне неравномерно. В верхней части ее содержания колеблются от десятых долей процента до 3—6%. В нижней части толщи максимальное содержание серы (до 8—12%) наблюдается в верхней и нижней ее пачках *IIa* и *IIc*, в прослоях, обогащенных сульфидами. В осадках средней пачки *IIв* содержания серы минимальные и не превышают десятых долей процента.

Необходимо отметить, что полученные нами содержания серы в рудных осадках несколько занижены, поскольку часть серы могла быть окислена при подготовке проб к анализу в процессе их длительной отмывки дистиллированной водой для удаления растворимых солей. Однако это не нарушает общих закономерностей распределения элемента в рудной толще, о чем свидетельствует четкая связь содержаний серы как с общей зональностью разреза, так и с конкретным минералогическим составом осадков.

Титан и алюминий в осадках верхней части рудной толщи присутствуют в незначительных количествах, которые мало меняются по разрезу (см. фиг. 2). Количество титана составляет, как правило, сотые доли процента, алюминия 1—2, редко до 3%. Низкие содержания обоих элементов отражают незначительное количество терригенной примеси. Несколько повышенное количество терригенной примеси в составе нижней части рудной толщи подтверждается относительно более высокими содержаниями в осадках Al (1—4%), а также титана, которые меняются от 0,05 до 0,3%. Распределение обоих элементов в разрезе нижней толщи значительно более неравномерное, чем в верхней. Во всей рудной толще в целом наблюдается отчетливая коррелятивная связь между титаном и алюминием.

Содержания органического углерода по всей толще рудоносных осадков крайне низкие и, как правило, не превышают 0,5%.

Отмеченные особенности минерального и химического состава осадков, а также строение рудной толщи типичны для внутренней части впадины Атлантис-II в пределах изобаты 2000 м. Изучение осадков ст. 1992, расположенной в краевой части впадины на глубине 1885 м, показало, что они существенно отличаются по окраске, характеру слоистости, вещественному составу и строению разреза (фиг. 6) от осадков внутренней части впадины. В разрезе чередуются пачки тонкого однородного гелевидного ила, окрашенного в красно-бурые и горчично-желтые тона с прослоями более грубого песчано-алевритистого ила более светлой — коричневой, желтовато-серой и серой окраски. Тонкие красновато-бурые осадки состоят преимущественно из кремнежелезистого геля микроглобулярной структуры и содержат 48—83% железа в пересчете на окис-



Фиг. 6. Вещественный состав осадков ст. 1992 и распределение в них Fe_2O_3 и CO_2

ное. Примесь биогенно-терригенного материала незначительна, что отражается в низких содержаниях CO_2 (менее 1%), алюминия (0,1—1,7%) и титана (0,1—0,3%). Более грубые серовато-коричневые прослои состоят преимущественно из остатков карбонатных организмов (главным образом, фораминифер и птеропод), терригенного материала и существенно не отличаются от нормальных карбонатных илов Красного моря, развитых за пределами рудоносных впадин. Содержание CO_2 в этих осадках составляет 20—30%, содержания железа в пересчете на окисное, как правило, составляют 4—6%, количество Ti — 0,2—0,3%, Al — 2—3,5%. Переходы от существенно железистых осадков к нормальным биогенно-терригенным — постепенные, на границе прослоев и пачек наблюдается их частое чередование. В целом отложения ст. 1992 можно рассматривать как переходные к нормальным красноморским осадкам, поскольку отдельные пачки в разрезе сложены биогенно-терригенным материалом и практически не отличаются от осадков за пределами рудоносных впадин. Это подтверждается значениями pH, которые в осадках ст. 1992 значительно выше, чем в рудоносных, и составляют 7,3. Особенности строения осадочной толщи на ст. 1992 отражают изменения уровня термальных рассолов во впадине Атлантис-II, где происходит разгрузка рудоносных гидротерм. Образование высокожелезистых рудных пачек, по-видимому, соответствует этапам активизации гидротермальной деятельности, когда гелеобразные массы перетекали из впадины Атлантис-II и обогащали рудным материалом осадки соседних впадин.

Итак, в результате проведенных исследований установлено, что при крайне сложном составе и строении рудная толща разделяется на две части. Для верхней характерно относительно однородное строение и присутствие основных компонентов осадка преимущественно в аморф-

ном состоянии. Примесь вторичных аутигенных минералов, а также биогенно-терригенного материала крайне незначительна.

Нижняя часть толщи отличается большей неоднородностью. В ее составе значительно более широко развиты кристаллические фазы, характерно присутствие разнообразных аутигенных минералов. Эта часть толщи включает три пачки, отличающиеся присутствием характерных для каждой из них минеральных видов (сульфиды в верхней и нижней пачках, марганит в средней). Преобладающими компонентами осадка, как и в верхней части толщи, являются железо и кремнезем. В целом предложенная нами схема расчленения изученной части рудной толщи не противоречит схеме Бекера и Рихтера (Backer und Richter, 1973). Верхняя часть толщи I соответствует «аморфной зоне» (АМ), нижняя часть II содержит три пачки. Верхняя пачка IIa отвечает верхней сульфидной зоне (SU_2), средняя IIв — окисной (СО) и нижняя IIс — нижней сульфидной зоне (SU_1). Расположенная в основании разреза обломочно-окисно-пиритная зона (ДОР) нашими колонками не пройдена.

Необходимо отметить, что зоны, выделенные Бекером и Рихтером, прослеживаются не во всех колонках впадины Атлантис-II. Наиболее однородной и выдержанной по мощности и простираению является верхняя часть толщи I, соответствующая аморфной зоне Бекера и Рихтера АМ или ферримонтмориллонитовой фации Бишофа. Нижняя часть толщи не всегда четко подразделяется на три пачки. В одних разрезах могут отсутствовать сульфиды, в других — гидроокислы и окислы марганца. Например, в колонке 1991 сульфиды обнаружены лишь в основании разреза, а прослой, обогащенные окислами марганца, отсутствуют. Отсюда следует, что не только фации, выделенные Бишофом, но и более обобщенные зоны Бекера и Рихтера не выдержаны по простираению в пределах всей впадины Атлантис-II.

Изучение рудоносных осадков выявило важную роль постседиментационных преобразований в формировании их минерального состава. Во всех колонках сверху вниз по разрезу наблюдается общее увеличение степени окристаллизованности минеральных фаз. Преобладающие в верхней части толщи аморфные гидроокислы железа частично переходят в гетит, а местами — в гематит, кристаллическая структура которых подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. Сверху вниз по разрезу наблюдается также постепенная раскристаллизация железисто-кремневого геля с образованием ряда железистых смешанослойных глинистых минералов (Бутузова и др., 1979), хорошо окристаллизованный пирит, как правило, развит в нижней части изученных нами колонок. Сверху вниз возрастает степень окристаллизованности сфалерита, увеличивается содержание манганосидерита.

Вопросы генезиса рудных осадков рассолоносных впадин Красного моря рассмотрены в ряде работ (Bischoff, 1969; Schanks, Bischoff, 1977; Becker, 1976; Weber-Diefenbach, 1977, и др.). Одним из наиболее важных и дискуссионных является вопрос об источнике рудных компонентов. Большинство исследователей считает, что растворы, обогащенные рудными компонентами, имеют магматогенное происхождение при подчиненной, но существенной роли процессов выщелачивания вмещающих пород агрессивными горячими рассолами. В пользу этого предположения свидетельствуют аномально-высокие содержания и парагенезис ряда химических элементов, а также данные по исследованию изотопов серы (Hartman, Nielsen, 1966; Kaplan et al., 1969), стронция, свинца и углерода (Degens, 1970). Предполагается, что основной формой поступления рудных компонентов являются их хлоридные комплексы. Для локализации рудных осадков важное значение имеют геоморфологические условия седиментации — наличие морфологически выраженных ловушек-впадин, что препятствует существенному разбавлению рудных накоплений биогенно-терригенным материалом, а также затрудняет пере-

мешивание горячих рассолов с нормальной морской водой. Пестрота и изменчивость химического и минералогического состава рудных осадков определяется прежде всего изменчивым составом и пульсирующим характером рудообразующих растворов, а также неодинаковыми физико-химическими условиями осаждения различных рудных компонентов. Так, например, основная часть сульфидов осаждается преимущественно в нижнем рассоле с $T=60^{\circ}\text{C}$, осаждение основной массы гидроокислов железа происходит, вероятно, в верхнем рассоле за счет окисления железа кислородом, диффундирующим из нормальной морской воды. При формировании окончательного минерального облика рудоносных осадков, как показано выше, существенную роль играют процессы постседиментационных преобразований, которые выражаются как в увеличении степени окристаллизованности минеральных фаз, так и в формировании новых минералов. Учитывая высокие скорости накопления рудных осадков, оценивающиеся разными авторами от 40 до 50—100 см в 1000 лет, а также высокие температуры, все диагенетические преобразования в рудоносных впадинах Красного моря протекают с большой интенсивностью, что приводит к существенному изменению минерального облика осадков в течение ограниченного временного интервала.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море) — Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1.
- Backer H. Fazies und chemische Zusammensetzung rezenter Ausfällungen aus Mineralquellen im Roten Meer.— Geol. Jahrb. 1976. Bd 17.
- Backer H., Richter H. Die rezente hydrothermal-sedimentäre Lagerstätte Atlantis-II — Tief im Roten Meer.— Geol. Rundschau, 1973, Bd. 62.
- Bischoff G. L. Red Sea Geothermal Brine Deposits: Their Mineralogy, Chemistry and Genesis.— Hot Brines and Recent Heavy metal Deposits in the Red Sea. Ed. Degens E. T. and Ross D. A., 1969.
- Brokamp O., Goulart E., Harder H., Heydemann A. Amorphous Copper and Zinc sulfides in the metalliferous sediments of the Red Sea.— Contribs Mineral and Petrol., 1978, v. 68, № 1.
- Degens E. Sea floor spreading: Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Roten und im Schwarzen meer.— Umschau, 1970, Bd 70.
- Emery K. O., Hunt G. M., Hays E. E. Summary of Hot Brines and Heavy Metal Deposits in the Red Sea.— «Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea». Ed. Degens E. T. and Ross D. A., 1969.
- Hackett J. P., Bischoff J. L. New Data on the Stratigraphy Extent and Geologic History of the Red Sea Geothermal Deposits.— Econ. Geol., 1973, v. 68, № 4.
- Hardie L. A. The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, № 171.
- Hartmann M. and Nielsen H. Sulfur isotopes in the hot brine and sediment of Atlantis-II Deep (Red Sea).— Marine geol., 1966, № 4.
- Kaplan I. R., Sweeney R. E. and Nissenbaum Ar. Sulfur Isotope studies on Red Sea Geothermal Brines and Sediments.— Hot Brines and Recent Heavy metal Deposits in the Red Sea. Ed. Degens E. T. and Ross D. A., 1969.
- Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, v. 30, 341.
- Ross D. A., Hays E. E. and Allstrom F. C. Bathymetry and continuous seismic profiles of the hot brine region of the Red Sea.— Hot Brines and Recent Heavy metal Deposits in the Red Sea.— Ed. Degens E. T. and Ross D. A., 1969.
- Shanks W., Bischoff J. Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal system: a geochemical model.— Geochim. et cosmochim. acta, 1977, v. 41.
- Weber-Diefenbach K. Geochemistry and diagenesis of recent heavy metal ore deposits.— «Time and strata Bound Ore Deposits». Ed. Klemm D. and Schneider H., 1977.

УДК 551.83 : 553.492(470.5)

**ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
СРЕДНЕДЕВОНСКОЙ ЭПОХИ БОКСИТОНАКОПЛЕНИЯ
НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ**

А. М. СКЛОВСКИЙ, В. Л. КОСОРУКОВ, И. Б. МУСАТОВ, О. В. ШУМОВ

Показано влияние палеогеографических факторов на бокситообразование, локализацию и сохранность рудных залежей.

В последнее время в результате поисково-разведочных работ на бокситы, выполненных коллективами Ухтинского ТГУ и Ухтинской ГРЭ, получен обширный фактический материал, раскрывающий важную роль палеогеографических факторов в процессах бокситообразования и бокситонакопления на Тимане. В частности, представляется возможным сделать вывод о широком развитии здесь в девонское время гидрографической сети, с отдельными элементами которой связаны месторождения и проявления бокситов и бокситовых пород. Изучение и детализация палеогеографических факторов бокситонакопления может оказать существенное влияние на разработку геологических критериев бокситоносности, в значительной степени отличающихся от используемых ныне.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Стратиграфия девонских отложений Тимана разработана недостаточно. Поэтому в основу палеогеологических и фациально-палеогеографических реконструкций нами положены результаты детальной корреляции разрезов около 350 скважин и естественных обнажений по комплексу литологических, палеонтологических, в том числе и палинологических данных. Рассматриваются следующие литолого-стратиграфические элементы разреза (фиг. 1): породы рифейского складчатого фундамента, структурные коры выветривания, отложения эйфельского, живетского, франского ярусов, подразделяемые в ряде случаев на более дробные составные части (слои, пачки).

Породы *складчатого фундамента* представлены кварцитами и сланцами светлинской, четласской, джежимской (аньюгской) свит, карбонатно-сланцевыми образованиями быстринской и существенно сланцевыми образованиями кислоручейской свит верхнего протерозоя. Их позднерифейский возраст устанавливается по комплексам строматолитов и катаграфий, содержащихся в нижних горизонтах быстринской свиты (Раабен, Журавлев, 1962), и данных определения абсолютного возраста метадиабазов (585—565 млн. лет), интрузирующих породы быстринской свиты (Мальков и др., 1972).

Структурные коры выветривания — аргиллиты и глины, сохранившие структурно-текстурные признаки пород быстринской и кислоручейской свит рифея. Мощность до 100 м. Ископаемых фаунистических и флористических остатков не содержат.

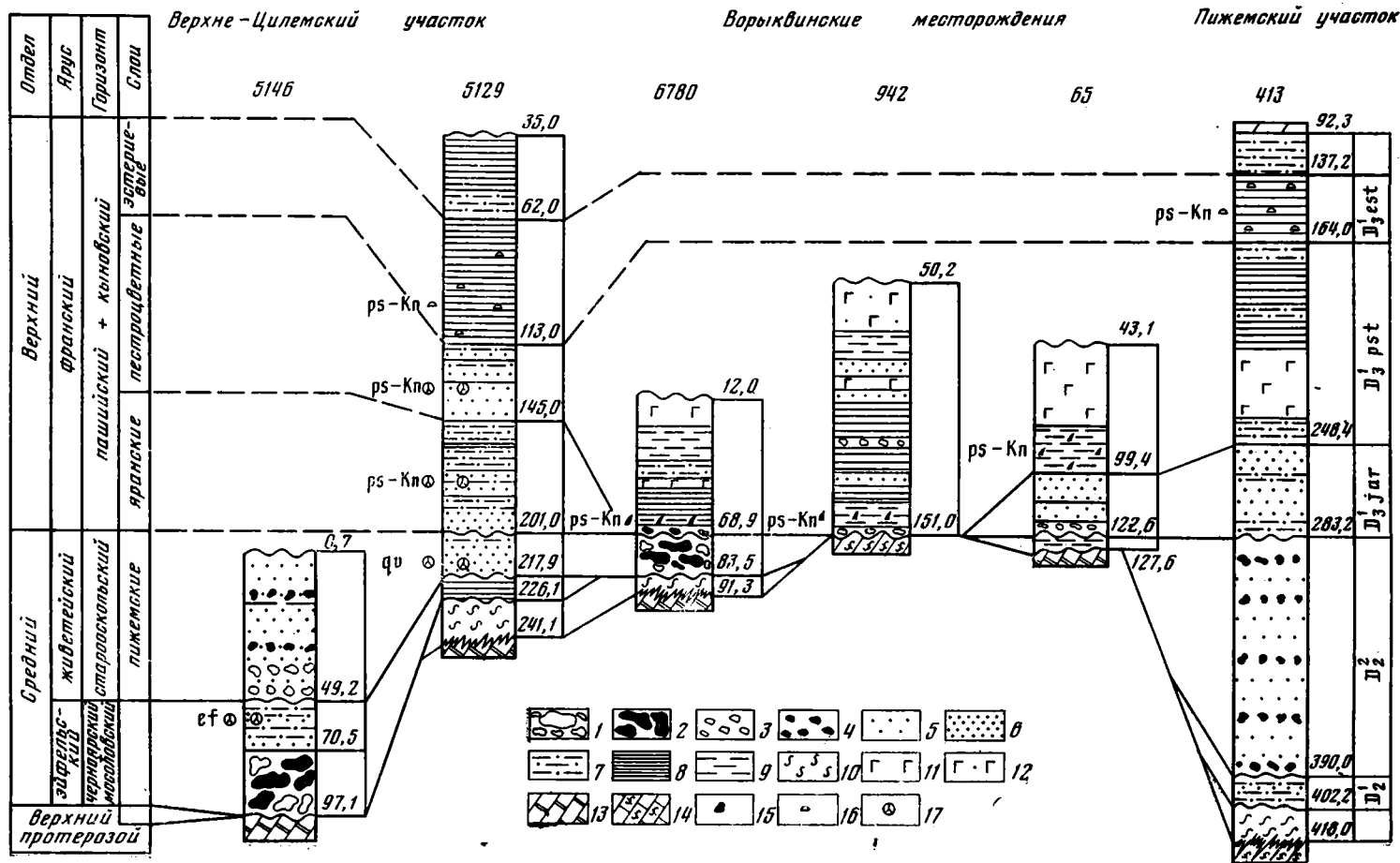
Эйфельский ярус — обломочные породы, представленные в основном продуктами переотложения кор выветривания (местами содержащие тела бокситов), а также глинисто-алевритовые и песчаные отложения. Мощность до 96 м. Несогласно залегают на корях выветривания либо на неизменных породах фундамента и содержат споровые комплексы черноморского и мосоловского горизонтов (зона *Hymenozonotriletes polymorphus* Naum., определения В. Ф. Сенновой и по нашим сборам — С. И. Медяник).

Живетский ярус — преимущественно песчаные отложения, известные как «пижемские слои» (Тихомиров, 1948; Разницын, 1968). Несогласно залегают на разновозрастных образованиях — породах фундамента, коре выветривания и продуктах ее переотложения. Мощность до 190 м. Они охарактеризованы споровыми спектрами старооскольского, муллинского и воробьевского горизонтов (определения В. Ф. Сенновой — Воронцов, Топорец (1974) и по нашим сборам — С. И. Медяник).

Франский ярус — нерасчлененные пашийский и кыновский горизонты. В их составе нами рассматриваются яранские и пестроцветные слои, вулканогенная толща, эстериновые слои. Яранские слои — преимущественно зеленоцветные песчано-алевритовые породы с конгломератами и гравелитами в основании, часто содержащие пирокластический материал; залегают с разрывом, а местами с эрозийным врезом на рифейском фундаменте, корях выветривания, эйфельских и живетских отложениях. Мощность до 150 м. В пределах Ворыквинского месторождения бокситов они присутствуют в его восточной части, где вскрыты скважинами 65, 67, 960 и др. Слои охарактеризованы богатыми пашийско-кыновскими споровыми спектрами (определения В. Ф. Сенновой и С. И. Медяник). Пестроцветные слои — ритмичнослоистые песчано-глинистые образования со значительной примесью пирокластического материала и углефицированного детрита; на яранских залегают с постепенным переходом, а на более древних отложениях — несогласно, с конгломератами и гравелитами в основании. Мощность до 125 м. Споровые комплексы — пашийско-кыновские (определения В. Ф. Сенновой и С. И. Медяник). Растительные остатки, определенные Н. М. Петросян, также указывают на франский возраст отложений (Воронцов, Петрова, 1975). Э. Ю. Курик по нашим сборам в скважинах Ворыквинских месторождений из этих отложений определены средне-позднедевонские филлоподы, чешуя и кожные зубы рыб. Пачка глин, содержащая остатки рыб, является маркирующей (см. фиг. 1). Вулканогенная толща перекрывает разновозрастные отложения, вплоть до рифейских пород; сложена пластовыми телами базальтов, их туфами, а также пачками туфопесчаников и туфоалевролитов. Принципы корреляции этих образований достаточно подробно рассмотрены Б. А. Яцкевичем (1978). Эстериновые слои (выделены здесь впервые) залегают в основании так называемой надвулканогенной (верхней терригенной — по Б. А. Яцкевичу) толщи, перекрывая вулканогенные образования или породы пестроцветных слоев. Представлены глинистыми отложениями, содержащими многочисленные остатки эстерий, в том числе *Esteria vulgaris* Lutk., *E. rotundula* Lutk., *E. Elegantula* Lutk., характеризующими возраст пород как пашийско-кыновский. Слои являются надежным маркирующим элементом. Их мощность до 50 м.

Возрастной диапазон эпохи бокситонакопления на Тимане дискуSSIONен (Мальков и др., 1972; Абрамов и др., 1972; Воронцов, Топорец, 1974; Абрамов, Волочаев, 1976 и др.). Большинство исследователей принимают скользящий возраст — от среднего до начала позднего девона. Нам представляется возможным ограничить возрастные пределы бокситообразования лишь среднедевонской эпохой.

Континентальный этап развития Тимана продолжался от кембрия до позднего девона (Атлас..., 1968; Зарх, 1972; Филиппова, 1972, и др.). Вместе с тем фациальный облик осадочных образований, предшествую-



ших среднедевонским и выполняющих обрамляющие Тиман впадины и прогибы, свидетельствует о неблагоприятных для латеритного выветривания ландшафтно-климатических условиях в кембрии, ордовике и силуре (аридизация, периоды эвапоритовой седиментации и пр.). В раннем девоне большая часть территории Тимано-Печорского региона была выведена на дневную поверхность и подвергалась денудации в основном до начала эйфельского времени (а на северо-востоке — до живетского) (Филиппова, 1972). Таким образом, возможный нижний предел латеритного корообразования может быть ограничен по крайней мере началом среднего девона.

В центральной части Среднего Тимана наиболее древними породами, диагностируемыми как переотложенные продукты коры выветривания, являются сероцветные аргиллиты, вскрытые скважинами 5044, 5092 и др. (Верхнецилемский участок). По заключению В. Ф. Сенновой они содержат споровые спектры черноморского и мосоловского горизонтов (зона *Hymenozonotrilletes polymorphus*), в том числе *Acanthotrilletes perpusillus* Naum., *Leiotrilletes nidratus* Naum., *Hymenozonotrilletes polymorphus* Naum., *Stenozonotrilletes extensis* Naum., *S. duvinitus* Naum., *Retazonotrilletes Taevis?* Tschibr., *Azonomonotrilletes usitatus* Tschibr. В скв. 11 Ашугской площади типичная структурная кора выветривания перекрыта терригенными отложениями, в которых по сборам В. Г. Колокольцева (глуб. 212—219 м) определены *Leiotrilletes nigratus* Naum., *Acanthotrilletes mutabilis* Panch., *A. micromanifestus* Naum., var. *angulatus* Tschibr., *Archaeozonotrilletes exocis* Tschibr., *A. extensus* Naum., *A. meonacantus* Naum., *A. timanicus* Naum. — спектр, характерный для живетского яруса. Живетский возраст отложений, перекрывающих коры выветривания, устанавливается и в других районах Среднего Тимана. Ряд косвенных признаков также свидетельствует о среднедевонском возрасте латеритных кор выветривания; в их числе наличие в среднедевонских образованиях высокозрелых продуктов выветривания — каолинита, чистых кварцевых песков и т. д. Палеоклиматические реконструкции (Страхов, 1963) показывают, что в среднедевонскую эпоху Тиман располагался вблизи экваториальной жаркой гумидной зоны, захватывавшей также и Северный Урал.

Верхний возрастной предел латеритообразования определяется по фаунистически и палинологически охарактеризованным горизонтам, перекрывающим (часто несогласно) коры выветривания, продукты их переотложения и коррелятные континентальные отложения. На Шугорском и Вежаю-Ворыквинском месторождениях базальные слои перекрывающей бокситы терригенной пачки (глинистые гравелиты, тонкоплитчатые глины) содержат обломки чешуи и кожных зубов панцирных рыб, среди которых по нашим сборам Э. Ю. Курик были определены *Psammolepis* sp. indet., *Placodermi* gen. n., *Acantodei*, *Cheiracanthoides*, *Glyptolepis* sp. indet., *Osteolepididae?*, *Crossopterygii*, *Antiarchi* (скважины 942, 2344, 2661, 6789, канава № 9), указывающие на средне-верхнедевонский возраст, причем чешуи акантодий — позднедевонские. На Верхнешугорском месторождении (скв. 2344) из верхней части тех же глинистых гравелитов и конгломератов Э. Ю. Курик определены плакодермии, акантодии и кожные зубы, также свидетельствующие о позднедевонском возрасте

Фиг. 1. Схема сопоставления разрезов девонских отложений центральной части Среднего Тимана

1 — брекчии, 2 — бокситы, 3 — конгломераты, 4 — гравелиты, 5 — песчаники крупнозернистые, 6 — песчаники средне- и мелкозернистые, 7 — алевролиты, 8 — аргиллиты, 9 — глины, 10 — аргиллиты коры выветривания, 11 — базальты, 12 — туфы, 13 — карбонатные породы, 14 — сланцы, 15 — ихтиофауна, 16 — эстерины, 17 — споры. Цифры на схеме: вверху — номера скважин, справа — глубина литолого-стратиграфических границ

вмещающих пород. На Ашугском поисковом участке песчано-глинистые породы, перекрывающие кору выветривания и продукты ее переотложения, содержат пашийско-кыновские споровые спектры. В скв. 11 этого участка, по данным В. Г. Колокольцева, аналогичные породы, также охарактеризованные пашийско-кыновскими спектрами, залегают на песчаниках живецкого возраста. На поисковом участке «Северный» (район верхнего течения р. Цильмы) пестроцветные породы, содержащие пашийские споровые спектры, залегают на песчано-алевритовых образованиях, для которых установлена принадлежность к муллинским, арда-товским и воробьевским слоям. Пашийско-кыновский возраст различных горизонтов терригенной толщи, перекрывающей латеритные породы и коррелятные им образования, устанавливается и другими исследователями (Абрамов, Волочаев, 1976).

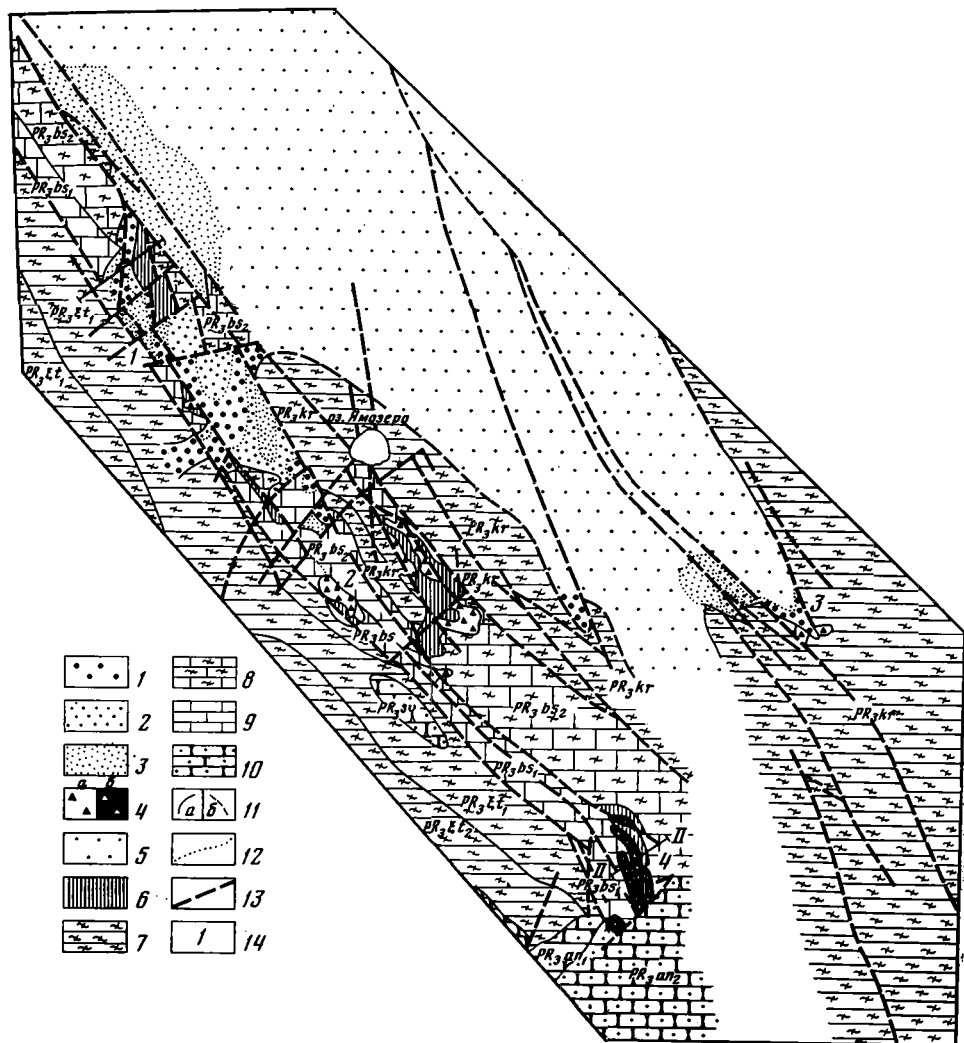
Таким образом, процессы латеритообразования на Среднем Тимане развивались в среднедевонскую эпоху. Вместе с тем продолжительность этих процессов зависела от особенностей развития отдельных районов. В северной части Среднего Тимана латеритообразование прекратилось уже к началу живецкого времени, в то время как на юге, в районе Ворыквинской группы месторождений, оно продолжалось до конца среднего девона.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ БОКСИТОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ, КОРРЕЛЯТНЫХ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Продуктивная толща, развитая в районе месторождений бокситов, а также на ряде поисковых участков, не является единым геологическим телом. Она включает в себя достаточно широкий комплекс гипергенно измененных пород — от дезинтегрированных, слабоизмененных, сохраняющих реликтовые структуры субстрата, до наиболее проработанных латеритных разностей, а также продуктов их разрушения и переотложения, в ряде случаев подвергшихся дальнейшей латеритизации — «добоксичиванию» (осадочно-латеритные породы) (Скловский и др., 1978).

Выявлено два морфогенетических типа *кор выветривания* — линейный и площадной. Линейные коры наиболее изучены в пределах района месторождений; они распространены узкими (шириной до 1000 м) полосами северо-западного простирания, причем максимальные значения их мощности отмечены в осевых частях полос (до 90 м). Здесь же геофизическими исследованиями ВИМС выявлены зоны разрывных нарушений. На Верхнецилемском поисковом участке максимальные мощности кор выветривания (23 м в скв. 11) также отмечаются в пределах тектонических нарушений (простирание последних северо-восточное). Коры выветривания площадного типа широко развиты в центральной и южной частях Светлинской грабен-синклинали. Однако и здесь наблюдается некоторое увеличение их мощности вблизи зон тектонических нарушений (от 3—5 до 10—12 м). Аналогичными закономерностями характеризуется развитие кор выветривания в Пежемском районе.

Переотложенные продукты кор выветривания, представленные в районе месторождений осадочно-латеритными породами (в том числе бокситами), а за его пределами — глинисто-алевролитовыми образованиями с обломками пород субстрата и кор выветривания, локализованы в неглубоких депрессиях палеорельефа. На Вежаю-Ворыквинском и Щугорском месторождениях они выполняют долинообразные понижения в рифейских породах, вытянутые в северо-западном направлении на расстояние до 15 км при ширине от 800 м на севере до 2500 м на юге. Мощность пород в осевых частях депрессий достигает 30 м и более (Скловский и др., 1978, 1979). В аналогичных, однако несколько более крупных депрессионных формах локализованы переотложенные продукты кор выветривания в Северо-Светлинском, Верхнецилемском и Пижемском райо-



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта центральной части Среднего Тимана (со снятым покровом франкских и более молодых отложений). Составлена по материалам Ухтинской ГРЭ

1—5 — живетский ярус: 1 — песчаники крупнозернистые, 2 — песчаники среднезернистые, 3 — песчаники мелкозернистые, 4 — глины и аргиллиты с обломками пород фундамента и коры выветривания (в том числе «б» — бокситы), 5 — территория предполагаемого развития живетских отложений; 6 — эйфельский ярус — глины и аргиллиты коры выветривания; 7—10 — рифейский комплекс: 7 — кислоручейская и четлаская свиты, преимущественно сланцевые породы, 8 — быстринская свита, верхняя подсвита — карбонатно-сланцевые породы, 9 — быстринская свита, верхняя подсвита — карбонатные породы; 10 — аньюгская свита — кварциты и кварцито-песчаники; 11 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 12 — границы гранулометрических разностей песчаников; 13 — разрывные нарушения; 14 — разведочные участки: 1 — Верхнечижемский, 2 — Северо-Светлинский, 3 — Пижемский; 4 — Ворыквинская группа месторождений

нах. Направление долин в первых двух случаях северо-северо-восточное, в последнем — северо-западное. В современном структурном плане фрагменты этих депрессий проявлены в пределах небольших грабенообразных структур (фиг. 2).

Коррелятные отложения. Стратиграфическими аналогами осадочно-латеритных образований, с которыми связана основная масса промыш-

ленных бокситов Ворыквинских месторождений, являются преимущественно песчаные породы («пижемские песчаники»), широко развитые на Среднем Тимане и имеющие, как будет показано ниже, аллювиальное и дельтовое происхождение. Формирование этих пород происходило практически одновременно с переотложением и накоплением продуктов выветривания и их дальнейшей латеритизацией, однако в иных фациальных обстановках и на более низких гипсометрических уровнях. Наиболее широко они развиты в Верхнецилемском районе, где их мощность достигает 190 м. Они известны также в пределах Левкинской депрессии, а их аналоги широко распространены на Южном и Северном Тимане. В современном структурном плане эти отложения приурочены к грабенообразным понижениям рифейского фундамента, ограниченными тектоническими нарушениями в основном северо-восточного и северо-западного простираний (см. фиг. 2). Постседиментационный характер движений по этим нарушениям отражен в распределении мощностей (изопакиты срезаются разрывными нарушениями; за пределами которых — в приподнятых блоках — «пижемские слои» отсутствуют). Анализ изменения мощностей этих пород свидетельствует также об их формировании в широких (3—5 км) долинообразных депрессиях протяженностью до 8—12 км, ориентированных в большинстве случаев с юга-запада на северо-восток. В осевых частях долин мощность отложений достигает 80—90 м, закономерно сокращаясь к бортам (фиг. 3). Долинообразные депрессии расширяются (раскрываются) на северо-восток (в Пижемском районе — на северо-запад), где располагается область наиболее широкого развития песчаных толщ живецкого возраста. Размещение блоков с сохранившимися живецкими отложениями подчеркивает их общую приуроченность к единой структурно-тектонической зоне, — по-видимому, древнему долинограбену северо-западного (тиманского) простирания. За пределами этой зоны живецкие отложения не обнаружены (см. фиг. 2).

Распространение прибрежно-морских, лагунных и частично континентальных отложений франского возраста, *перекрывающих*, часто несогласно, бокситоносные породы, контролирует территорию возможного захоронения продуктов химического выветривания, являясь важным фактором сохранности месторождений бокситов. На месторождениях бокситов нижефранские вулканогенно-осадочные образования залегают на размытой поверхности рифейского фундамента, кор выветривания и продуктов их переотложения (осадочно-латеритных пород). Во многих разрезах в основании франских отложений отмечаются глинистые гравелиты с галькой нижележащих пород, в том числе и бокситов. Это свидетельствует об интенсивном разрушении рудных залежей наступавшим франским морем. Гравелиты и конгломераты кварцевого состава в основании разреза верхнего девона обычны и для других районов Среднего Тимана, в частности Верхнецилемского и Пижемского, где они входят в состав различных по своему стратиграфическому положению подразделений разреза — яранских либо пестроцветных слоев. Несогласное залегание отложений франского яруса на среднедевонских и более древних породах отражает перерыв в осадконакоплении между средним

Фиг. 3. Геологические профили через залежь «Заостровную» (I—I) и Вежаю-Ворыквинское месторождение (II—II). Составлены по материалам Лиственничной и Четлаской партий Ухтинской ГРЭ

Четвертичные отложения: 1 — суглинки, галечники; девонские отложения: 2 — аргиллиты, 3 — алевролиты, 4 — переслаивание аргиллитов и алевролитов, 5 — песчаники с прослоями алевролитов, 6 — тонкое переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников, 7 — песчаники, 8 — конгломераты, гравелиты, 9 — брекчии, 10 — бокситы: а — осадочные, б — осадочно-латеритные; 11 — базальты; 12 — породы рифейского фундамента: а — известняки, доломиты, б — сланцы; 13 — породы коры выветривания; стратиграфические границы: 14 — согласное залегание пород, 15 — несогласное залегание пород; 16 — разрывные нарушения; 17 — скважины

и верхним девоном, столь широко проявленный на Русской платформе и Урале, однако менее выраженный в континентальных условиях Тимана (некоторыми исследователями он вообще отрицается — Яцкевич, 1978). Действительно, в ряде разрезов отложения живетского и франского ярусов связаны постепенными переходами без явных следов перерыва (например, скв. 11 Верхнецилемского участка). Однако подобные факты отражают, на наш взгляд, унаследованность в развитии отдельных районов Среднего Тимана в начале франского времени. Такими районами являлись депрессионные зоны (палеодолины), где в живетское время происходило накопление аллювиальных и дельтовых осадков, а в начале франского (в яранское время) формировались аллювиально-дельтовые, а затем лагунные образования. Наследуя депрессионные формы рельефа, столь характерные для живетского времени, яранские отложения занимают, однако, большую площадь; перекрывая блоки с сохранившимися живетскими отложениями, яранские залегают и на соседних, где последние отсутствуют (см. фиг. 2). Вместе с тем и для яранских образований достаточно определенно устанавливается их пространственная приуроченность к единой структурно-тектонической зоне — древнему долинограбену северо-западного направления.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Влияние тектоники на процессы осадконакопления показали Н. М. Страхов (1949, 1963), В. Е. Хаин (1977), С. В. Тихомиров (1967, 1972) и др. Положение зон с различной амплитудой прогибания, зон устойчивых поднятий, контрастность рельефа в областях суши, состав сформировавшихся осадочных толщ в конечном счете являются функцией тектонического фактора. Для развития Тимана и палеозойского осадконакопления в его пределах влияние этого фактора определяется эволюцией структурного плана фундамента Тимано-Печорской эпибайкальской плиты. Фундамент плиты характеризуется блоковым строением: системы глубинных разломов древнего заложения ограничивают серии взаимопересекающихся блоковых структур северо-западного и северо-восточного простираний, осложненные субширотными сдвиго-надвиговыми дислокациями с образованием вторичных присдвиговых структур (Башилов и др., 1975; Скловский и др., 1979). Различная степень тектонической активности и различный знак вертикальных движений отдельных серий блоков определяли относительное гипсометрическое положение территорий, находящихся в зонах пересечения разноориентированных серий структур, т. е. сформировали так называемый «тектонический рельеф». Анализируя мощности осадочных толщ, сформировавшихся на отдельных этапах палеозойской истории региона в пределах блоковых структур различной ориентации, удастся выявить степень их тектонической активности и проследить изменения знака вертикальных перемещений.

В макрорельефе девонской суши Тимана выделяются морфоструктуры трех порядков. Морфоструктуры первого порядка образованы системами разновысотных блоков фундамента северо-западного и северо-восточного простираний. При этом первые предопределили положение суши на западе региона и последовательность вовлечения отдельных ее участков в прогибание; в результате площадь суши сокращалась за счет восточных территорий. Северо-восточная же структурная зональность влияла на конфигурацию суши, явилась причиной образования серии лагун, заливов и т. п. Морфоструктуры второго порядка образовывались в результате пересечения северо-восточных и северо-западных систем блоков; они представляли собой чередующиеся поднятия и депрессии, гипсометрическое положение которых зависело от особенностей развития

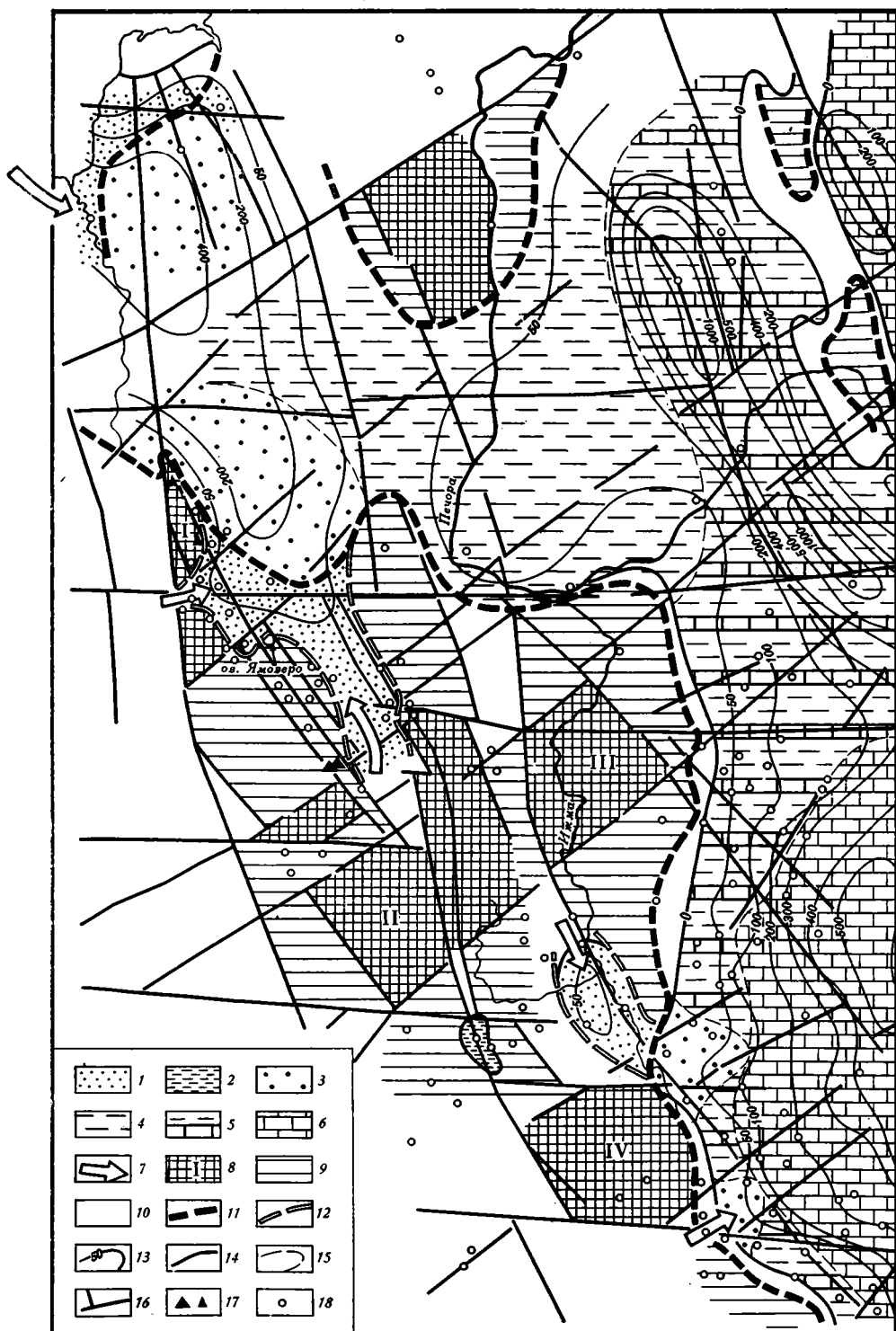
во времени пересекающихся структурных элементов. Морфоструктуры третьего порядка связаны с трещинами отрыва, а также с взбросо-сдвиговыми нарушениями.

Различия в гипсометрическом положении отдельных частей Тиманской суши связаны главным образом с морфоструктурами второго порядка. Среди них можно выделить несколько рельефообразующих типов. Во-первых, структуры, которые в процессе формирования рельефа не испытывали вертикальных перемещений. Они связаны с пересечениями стабильных блоков фундамента и потому занимали наиболее высокое гипсометрическое положение. Во-вторых — структуры с явно выраженной тенденцией к опусканию. Они образованы пересечением активных (погружавшихся) блоков и занимали наиболее низкое гипсометрическое положение. Наконец, при пересечении стабильных и активных (погружавшихся) разноориентированных блоков образовывались морфоструктуры третьего типа, связывавшие среднее положение. Со структурами первого типа следует связывать районы длительно развивавшихся устойчивых поднятий; со вторым — районы с явно выраженной тенденцией к опусканию — по всей видимости, низменные аккумулятивные равнины; третий тип образовывал промежуточные элементы рельефа — денудационно-аккумулятивные. Границы между этими рельефообразующими формами оконтуривались зонами глубинных разломов (фиг. 4).

В среднедевонское время на территории Тиманской суши развивались четыре крупных положительных морфоструктуры второго порядка. Две из них располагались в центральной части суши (районы среднего течения рек Ворыквы и Ижмы), третья — на юге (междуречье рек Ухты и Вычегды), четвертая — на северо-западе (верховья рек Мезенской Пижмы и Цильмы). Наиболее высокое гипсометрическое положение занимала «Ворыквинская» морфоструктура. Она представляла собой, по всей видимости, пенепленизированную возвышенность с общим наклоном поверхности в восточном направлении, в пределах которой обнажались породы рифейского возраста. Северо-западная граница возвышенности проходила по тектоническому уступу. Восточнее располагалась «Ижемская» положительная структура также с восточным наклоном поверхности. В результате общего прогибания Тимано-Печорской плиты начиная со второй половины живетского века наиболее низкие (восточные) участки этой структуры заливаются морем; центральные же части как более высокие сохранялись в виде островной суши в начале франского времени. Аналогично развивалась, по-видимому, и южная — «Ухтинско-Вычегодская» структура. Западные ее участки, занимавшие более высокое гипсометрическое положение, оставались сушей как в живетское, так и во франское время; восточная же часть с начала франского времени перешла в область морской седиментации. «Верхнецилемская» структура также представляла собой пенепленизированную возвышенность с общим наклоном поверхности на восток; ее южная граница проходила по тектоническому уступу. Во время общего прогибания во второй половине среднего и начале позднего девона восточные участки возвышенности опускались, образовав аккумулятивную равнину, заполнявшуюся вначале живетскими континентальными отложениями, а затем (во франское время) лагунно-морскими и прибрежно-морскими.

Основная отрицательная морфоструктура (также второго порядка), образованная пересечением двух активных (погружавшихся) морфоструктур, располагалась в районе среднего и нижнего течения р. Цильмы. Она представляла собой крупную аккумулятивную область, открывавшуюся на север, где в живетское время формировались мощные толщи аллювиально-дельтовых песчаников и конгломератов.

Рельефообразующие структурные формы, занимавшие промежуточное по отношению к предыдущим гипсометрическое положение, представляли собой денудационно-аккумулятивные области. В результате



последовательной интенсификации нисходящих движений активных блоков тенденция к прогибанию таких территорий во времени увеличивалась. Сокращение Тиманской суши происходило в основном за счет этих неустойчивых участков; при этом образовывались заливы, лагуны, бессточные впадины, например денудационно-аккумулятивная область в бассейне р. Ухты (см. фиг. 4), где в течение франского времени накапливались мощные (до 200 м) толщи песчано-глинистых прибрежно-морских отложений.

Морфоструктуры третьего порядка представляли собой локальные поднятия и депрессии, осложняющие рельефообразующие формы второго порядка. Наиболее уверенно выделяются три удлинённых локальных поднятия север — северо-западного простирания — «Четласское», «Вымское» и «Ижемское», ограниченные зонами разломов. Движения по этим зонам в среднем и позднем девоне имели сбросовый характер, что привело к опусканию разделявших поднятия депрессий и более четкому их гипсометрическому обособлению в виде долин-грабенов — «Пижемского» на Среднем и «Ухтинского» на Южном Тимане. Аккумуляция в этих структурах грубообломочного кварцевого материала является основанием для предположения об их определяющей роли в формировании сети палеопотоков (см. фиг. 4).

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литолого-фациальный анализ девонских отложений, развитых на Среднем Тимане, позволяет установить их принадлежность к двум фациальным комплексам — континентальному и лагунному; при этом достаточно четкая возрастная приуроченность континентальных образований к среднему, а лагунных к позднему девону может являться косвенным подтверждением существования перерыва на рубеже этих эпох.

В объеме среднедевонского континентального комплекса выделены четыре макрофаии — элювиальная, делювиально-пролювиальная, озерная и аллювиальная, подразделяемые на семь фаций (таблица).

Элювиальные образования присутствуют в *фаии неплененизированной водоразделов* (Э) и представлены корами выветривания площадного и линейного морфогенетических типов. Эти аргиллиты и глины каолинит-гидрослюдистого и шамозит-гематитбёмитового состава, красноватого и зеленовато-серого цвета с хорошо сохранившейся реликтовой структурой карбонатно-сланцевых пород субстрата (сланцеватость, плоччатость, кливаж), связанные с последними постепенным переходом. Связь с породами рифея подчеркивается также общими ассоциациями акцессорных минералов, малых и редких рассеянных элементов. В вертикальном профиле выветривания установлены две зоны: дезинтеграции и начального разложения и каолинит-гидрослюдистая. В отдельных случаях верхи коры выветривания обогащены минералами свободного глинозема, и тогда выделяется третья зона — гематит-бёмитовая (либо

Фиг. 4. Фациально-палеогеографическая карта Тимано-Печорского региона. Живетское время (Составлена с использованием материалов Л. И. Филипповой, В. Г. Черного, В. А. Козицкого)

1—6 — фаиальные комплексы, континентальный: 1 — аллювиальная макрофаия, 2 — озерная макрофаия; лагунный: 3 — дельтовая макрофаия, 4 — макрофаия лагун и заливов; 5 — прибрежно-морской; 6 — морской; 7 — основные направления палеопотоков; 8—10 — типы рельефа суши: 8 — денудационные поверхности (1 — Верхнецилемская, II — Ворыквинская, III — Ижемская, IV — Ухтинско-Вычегодская), 9 — денудационно-аккумулятивные поверхности, 10 — аккумулятивные поверхности; 11 — предполагаемая граница животской суши; 12 — границы долин крупных палеопотоков; 13 — изопакиты животских отложений; 14 — границы современного распространения животских отложений; 15 — границы фаиальных комплексов; 16 — границы блоковых структур фундамента Тимано-Печорской плиты (зона глубинных разломов); 17 — месторождения и проявления бокситов; 18 — скважины

Литологические типы и фации девонских отложений Среднего Тимана

Фацальный комплекс	Макрофация	Фация	Литологический тип	Боксито-носность	Возраст
Лагунный	Лагун и заливов нарушенной солености	Глинистая мелкого шельфа	ЛШ — аргиллиты темно-серые тонко горизонтально-слоистые с многочисленными остатками эс-терий		D ₃ ¹ est
		Алевро-глинистая сублиторали	ЛС — песчаники мелкозернистые (редко), алевролиты, аргиллиты серо-зеленые, коричневые с тонкой горизонтальной, косой, ритмичной слоистостью, с редкими остатками растительности и их тиофауны		D ₃ ¹ pst
		Гравийно-песчаная литорали	ЛЛ — гравелиты, псаммиты глинистые желто-коричневые неслоистые, грубо-ритмично-слоистые с редкими остатками растительности и их тиофауны	+	
		Глинистая супралиторали	ЛСП — глины и аргиллиты красно-коричневые неслоистые, комковатые с редкими растительными остатками	+	
Континентальный	Дельтовая	Глинисто-песчаная собственно дельты	ДС — аргиллиты (редко), алевролиты, песчаники зеленовато-серые средне-мелкозернистые с мелкой косой, горизонтальной слоистостью с мелкими растительными остатками		D ₃ ¹ jar
		Гравий-песчаная авандельты	ДА — гравелиты (редко), песчаники крупно-мелкозернистые диагонально-слоистые с редкими крупными растительными остатками		
	Аллювиальная	Алеврито-глинистая пойменная	АП — алевролиты и аргиллиты темно-серые с тонкой горизонтальной и пологоволнистой слоистостью с многочисленными растительными остатками		D ₂ ²
		Гравийно-песчаная русловая	АР — гравелиты, песчаники серые крупно-мелкозернистые косослоистые, ритмично-слоистые с редкими крупными растительными остатками		
	Озерная	Глинистая заболочиваемых озер	ОЗ — аргиллиты темно-серые тонкогоризонтально-слоистые с тонкими прослоями угля		D ₃ ¹
		Песчано-глинистая проточных озе	ОП — аргиллиты, алевролиты, песчаники мелкозернистые с тонкой прерывистой волнистой слоистостью, с мелкими растительными остатками		

Таблица (продолжение)

Фациальный комплекс	Макрофация	Фация	Литологический тип	Бокситовость	Возраст
Континентальный	Делювиально-пролювиальная	Дресвяно-щебнистая временных потоков и сухих дельт	ДП — брекчии и дресвяники серые несортированные, редко грубо ритмично слоистые с редкими растительными остатками	+	D ₂ ¹
		Глинистая оврагов, балок и их склонов	ДО — аргиллиты и глины красно-коричневые, зеленовато-серые неслоистые с обломками пород коры выветривания и субстрата	+	D ₂ ¹⁻²
	Элювиальная	Глинистая пенепленизированных водоразделов	Э — аргиллиты и глины красно-коричневые с реликтовой слоистостью пород субстрата	+	D ₂

гематит-бёмит-диаспоровая). Для зоны дезинтеграции характерно развитие интенсивной трещиноватости и брекчиевидных структур. Трещины и небольшие полости выполнены глинистым веществом. Значительных изменений минерального состава материнских пород не наблюдается. Мощность зоны 0,5—2,0 м. Каолинит-гидрослюдистой зоне свойственно развитие более плотных пород, местами трещиноватых, с зеркалами скольжения. Отмечается увеличение роли каолинитовой составляющей вверх по разрезу с одновременным сокращением количества гидрослюд. Мощность зоны до 40—50 м. Гематит-бёмитовая (гематит-бёмит-диаспоровая) зона сохранилась спорадически. Содержание минералов свободного глинозема — бёмита и диаспора — может достигать соответственно 71—74 и 11%, а значение кремневого модуля — 25. Мощность рудных тел, сложенных латеритными бокситами, не превышает 30 м.

В составе **делювиально-пролювиальной макрофации** выделяются образования двух фаций, морфологически связанных с мелкими депрессионными долинообразными формами рельефа. Осадки *фации оврагов, балок и их склонов* (ДО) представлены глинами и аргиллитами каолинит-шамозит-бёмитового и гематит-бёмитового состава, красно-бурыми, зеленовато-серыми, иногда белесыми, брекчиевой, псаммитовой и пелитоморфной структуры. Характерны петельчатые, пятнистые, псевдообломочные текстуры. Обломочность пород наиболее отчетлива в нижней части разреза и подчеркивает несогласное залегание осадков этой фации на подстилающих образованиях — корах выветривания и рифейском фундаменте. Кластическая часть пород представлена угловатыми со сглаженными гранями обломками алюмосиликатных пород коры выветривания, реже пород субстрата размером от долей мм до 10 см, сцементированных аргиллитоподобным веществом. Сортировка отсутствует. Породы характеризуются высокой пористостью, нечеткой минералогеохимической зональностью. Им свойственна однородность минерального состава обломков и цемента: породообразующими в обоих случаях являются бёмит (50—60%), каолинит (10—15%), в меньшей степени гематит (15—25%). Из вторичных минералов часто встречается шамозит (10—30%). С осадками этой фации связана основная масса высококачественных промышленных бокситов на Ворыквинских месторождениях. Их кремневый модуль достигает 30 (в среднем 5—9). Мощность рудных тел — до 30 м. Образование пород этого типа связано, по нашему мнению, с латеритизацией перемещенных продуктов кор выветривания, а также алюмосиликатной составляющей сланцево-карбонатных

пород фундамента в неглубоких понижениях палеорельефа, что дает основание диагностировать их как **осадочно-латеритные**.

К *фации временных потоков и сухих дельт* (ДП) отнесены брекчии мелко- и среднеобломочные, дресвяники и аргиллиты серого и зеленовато-серого цвета с многочисленными (до 40%) обломками алюмосиликатных пород, в том числе бокситов, залегающие на рифейском фундаменте и располагающиеся на крутых склонах палеоподнятий, возможно, тектонического происхождения. Осадки этой фации установлены работами Ухтинской ГРЭ (Ю. К. Крылов, В. С. Юдин) только в Верхнецилемском районе (залежь «Заостровная»).

Озерная макрофагия включает осадки двух фаций, морфологически приуроченные к мелким замкнутым палеодепрессиям изометричной формы. Литологический тип фаций *проточных озер* (ОП) представлен тонко переслаивающимися (1—3 мм) аргиллитами кварцево-глинистыми темно-серыми и серыми; алевролитами серыми и песчаниками кварцевыми мелкозернистыми. Песчаники хорошо сортированы, зерна средней окатанности. Характерна тонкая прерывистая пологоволнистая слоистость. В небольшом количестве присутствуют обугленные растительные остатки, иногда образующие тонкие (1—2 мм) прослои. Эти осадки с резким контактом залегают на ДП и с размывом перекрываются русловым аллювием, образуя тела изометричной, реже вытянутой формы мощностью до 20 м. По простиранию замещаются осадками *фагии заболачиваемых озер* (ОЗ) — аргиллитами каолинит-гидрослюдистыми, темно-серыми, тонко-горизонтально-слоистыми. Характерны низкое содержание железа, многочисленные обугленные растительные остатки, часто образующие прослои до 5 см. Породы залегают непосредственно на фундаменте и перекрываются аллювиальными образованиями (АР, АП). Мощность не превышает 13 м.

Осадки **аллювиальной макрофагии** выполняют крупные, морфологически наиболее четко выраженные долинообразные депрессии, приуроченные к зоне Пижемского долинограбена. Выделяются две фации — русловая и пойменная. Литологическим типом *русловой фации* (АР) являются песчаники кварцевые серые и белые, от крупно- до мелкозернистых, с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Песчаники слабо окатаны и плохо сортированы (коэффициент сортировки 1,5 и более для 75% замеров — данные Л. Т. Беляковой). Характерна косая и ритмичная слоистость с резко несогласными границами косо-слоистых серий (20—30°). Легкая фракция (99,5%) представлена в основном кварцем (96%) с небольшой примесью глинистых минералов (2%) и полевых шпатов (2%). По данным Г. П. Гуляева и М. И. Ферапонтова, в разностях песчаников, содержащих менее 90% кварца, отмечается повышенное содержание (от 5 до 20%) полевошпатовых и хлорит-слюдистых обломков, что свидетельствует о влиянии незначительного удаленных слабоветрелых источников сноса. Основными минералами тяжелой фракции (0,5%) являются циркон (26%), пирит (18%), брукит (0,2%); присутствует значительное количество лейкоксена (27%). Цемент песчаников кварцевый: регенерационного типа. Отмечаются крупные обломки растительного детрита. Русловый аллювий, мощность которого достигает 200 м, с размывом залегают на осадках Э и ОП и перекрывается, иногда с размывом, образованиями авандельты (ДА); в краевых частях долинообразных депрессий — фациально замещается глинистыми делювиально-пролювиальными осадками ДО. К *пойменной фации* (АП) отнесены фрагментарно выделяемые глинисто-алевритовые породы темно-серого и коричневатого-серого цвета с характерной тонкой горизонтальной и мелкой пологоволнистой слоистостью. В разрезе преобладают аргиллиты; алевролиты составляют около 30% объема литотипа. Алевролиты по составу преимущественно кварцевые с небольшой примесью слюдистых минералов. Цемент — глинисто-слюдистый поро-

вого типа. Состав тяжелой фракции практически не отличается от русловых осадков. Контакт с нижележащими русловыми образованиями резкий. Мощность не более 1 м (в среднем 0,3—0,5 м).

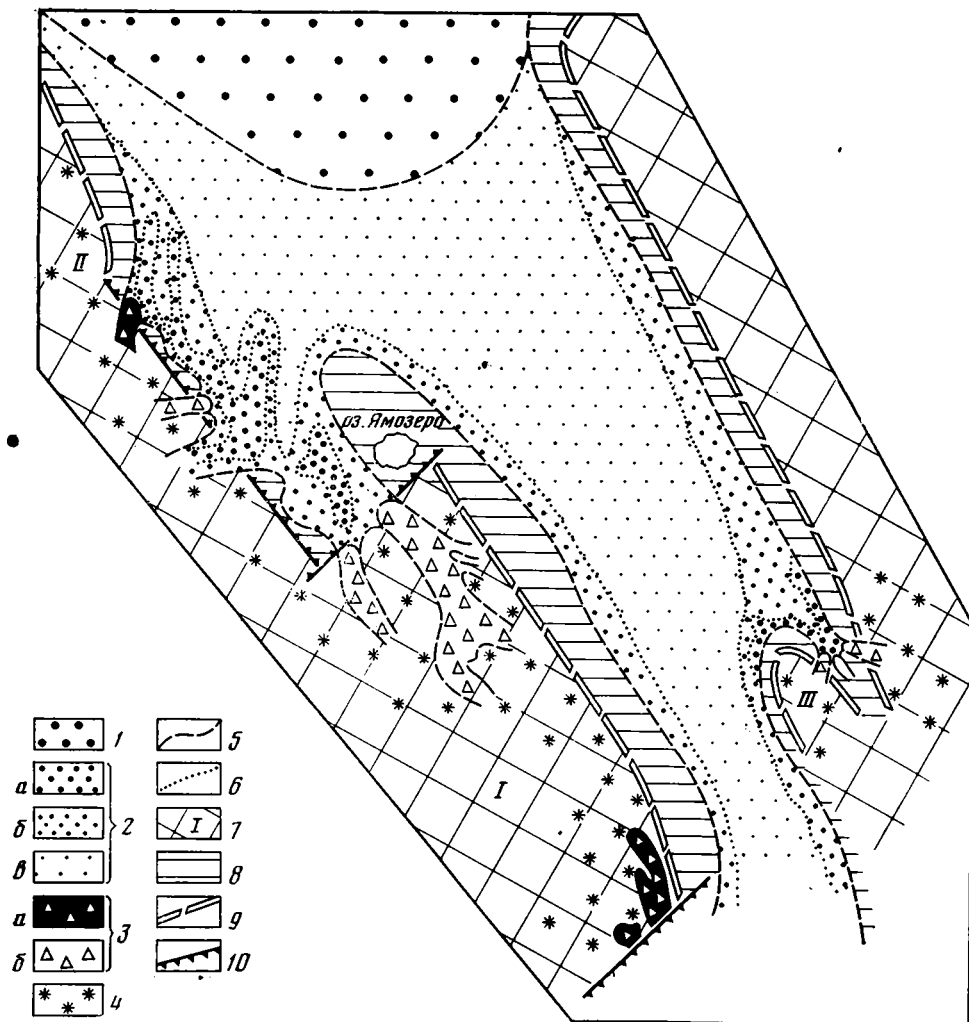
Фациальный комплекс верхнедевонских лагунных осадков представлен макрофациями дельт, а также лагун и заливов с нарушенной соленостью.

В составе дельтовых образований могут быть выделены фации авандельты и собственно дельты. Осадки *авандельты* (ДА) морфологически тяготеют к приосевым частям неглубоких долинообразных депрессий, унаследованных от среднедевонского времени и приуроченных к зоне Пижемского долинограбена. Литологический тип — песчаники кварцевые серые и зеленовато-серые от крупно- до мелкозернистых, иногда с прослоями гравелитов в основании. Характерна крупная косая, диагональная слоистость, подчеркиваемая зеленоцветными прослоями, обогащенными пирокластическим материалом и обугленным растительным детритом. Окатанность и сортировка средние (коэффициент сортировки 1,5 и более для 50% замеров), однако лучше, чем у аллювиальных осадков. Встречаются единичные гальки кварца размером до 2 см. В легкой фракции песчаников присутствуют неокатанные и слабоокатанные зерна кварца (91%), полевых шпатов (3%), а также обломки базальтов, вулканического стекла, палагонита, хлорита и эпидота. В тяжелой фракции (0,2%) преобладают циркон (23,0%), турмалин (15,7%), пирит (5,3%). Содержание лейкоксена достигает 46,2%. Цемент песчаников кварцевый либо хлоритжелезистый, порового, реже регенерационного типа. Осадки авандельты с размывом, а иногда с эрозийным взрезом залегают на АР, частично на Э, а вверх по разрезу постепенно сменяются *фацией собственно дельты* (ДС). Ее литологический тип — песчаники и алевролиты кварцевые зеленовато-серые, мелкозернистые (редко среднезернистые); присутствуют аргиллиты. Характерна мелкая косая, косоволнистая, диагональная, реже горизонтальная слоистость. Цемент пород кварцевый регенерационного и глинистый порового типов. Песчаники образуют тела мощностью до 5, алевролиты — до 2 м.

Аргиллиты зеленые и зеленовато-серые, горизонтально-слоистые с многочисленными мелкими растительными остатками образуют прослой мощностью до 0,5 м. Породы этого литотипа залегают на осадках ДА и с постепенным переходом вверх по разрезу сменяются осадками сублиторали (ЛС). Их мощность до 40 м.

Макрофация лагун и заливов с нарушенной соленостью включает четыре фации: супралиторали, литорали, сублиторали и мелкого шельфа.

Осадки *фации супралиторали* (ЛСп) установлены на локальных участках в районе Ворыквинской группы месторождений. Литологический тип фации — глины каолинит-шамозитового или каолинит-шамозит-бёмитового состава, буро-коричневого, иногда буро-голубого цвета (часто пятнистые), неслоистые либо комковатые. Они залегают на элювиальных или овражно-балочных осадках, а перекрываются алевроито-глинистыми образованиями сублиторали. Мощность до 2 м. По простираанию замещаются осадками *фации литорали* (ЛЛ) — гравелитами и псаммитами глинистыми бурого и буро-коричневого цвета. Обломки, размер которых от нескольких мм до 2 см, представлены бокситами, составляют до 70% объема породы. Характерна ритмичная слоистость. Пороодообразующие минералы — каолинит, шамозит, бёмит, гетит. Распределение бёмита неравномерное, в отдельных случаях достигает 67—60%. Цемент каолинит-шамозитовый, базального типа. Эти образования, развитые также только в пределах месторождений бокситов, несогласно с резкой границей располагаются на элювиальных и овражно-балочных осадках, иногда непосредственно на фундаменте; фациально замещаются осадками супралиторали, перекрываются с резкой границей алевроито-глинистыми породами сублиторали. Мощность их до 2 м.



Фиг. 5. Фациально-палеогеографическая карта Среднего Тимана (живетское время)
Макрофации: 1 — дельтовая, 2 — аллювиальная (а — песчаники крупнозернистые, гравелиты, б — песчаники среднезернистые, в — песчаники мелкозернистые), 3 — делювиально-пролювиальная (в том числе а — бокситы); 4 — элювиальная (коры выветривания); 5 — границы макрофаций; 6 — границы гранулометрических разностей пород аллювиальной макрофации; типы рельефа: 7 — денудационный (пенепленизированные поверхности); 8 — денудационно-аккумулятивный (делювиально-аллювиальные поверхности); 9 — границы Пижемской речной долины; 10 — тектонические уступы

Осадки фации сублиторали (ЛС) распространены наиболее широко. Помимо зоны Пижемского долинограбена они располагаются на склонах обрамлявших его палеоподнятий. Литологический тип — алевролиты, аргиллиты, реже песчаники зеленого, зеленовато-серого и коричневого цвета, ритмично чередующиеся между собой. Алевролиты по составу кварцево-глинистые, сложены хорошо окатанными обломками, образуют тела мощностью до 20 м. В аргиллитах, мощность которых также до 20 м, присутствуют остатки рыб. Песчаники глинисто-кварцевые, мелкозернистые образуют прослои до 2 м. В составе легкой фракции (98%) присутствуют кварц (85%), глинистые минералы (10%), полевые шпаты (5%). В составе тяжелой фракции помимо обычных появляются эпидот, пироксены и амфиболы. Породы характеризуются повышенным содер-

жанием марганца и титана (0,2—1,4%). Литотипу свойственна тонкая горизонтальная, а также (в песчаниках) мелкая косая и волнистая слоистость. Осадки фации располагаются на элювиальных и делювиально-пролювиальных образованиях, а также сменяют вверх по разрезу осадки супралиторали и литорали. Перекрываются глинистыми осадками фации шельфа. Мощность до 125 м.

Литологический тип *фации мелкого шельфа* (ЛШ) также пользуется широким распространением — аргиллиты темно-серые в нижней части и коричневые в верхней части разреза, тонкогоризонтально-слоистые. Характерно присутствие многочисленных остатков эстерий и выдержанная мощность толщи — 40—50 м. Литотип с резкой границей залегает на осадках сублиторали.

На фациально-палеогеографической карте (фиг. 5) показаны площади распределения основных фаций живецких континентальных осадков, а на фиг. 4 — их взаимоотношения с лагунными, прибрежно-морскими и морскими фациальными комплексами Тимано-Печорского региона.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СРЕДНЕГО И НАЧАЛА ПОЗДНЕГО ДЕВОНА

Фациальный анализ средне- и верхнедевонских осадков Среднего Тимана, проведенный с учетом палеогеологических реконструкций Л. И. Филипповой, В. Г. Черного, Л. Т. Беяковой, Б. А. Яцкевича и др., а также изучение материалов, полученных в последнее время Г. П. Гуляевым, В. С. Юдиным и Ю. К. Крыловым, позволили предложить палеогеографическую схему, в определенной степени отличающуюся от существовавших ранее.

Согласно этой схеме (см. фиг. 4 и 5) контуры и рельеф Тиманской девонской суши контролировались крупными разновысотными и разноактивными блоковыми структурами фундамента Тимано-Печорской плиты. В среднем девоне в связи с началом герцинского этапа тектогенеза возобновилось прогибание всей территории Тимано-Печорского региона. Районы Тиманской суши в это прогибание вовлекались дифференцированно. В результате оформилось разновысотное положение отдельных морфоструктур, что явилось одной из важнейших причин оживления процессов денудации в пределах приподнятых блоков и аккумуляции обломочного материала в опущенных. Обломочный материал транспортировался водными потоками по палеодолинам. Положение и ориентировка этих долин контролировались структурно-тектоническим планом территории («тектоническим рельефом»), основные элементы которого предопределялись, как было показано выше, еще в конце байкальской эпохи.

В пределах Среднетиманской части девонской суши можно выделить следующие типы рельефа и морфологические зоны (см. фиг. 5).

Денудационный тип рельефа — пенепленизированные водораздельные поверхности, располагавшиеся на невысоких платообразных возвышенностях (Четласской и Цилемской на западе и Вымской на востоке), ограниченные тектоническими уступами. Обнажавшиеся здесь алюмосиликатные и карбонатно-сланцевые породы рифея подвергались химическому выветриванию; процессы выветривания проникали на значительную глубину вдоль зон тектонических нарушений. По некоторым из этих зон либо вблизи них происходило образование эрозионных и эрозионно-карстовых форм рельефа — неглубоких долинообразных и изометричных понижений. Наиболее интенсивно процессы образования таких форм происходили в краевых частях возвышенностей, приводя к созданию педиментов. Здесь закладывались делли, развитие которых привело к образованию отрицательных форм с явно выраженной долиной. Процессами плоскостного смыва в суходольные части этих долин транспортировались продукты разрушавшихся кор выветривания.

К денудационно-аккумулятивному типу рельефа с достаточной степенью условности можно отнести делювиально-аллювиальные поверхности, сформировавшиеся в результате частичного выравнивания рельефа в нижних частях долинных систем и деллей, близкие к педиплену. Эти поверхности располагались у подножий палеовозвышенностей и местами расчленялись долинами палеопотоков.

Важнейшим элементом аккумулятивного типа рельефа являлась крупная речная долина, приуроченная к Пижемскому долинограбену, зародившаяся, по-видимому, еще в эйфельское время. Впервые на возможность существования в этом районе крупного палеопотока указывал С. В. Тихомиров (1948). Фрагменты долин древних потоков франского времени выделялись на Среднем Тимане Б. А. Яцкевичем, В. А. Лебедевым, Л. Т. Беляковой. Наиболее отчетливо Пижемская речная долина отражена, как явствует из приведенного выше материала, в осадках живетского возраста. Мощность аллювиальных косослоистых серий, развитых в ее пределах, достигает 200 м. Азимуты наклона косой слоистости в отложениях пижемских слоев (замеры Б. А. Яцкевича и авторов) позволяют установить направление стока: север-северо-западное. Участки этой речной долины и ряда ее притоков установлены по материалам бурения и естественных обнажений: ее левый борт выявлен в южной части Северо-Светлинского, правый — в Пижемском районах; они прослеживаются на северо-запад в Верхнецилемский район до устья р. Северной и далее на север. Ширина долины на Светлинско-Пижемском отрезке 10—12 км, в южной части Верхнецилемского — более 40 км. Протяженность реконструированного участка около 140 км. Пижемская речная долина имела ряд притоков: в Пижемском районе — правый, в Северо-Светлинском и Верхнецилемском — левые. В ряде случаев для левых притоков удастся более точно установить фациальный облик осадков и выделить центральные и прибортовые части русла (см. фиг. 5).

Тектонические уступы приурочены к зонам глубоких расколов рифейского фундамента, неоднократно подновлявшимся и выраженным даже в современном гипсометрическом плане. Один из таких уступов был установлен Л. Т. Беляковой на юго-востоке Четласской горст-антиклинали. При сравнении палеогеографической и структурно-тектонической карт Среднего Тимана видно, что тектонические уступы отражают границы стабильных (относительно приподнятых) и активных (опускавшихся) блоковых структур.

Палеогеографическая обстановка начала позднего девона (раннефранское время) вначале характеризовалась значительной унаследованностью. Отмечается расширение Пижемской речной долины. Впоследствии по мере пенепленизации территории в связи с продвижением франской трансгрессии отмечается перемещение вверх по долине (с северо-запада на юго-восток) дельтовых фаций, происходит формирование приморской равнины; в дальнейшем большая часть территории Среднего Тимана затопляется морем, здесь образуется обширный залив, где отлагаются лагунные осадки.

Таким образом, в среднем девоне (в эйфельское и живетское время) на Среднем Тимане развивалась крупная речная долина и сеть ее притоков. Бортами долины являлись склоны невысоких пенепленизированных возвышенностей. На самих возвышенностях и их склонах формировались системы мелких долин и деллей, создававшие овражно-балочную сеть и открывавшиеся в основную долину; по ним осуществлялась транспортировка продуктов денудации. В суходольных частях мелких долин (оврагов и балок) происходила аккумуляция продуктов глубокого химического выветривания. В ряде случаев здесь же они подвергались дальнейшей латеритизации. Бокситы различных генетических типов образовывались главным образом в элювиальных и делювиально-пролювиальных обстановках. При этом с фацией пенепленизированных

водоразделов связаны латеритные бокситы, с фацией оврагов, балок и их склонов — осадочно-латеритные (преобладающие на Ворыквинских месторождениях). Осадочные бокситы, представляющие собой продукт разрушения франской трансгрессией уже сформировавшихся рудных залежей, в основном приурочены к фации литорали. Развитие лагунного фациального комплекса оказало большое влияние на сохранность рудных залежей, а также явилось причиной ряда существенных изменений вещественного состава бокситов (в частности, шамозитизации).

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В. П., Лебедев В. А., Смирнов В. Г. Бокситы латеритного типа на Среднем Тимане.— Разведка и охрана недр, 1972, № 9.
- Абрамов В. П., Волочаев Ф. Я., Кудьяров Н. С., Петренко В. И. Генезис бокситов Среднего Тимана.— Сов. геол., 1976, № 11.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. II. 1968.
- Башилов В. И. и др. Разломы фундамента севера Русской плиты и их отражение в структуре осадочного чехла.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 1.
- Воронцов В. В., Петрова Н. Н. Некоторые вопросы генезиса среднетиманских бокситов.— Сов. геол., 1975, № 11.
- Воронцов В. В., Топорец С. А. Генезис среднетиманских бокситов и оценка перспектив их поисков.— Сов. геол., 1974, № 6.
- Зарх В. П. Характеристика силурийских отложений Тимано-Печорской провинции.— В кн.: Геология и нефтеносность северо-востока Европейской части СССР, вып. II. Коми книжн. изд-во, Сыктывкар, 1972.
- Мальков Б. А., Естафьева А. Д., Малькова Н. А. О возрасте бокситоносных латеритов на Среднем Тимане.— В сб.: Вопросы петрографии севера Урала и Тимана.— Тр. Коми филиала АН СССР (Ин-т геологии), вып. 17, 1972.
- Раабен М. Е., Журавлев В. С. Сопоставление разрезов рифея Полудова Кряжа и Урала.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 2.
- Разницын В. А. Тектоника Среднего Тимана. М.— Л., «Наука», 1968.
- Скловский А. М., Косоруков В. Л., Мусатов И. Б., Репина М. Н., Шумов О. В. Девонские бокситы Тимана. Проблемы образования, локализации, прогноза.— В сб.: Новые данные по геологии бокситов. Тр. ВИМС. М., 1978.
- Скловский А. М., Косоруков В. Л. и др. Структурно-тектонические факторы латеритного корообразования на Среднем Тимане.— Тр. совещ. «Вопросы теории образования коры выветривания». М., «Наука», 1979.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1949, № 6.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3, Изд. АН СССР, М., 1963.
- Тихомиров С. В. Девон Среднего Тимана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 2.
- Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., «Недра», 1967.
- Тихомиров С. В. Факторы осадочного процесса и его основной закон.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 3.
- Филиппова Л. И. Среднедевонские и нижнефранские нефтегазоносные отложения Тимано-Печорской провинции.— В кн.: Геология и нефтегазоносность северо-востока Европейской части СССР. Коми книжн. изд-во, Сыктывкар, 1972.
- Хаин В. Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., «Недра», 1977.
- Яцкевич Б. А. Палеогеографические особенности формирования бокситов Ворыквинской группы месторождений Среднего Тимана.— В сб.: Новые данные по геологии бокситов. Тр. ВИМС. М., 1978.

ВИМС МГ СССР,
Ин-т литосферы АН СССР,
Москва

Дата поступления
21.VI.1979

УДК 551.332.52.24.53 : 551.735.15

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

С. Ф. ПАВЛОВ

Доказывается ледниковое и флювиогляциальное происхождение части верхнепалеозойских отложений восточной окраины Тунгусского бассейна и высказано предположение о более широком площадном распространении этих образований на Сибирской платформе. Подчеркнута важность учета генезиса рассматриваемых грубообломочных отложений при планировании направления поисковых работ на обнаружение новых россыпных и коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе.

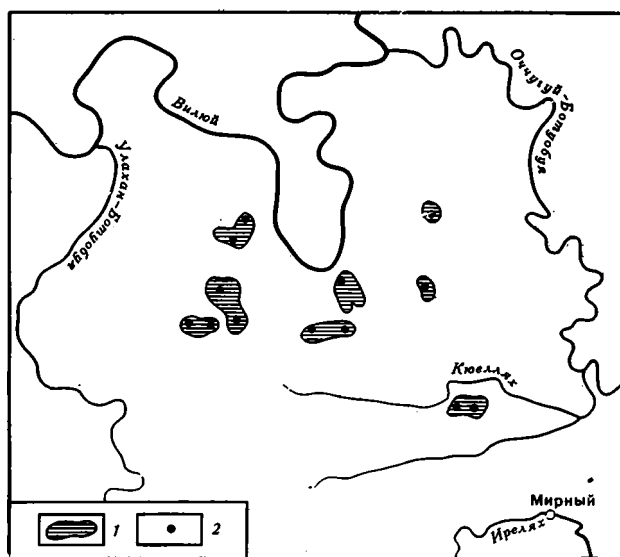
На междуречье Улахан- и Оччугуй-Ботуобии (фиг. 1) скважинами колонкового бурения вскрыты грубообломочные отложения проблематичного генезиса, получившие название лапчанской свиты. Они залегают с глубоким размывом на различных горизонтах карбонатных пород нижнего ордовика и перекрыты континентальными отложениями позднего палеозоя. В настоящее время породы лапчанской свиты распространены на междуречье локально, выполняя обычно отдельные изолированные, по-видимому, бессточные впадины (котловины) различных размеров и очертаний, при этом наиболее обширные поля их развиты в западной части междуречья, менее эродированной по сравнению с восточной перед началом позднепермского осадконакопления. Несомненно, первоначально рассматриваемые грубообломочные отложения имели более широкое площадное распространение, особенно к югу от указанных полей (см. фиг. 1).

В более ранних работах отложения лапчанской свиты рассматривались в составе катской (Оффман, 1959; Александров, 1961; Павлов, 1974) или анакитской (Толстых, 1969) свит.

В качестве самостоятельного стратиграфического подразделения они выделены в 1975 г. геологами Батуобинской экспедиции ЯТГУ В. И. Тараненко и Ю. В. Сафьянниковым в бассейне ручьев Улахан-Курунг-Юрэх и Сылага под названием «черной» пачки или сылагинских слоев.

Естественные обнажения пород лапчанской свиты на рассматриваемом междуречье отсутствуют. Строение разреза и вещественный состав их изучены по керну колонковых скважин и глубоким шурфам (шахтам). Во всех изученных пунктах свиту слагает несортированная или слабо сортированная группа пород, в гранулометрическом составе которой участвуют самые различные фракции — от валунной до глинистой. Разрез свиты весьма непостоянный. В одних случаях он начинается пластами конгломератов или слабо сцементированными отложениями преимущественно песчано-галечного состава с редкими валунами кварцитов и обломками карбонатных пород, сменяющихся выше песчаниками, алевролитами, включающими отдельные гальки, валуны и конкреции пиритизированных пород; в других — глинистыми, алевролитами

или песчаниками, содержащими переотложенные продукты коры выветривания нижнепалеозойских карбонатных пород, стяжения и линзы сидеритов (мощностью 10—40 см), остроугольные обломки черных кремней, хорошо окатанную гальку различных метаморфических и изверженных пород. Перечисленные типы пород нередко образуют в разрезе свиты слои с четкими или слабо выраженными границами. Слоистость косая, линзовидная, неправильная, реже горизонтальная. Общая мощность свиты колеблется от 0 до 22,4 м.



Фиг. 1. 1 — поля распространения отложений лапчанской свиты; 2 — скважины колонкового бурения

Характерной особенностью рассматриваемых пород является наличие в их составе хорошо окатанных валунов и галек чуждых для данного района пород, крупных остроугольных обломков местных карбонатных пород, повышенное количество спутников алмаза — пиропов, пикроильменита, хромдиопсида, а также самих зерен алмазов.

ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАПЧАНСКОЙ СВИТЫ

Отложения лапчанской свиты относительно хорошо охарактеризованы палинологическими спектрами, которые, по заключению Л. И. Богдановой и В. А. Мишариной, позволяют относить их к башкирскому ярусу среднего карбона и довольно уверенно отличать от вышележащих пород. Определимых отпечатков флоры в лапчанской свите не обнаружено. Спектры миоспор образуют единый палинокомплекс, который по составу можно разделить на два подкомплекса.

Первый подкомплекс, встречающийся нам более часто на глубинах 91,3—73,9; 30,6; 60,0; 104,0 и 93,0 м (по разным скважинам), содержит в основном споры с пленчатой оторочкой — *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub., *R. mirabilis* (Lub.) Lub., от 40 до 75% от общего количества миоспор. Таким образом, здесь четко вырисовывается доминирующая группа. Субдоминанты, по нашим наблюдениям, отсутствуют. Содержание всех остальных миоспор, встречающихся в этом подкомплексе, не превышает 10%, поэтому мы вправе считать их сопутствующими. Среди них встречаются споры с гладкой экзиной древнего облика, представленные такими видами, как *Punctatisporites glaber* (Lub.) Lub.,

P. Platirugosus (Waltz) Oschurk., *Calamaspora microrugosa* Ibr., *C. plicata* (Waltz) Siv. Споры рода *Lycospora* составляют не более 10% (в среднем 1—2%) и относятся к видам *Lycospora brevipiculata* (Lub.) Pot. et Kremp., *L. verruculifer* (Lub.) Lub., *L. echinata* (Lub.) Lub., *L. radiata* (Lub.) Lub. и многие определены как *Lycospora sp. indet.* Из крупнобугорчатых миоспор присутствуют: *Verrucosisporites ermascovianus* (Kov.) Lub., *V. rubiginosus* (Lub.) Lub., *V. phaleratus* (Lub.) Lub., *Camptotriletes orbicularis* Ter. Характерной особенностью обоих подкомплексов является присутствие видов девонского облика: *Capillatisporites lunatus* (Kust.) Andr., *Cyclogranisporites larvatus* (Lub.) Andr., *Retusotriletes ciliaris* Peterson.

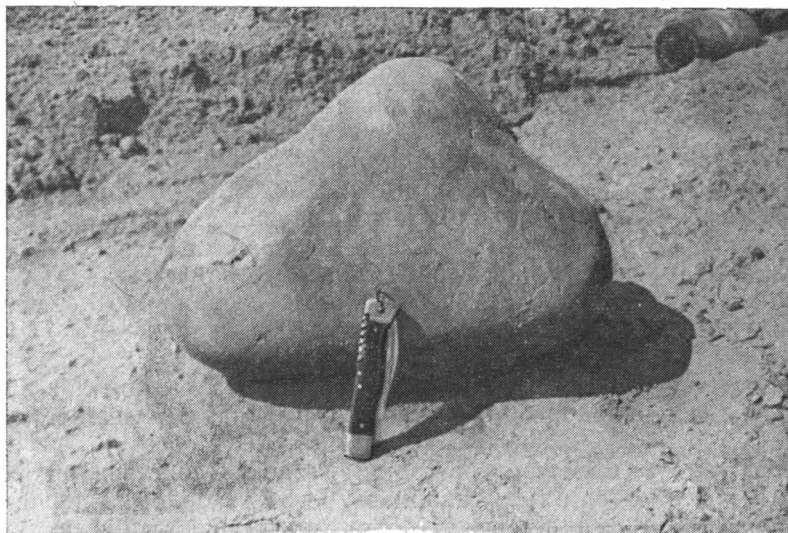
Встречается пыльца древних хвойных: *Florinites proprius* Terech., *F. katschensis* Medv., *F. ovalis* Terech., *Diversisaccites grandis* (Lub.) Lub., *Striatoprotopodocarpus* sp. По-видимому, на этом стратиграфическом уровне начинается зарождение кордаитовой флоры, так как пыльца кордаитов здесь присутствует лишь в единичных экземплярах, отмеченных как *Cordaitina rotata* (Lub.) Dibn., *C. rugulifera* (Lub.) Dibn. Первые подобный комплекс выделен В. С. Тереховой в 1973 г., в 1974—1977 гг. такой же комплекс получен палинологами ВостСибНИИГГиМСа Т. А. Ильиной и В. А. Пинегиной.

Второй подкомплекс из отложений лапчанской свиты получен только в двух скважинах с глубин 112,8; 162,5 и 156,5 м. Этот подкомплекс отличается от первого тем, что здесь наряду с группой доминант *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. (от 20 до 48%) появляется и группа субдоминант — крупная пыльца древних хвойных и пыльца рода *Florinites* (от 12 до 20%), относящаяся к следующим видам: *Potoniesporites globosus* Terechova, *P. multangulus* Terechova, *P. novicus* Bhardwaj, *Diversisaccites grandis* (Lub.) Lub., *Striatoprotopodocarpus rotundus* Terechova, *Striatolueskispores bialatus* Lub., *Florinites luberae* Lub., *F. promptus* Siv., *F. ovalis* Terechova.

Постоянно и в заметных количествах присутствуют гладкие споры группы *Calamites* (от 5 до 20%). Из сопутствующих миоспор, но характерных для комплекса в целом, следует упомянуть: *Endospirites membranaceus* Terechova, *E. reticulatus* Terechova, *Verrucosisporites ermascovianus* (Kov.) Lub., *Turrisporites resistens* (Lub.) Lub., *T. rigidipinosus* (Lub.) Lub., *Camptotriletes orbicularis* Terechova, *Capillatisporites lunatus* (Kust.) Andr., *Cyclogranisporites larvatus* (Lub.) Lub. Единичными зернами встречаются миоспоры *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub. и *Cordaitales*.

Спорово-пыльцевой комплекс из лапчанской свиты по составу и количеству характерных миоспор наиболее близок к комплексам Л. А. Коваленко (1956) и Л. Л. Дрягиной (1971) из верхов острогской свиты Кузбасса, а также комплексам А. М. Медведевой (1960), Л. Н. Петерсон, В. В. Круговых (1973) из янгойских слоев Тунгусского бассейна, сопоставляемых с башкирским ярусом среднего карбона (C_2^1) общей стратиграфической шкалы. Однако в исследованном комплексе почти отсутствуют споры *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub., составляющие одну из доминирующих групп в острогских и янгойских комплексах. При сопоставлении мы учли указание В. А. Коваленко (1956), что такие виды, как *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. и *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.), могут в количественном отношении замещать друг друга в палиноспектрах. При сопоставлении с данными по северу Сибирской платформы описываемый комплекс по доминированию одного только *Remysporites psilopterus* (Lub.) Lub. несколько сходен с палинозоной *R. psilopterus* (верхний карбон), выделенной А. Ф. Дибнер (1977). Однако видовой состав сопутствующих видов имеет больше общих форм со спектрами острогской и янгойской свит.

Конгломераты, рыхлые песчано-галечные отложения слагают, как правило, базальный горизонт лапчанской свиты. Мощность их в этом случае варьирует от 0,3 до 2,0 м. Вместе с этим пласты грубообломочных пород мощностью 0,2—3,5 м встречаются среди глинисто-песчаных отложений по всему разрезу свиты без какой-либо определенной стратиграфической закономерности. Конгломераты имеют серый и темно-серый цвет, состоят из галек, редких валунов и обломков пород, сцементированных глинисто-песчаным ожелезненным материалом. Породы плохо отсортированы и лишены признаков слоистости.



Фиг. 2. Валун кварцита из отложений лапчанской свиты

В составе галек отмечены три группы пород: осадочные, метаморфические и изверженные. Наиболее обычными представителями осадочной группы являются: кремни (20—30%), окремненные доломиты (8—12%), мергели (2—4%), песчаники (2—4%) и аргиллиты (1—3%). Метаморфическую группу пород составляют кварциты, кварцитовидные песчаники (20—35%) и различные по составу сланцы (до 10%). Среди изверженных пород установлены граниты, гранит-аплиты, гнаофиры, кварцевые андезитовые порфиры, трахитовые порфиры и кератофиры. Общее количество их в составе конгломератов колеблется от 10 до 15%. По преобладающему размеру конгломераты и рыхлые галечники принадлежат к мелко- и среднегалечным (2,5—5,0 см) разностям. Крупная галька и валуны содержатся в малом количестве — до 8—15 штук на 1 м² (судя по шурфам). Последние хорошо окатаны и представлены обычно кварцитами (фиг. 2). Окатанность мелко- и среднегалечного материала находится в зависимости от состава: гальки метаморфических и изверженных пород окатаны, как правило, хорошо, а осадочных пород — гораздо хуже. Наряду с гальками и валунами в составе конгломератов постоянно присутствуют угловатые обломки карбонатных пород, максимальный размер которых достигает 8×20×30 см. Весь грубообломочный материал конгломератов несет следы интенсивного выветривания.

Песчаники по всему разрезу свиты разнозернистые, окрашены в темно-серые и серые тона. Окраска обусловлена присутствием тонко перетертой обуглившейся органики. В зонах окисления они приобретают

желтовато-серый цвет. Слоистость горизонтально-волнистая и косая. Мощность слоев не превышает 10 см, границы не четкие, выражены глинисто-алевритовыми прослоями и обуглившимся растительным детритом. В песчаниках часто присутствуют гравийные зерна и единичные гальки белого кварца или черных кремней. Это особенно проявлено в той части разреза, где песчаники связаны постепенным переходом с подстилающими пластами гравийно-галечного состава или непосредственно залегают на нижнепалеозойских карбонатных породах. Иногда встречаются глинистые окатыши и остроугольные кусочки аргиллитов. Нередко наблюдаются маломощные (5—8 см) прослои, линзы сидерита, в местах скопления органики интенсивно проявлена пиритизация.

Кроме сравнительно однородных песчаников в разрезе лапчанской свиты значительное место занимают *породы смешанного гранулометрического состава*, в которых песчаная, алевритовая и глинистая фракции содержатся в количествах, не превышающих 55% каждая. От песчаников они отличаются более темным цветом и лучше выраженной слоистостью.

По составу породообразующих компонентов песчано-глинистые породы лапчанской свиты относятся в основном к кварцевой группе, подчиненное место принадлежит аркозам и грауваккам (по классификации В. Д. Шутова, 1967).

Группа кварцевых пород почти повсеместно представлена мезомиктово-кварцевыми разностями, в которых содержание основных породообразующих компонентов колеблется, %: кварца — от 78 до 63, полевых шпатов — от 24 до 11 и обломков пород — от 10 до 12. В западной части междуречья в верхней части разреза свиты появляются породы полевошпатово-кварцевого состава, слагаая пласты мощностью 0,3—0,5 м.

Группа аркоз представлена одним типом — собственно аркозами (полевые шпаты — 55—26%, кварц — 70—34%, обломки пород — 10—4%). Последние слагают пласты пород преимущественно смешанного гранулометрического состава и распространены, как и полевошпатово-кварцевые разности, главным образом в западной части междуречья в верхах разреза лапчанской свиты.

Граувакковую группу пород представляют кварц-полевошпатовые граувакки и собственно граувакки. Содержание обломков пород в последних достигает 75%. Распространены граувакки повсеместно как по разрезу лапчанской свиты, так и по площади, но количественно постоянно преобладают в нижней части свиты.

Основные породообразующие компоненты — кварц, полевые шпаты и обломки пород во всех типах пород характеризуются сходными чертами. Зерна кварца имеют угловато-округлую, хорошо окатанную и полуокатанную форму, часто с неровными изъеденными краями, постоянно содержат включения непрозрачного вещества. Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами (2—10%) и калиевыми полевыми шпатами (3—17%). Форма зерен призматическая и таблитчатая, грани сглажены. Плагиоклазы — чистые, прозрачные; калиевые полевые шпаты — полупрозрачные, белые, выветрелые, нередко замещены карбонатом. В составе обломков пород присутствуют слюдистые кварциты, окремненные водорослевые доломиты, кварц, халцедон, песчаники, аргиллиты, алевролиты, реже кислые эффузивы.

Кроме перечисленных компонентов, постоянной примесью всех типов пород являются: слюда — биотит и мусковит (от 2 до 5%) и обуглившиеся растительные остатки (3—10%). Отмечено, что в некоторых разрезах центральной части междуречья собственно граувакки сильно обогащены слюдами — биотитом (до 26%) и мусковитом (до 14%). В таких породах слюда служит цементирующим материалом. Отмечены

Минеральный состав тяжелой фракции (класс 0,25—0,05 мм) пород лапчанской свиты, %

№ проб	Ильменит	Гранаты	Циркон	Турмалин	Дистен	Хромшпинелиды	Сфен	Рутил	Анализ	Лейкоксен	Группа эпидота	Хлоритонд	Биотит	Хлориты	Апатит	Пирит	Сидерит	Железистые агрегаты
120/488—2	37,0	3,2	0,4	—	—	—	0,2	—	—	0,4	0,4	—	—	—	0,2	58,0	—	—
120/488—3	8,6	2,2	0,8	—	—	—	0,8	0,2	0,4	0,4	0,4	—	0,4	—	0,2	85,6	—	—
120/488—3 ^a	15,2	4,2	1,2	—	0,2	0,2	1,2	0,2	—	1,4	3,0	0,4	—	0,2	1,2	71,0	0,4	—
180/27	0,2	0,4	0,2	0,2	—	—	—	0,2	—	—	—	0,2	0,2	0,2	0,4	97,6	—	0,2
224/144—1	6,6	9,0	1,6	6,2	—	—	0,6	1,4	1,0	11,0	2,4	—	0,2	—	3,2	59,6	—	2,8
224/206—1	2,5	7,9	1,4	2,7	—	0,8	0,4	1,6	0,2	9,2	—	—	—	—	1,6	70,7	0,4	—
224/206—2 ^a	21,8	48,6	5,8	5,0	—	1,2	0,8	2,2	0,2	10,8	2,2	0,2	0,2	—	—	0,2	—	—
224/206—2 ^b	20,8	17,6	4,2	0,6	—	0,2	14,2	2,4	0,2	6,6	5,0	0,6	4,4	—	9,4	13,4	—	—
224/206—2 ^b	0,4	1,8	—	0,4	—	—	0,4	—	—	1,8	1,8	—	0,6	—	0,4	92,4	—	—
224/330—1	9,2	20,3	1,9	5,8	—	1,2	1,8	1,9	0,4	6,6	0,4	—	—	—	0,7	49,2	0,6	—
224/330—2	5,4	3,9	0,4	1,7	0,2	—	1,2	0,6	0,2	5,2	4,6	2,3	19,5	0,2	4,8	48,8	—	0,2
291/2—2	0,2	1,0	0,4	1,0	—	—	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	—	—	—	0,2	90,0	0,2	—
291/2—2 ^a	0,4	0,4	—	0,2	—	—	—	0,2	—	—	0,2	0,4	—	—	0,2	98,0	—	—
291/2—2 ^b	4,0	6,0	0,2	2,0	—	—	—	0,2	—	—	0,2	0,2	—	—	—	86,8	—	0,2
291/2—3	5,2	18,6	0,8	2,0	0,4	0,2	0,4	—	—	4,7	8,2	0,4	0,2	0,2	3,2	55,1	—	0,2

Аналитик М. М. Панова (ИЗК СО АН СССР),

пластинки биотита, которые частично хлоритизированы и изменены до образования по нему монтмориллонита и других глинистых минералов.

Обломочные породы лапчанской свиты сцементированы глинистым, глинисто-карбонатным, в отдельных линзах — пиритовым или халцедоновым веществом. Халцедоновый цемент обычно в виде тонких волокон выполняет поры между обломочными зернами, резко корродируя их. Установлено, что халцедон более позднего образования, чем пирит.

Минеральный состав тяжелой фракции пород лапчанской свиты характеризуется резким преобладанием аутигенного пирита над остальными минералами (см. таблицу). Повсеместно во всех типах пород пирит составляет от 48,8 до 98% общего количества тяжелой фракции. Этим лапчанская свита отчетливо обособляется от других стратиграфических подразделений верхнепалеозойского возраста.

Наиболее распространенной формой новообразований пирита являются мелкие округлые зерна и шаровидные конкреции буровато-коричневого цвета. Реже он встречается в виде псевдоморфоз по растительным остаткам или в сростках идиоморфных кристаллов. Из аутигенных минералов широко распространен также лейкоксен, содержание которого в некоторых пробах достигает 11%.

Постоянными минералами аллотигенной группы являются ильменит, гранаты, циркон, турмалин, сфен, рутил, эпидот и апатит. Содержание каждого из этих минералов в пробах, как видно из таблицы, колеблется в очень широких пределах, но в целом преобладают ильменит и гранаты. В некоторых пробах эти два минерала составляют более 50% тяжелой фракции. Изредка состав тяжелой фракции пород пополняют такие аллотигенные минералы, как дистен, хромшпинелиды, анатаз, хлоритоид, биотит, хлориты и аутигенные — сидерит и железистые агрегаты, состоящие преимущественно из гётита, лимонитизированных магнетита и сидерита. Анализ распространения тяжелых минералов по площади и разрезу свиты не позволил выявить какой-либо закономерности в их поведении.

Глинистые минералы тонкопелитовой фракции пород относятся к аллотигенным и аутигенным разностям. Чаще всего они образуют в породах три наиболее характерные парагенетические ассоциации: гидрослюда — монтмориллонит — каолинит; монтмориллонит — каолинит; каолинит — монтмориллонит — гидрослюда — хлорит. Наряду с этим в разрезе свиты встречаются породы с мономинеральным каолинитовым, хлоритовым или монтмориллонитовым цементом.

О ГЕНЕЗИСЕ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения лапчанской свиты вызывают у всех исследователей повышенный интерес. Связано это, во-первых, с тем, что в их составе обнаружены в относительно повышенных концентрациях зерна алмазов и их парагенетические спутники: пиропы, пикроильменит, хромдиопсид и хромпиктит. Во-вторых, гранулометрический состав отложений этой свиты несет в себе много загадочного с точки зрения способа его транспортировки и фациальной принадлежности.

Суть заключается в том, что в составе лапчанской свиты совместно находятся хорошо окатанные валуны и гальки чуждых для данного района пород, неокатанные обломки местных пород, разнозернистые пески, алевроиты и глины. Подобного рода несортированные отложения могли быть сформированы в результате деятельности таких процессов и агентов, как 1) ледниковые; 2) оползневые; 3) грязевые потоки и 4) выветривание и переотложение конгломератов на месте.

Из всех названных процессов, с нашей точки зрения, заслуживает внимания только ледниковый. И вот почему. Гравитационные агенты — оползни и грязевые потоки — местные явления. Они не могут объяснить

наличия в лапчанской свите хорошо окатанных валунов и галек «экзотических» пород, принесенных издалека. Участие в формировании несортированных отложений процесса выветривания и переотложения конгломератов на месте делювиальным или пролювиальным путем исключается ввиду отсутствия в рассматриваемом регионе каких-либо признаков существования более древних конгломератов. Крупные обломки могли быть перенесены мощными водными потоками, обладавшими большой скоростью, или сезонными льдами. Но в этом случае не происходит отложения и сохранения таких обломков в тонкозернистом материале, это противоречит законам гидродинамики. К тому же наряду со свежими обломками в составе лапчанской свиты имеется много галек и валунов со следами интенсивного выветривания. Такие обломки не могли быть перенесены водой на далекое расстояние. Реконструкция палеорельефа не позволяет также допускать наличия в данном районе резко расчлененного рельефа и существования позднепалеозойских рек с большой скоростью течения.

Таким образом, учитывая все вышеизложенное, мы пришли к выводу о ледниковом способе транспортировки обломочного материала. В пользу ледникового происхождения описываемых отложений в определенной мере свидетельствует и рельеф погребенной ими поверхности, основными формами которого, как уже отмечалось, являются неглубокие замкнутые впадины. Подобного рода впадины могли быть образованы в результате ледникового выпаживания.

Центром оледенения, откуда двигались ледники, было Патомское нагорье, расположенное в 200 км к югу от рассматриваемого района. Этот вывод полностью подтверждается петрографическим составом валунов и галек из пород лапчанской свиты, а также составом устойчивых минералов тяжелой фракции песчано-алевритовых пород.

Позднепалеозойское оледенение Сибирской платформы не было однократным и непрерывным. Судя по фактическому материалу (ледниковые и флювиогляциальные отложения на платформе, ледово-морские — в Верхоянском бассейне), на Сибирской платформе имеются отложения не менее двух эпох оледенения: среднекаменноугольной, отложения которой описаны выше, и позднепермской.

Позднепермские отложения (нижнеборуллойская подсвита — P_2^1) на восточной окраине Тунгусского бассейна характеризуются удивительно однообразным составом и строением разреза на площади, которая только в рассматриваемом регионе превышает 100 тыс. км². Главным типом пород нижнеборуллойской подсвиты повсеместно являются выветрелые желтовато-серые разнородные песчаники, включающие по всему разрезу рассеянную гальку пород разного петрографического состава. Среди песчаников отмечаются редкие и маломощные прослои алевролитов. Только там, где песчаники залегают непосредственно на породах нижнего палеозоя, в основании подсвиты имеются пласты гравийно-галечного состава. Мощность подсвиты колеблется от 11 до 65 м.

Вопрос о происхождении однородной толщи осадков на столь обширной площади заслуживает особого внимания. В составе отложений этого возраста отсутствуют какие-либо признаки, указывающие на их морское или эоловое происхождение. Судя по комплексу признаков (состав, гранулометрия, текстура, органические и минеральные включения), они несомненно принадлежат к континентальной генетической группе осадков. Но и среди этой группы из рассмотрения определенно должны быть исключены гравитационные и собственно ледниковые процессы, деятельность которых приводит к образованию осадков иного гранулометрического состава и сортировки. Не занимают заметного места в разрезе подсвиты и осадки озерно-болотных фаций.

Резкое преобладание в составе рассматриваемой толщи песчаных фракций над более мелкими, отсутствие выраженной гранулометриче-

ской сортировки аллотигенного материала, а следовательно, и ритмичного строения разреза — это объективные признаки, не позволяющие считать отложения нижеборуллойской подсвиты типично речными аллювиальными образованиями. В подтверждение сказанного следует добавить, что гранулометрический состав этих отложений находится в явном противоречии с «формулой стока», которая для современных рек мира, по данным Г. Ф. Крашенинникова (1971), имеет вид $0,35 : 3,5 : 1$, где первое — относительно крупный материал, переносимый волочением по дну, второе — частицы, переносимые в виде взвеси (мути) и третье — тонкие частицы, переносимые в виде коллоидных и истинных растворов.

Таким образом, остается признать, что основным процессом в формировании однородной толщи песков была деятельность флювиогляциальных вод. Талые воды ледников в виде многочисленных водотоков разносили ледниковые осадки по прилегающей равнине, где они осаждались, образуя обширные задровые поля. Позднепермскую низменную равнину на востоке Тунгусского бассейна с полным основанием можно называть задровой равниной.

Убедительным подтверждением позднепермскому оледенению служат ледово-морские осадки, установленные В. Н. Андриановым и В. А. Андриановой (1962), В. Н. Андриановым (1966) на территории Западного Верхоянья, Х. И. Калугиным (1958) на Охотско-Колымском водоразделе, Ю. А. Михайловым и др. (1970) в бассейнах рек Русской, Омолонской и Кегали, О. Г. Эпштейном (1972) в истоках р. Колымы. Питающей провинцией для Верхоянского седиментационного бассейна, как известно, служила Сибирская платформа (Коссовская и др., 1960; В. Н. Андрианов, 1966). Следовательно, и ледниковые отложения в Верхоянский бассейн поступали с высокогорных областей Сибирской платформы, в первую очередь с Байкало-Патомского нагорья.

Высказывание о возможном развитии оледенения на Сибирской платформе в позднем палеозое не является новым. К нему обращались многие исследователи при объяснении происхождения мегакластов, встречающихся в составе верхнепалеозойских отложений на Сибирской платформе и в соседней Верхояно-Колымской геосинклинальной области (Гусев, Флейшман, 1938; Бобин, 1940; Хоментовский, 1948; Калугин, 1958; Андрианов, Андрианова, 1962; Андрианов, 1966; Кравчинский, 1969; Михайлов и др., 1970; Эпштейн, 1972 и др.).

Признаки верхнепалеозойского оледенения непосредственно территории Сибирской платформы подробно рассмотрены А. С. Хоментовским. Он обобщил все имевшиеся к тому времени сведения о распространении в южной части Сибирской платформы на водоразделах рек валунов и галек из кварца, кварцитов, гнейсов и других метаморфических пород и пришел к выводам, что перенос их совершен верхнепалеозойскими ледниками, а сами галечники являются остатками верхнепалеозойских морен. Новый фактический материал, изложенный выше, показывает, что А. С. Хоментовский в своих выводах был абсолютно прав.

О существовании умеренно холодного климата в позднем палеозое пришли к выводу М. Д. Залесский (1937), О. Л. Эйно́р (1957), А. Н. Криштафович (1959) и др. на основании анализа флоры Тунгусской флористической провинции. Аналогичные заключения сделаны К. Б. Лихаревым (1934) и В. И. Устрицким (1961, 1965) по фауне Верхоянского бассейна и севера Сибирской платформы.

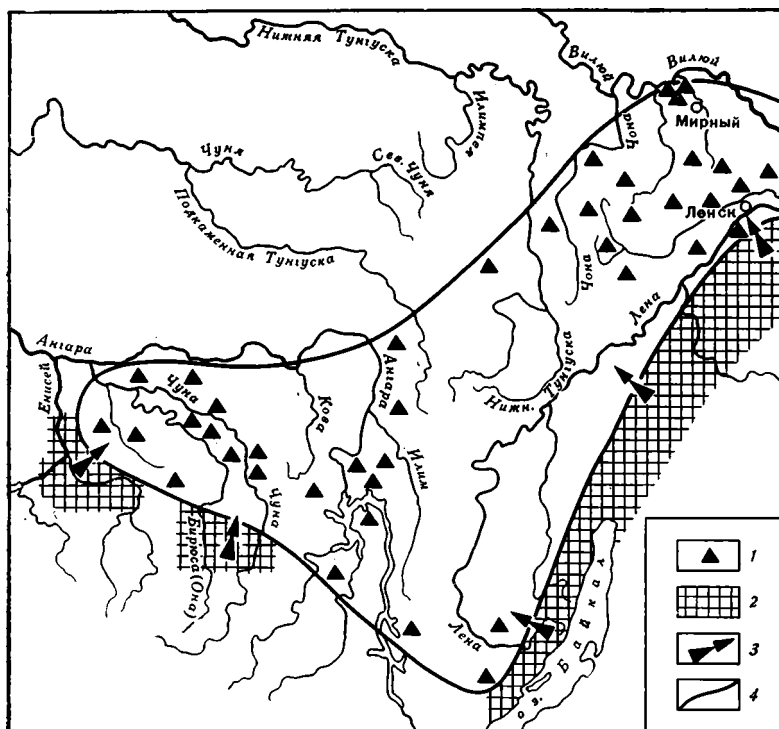
Среднекаменноугольное и позднепермское оледенения Сибирской платформы хорошо согласуются с эпохами оледенений в южном полушарии (Тойт А. Дю, 1940, 1957; Бутаков, 1940; Браун и др., 1970).

Проблема происхождения «древних галечников» рассмотрена также в работе Б. А. Иванова (1954). Он, как и А. С. Хоментовский, считает, что древние галечники имеют флювиогляциальное, частично не-

посредственно ледниковое происхождение. Но предполагает, что оледенение Сибири имело место не в позднем палеозое, а в конце мезозоя или в начале кайнозоя. С этой точкой зрения Б. А. Иванова согласиться нельзя. Ей противоречат следующие основные факты: 1) валуны и гальки экзотических пород распространены не только в отложениях позднего мезозоя и раннего кайнозоя, как он пишет, но и в более древних — юрских и верхнепалеозойских; 2) климат позднего мезозоя и раннего кайнозоя на юге Сибирской платформы, по заключению многих специалистов (Хлонова, 1966; Заклинская, Лейе, 1970, и др.), был теплым, близким к современному субтропическому.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Признаки верхнепалеозойского оледенения в виде мореноподобных и флювиогляциальных отложений, отдельных валунов, глыб экзотических пород и скопления галечников на водоразделах рек распространены в юго-восточной части Сибирской платформы весьма широко



Фиг. 3. Карта распространения ледниковых отложений верхнепалеозойского возраста

1 — места нахождения ледниковых отложений; 2 — области питания ледников; 3 — направление движения ледников; 4 — граница максимального распространения верхнепалеозойских ледниковых отложений

(фиг. 3). Наибольшее количество их сконцентрировано в двух районах: 1) на междуречье Лены, Вилюя и Нижней Тунгуски; 2) в бассейнах рек Бирюса, Чуна и Тасеева. Такая пространственная приуроченность нам представляется неслучайной. Она обусловлена расположением областей питания верхнепалеозойских ледников: в первом случае — Витимо-Патомским нагорьем; во втором — горными сооружениями западной и центральной частей Восточного Саяна. Ледники, спускаясь с этих горных сооружений в виде языков на прилегающую равнину, до-

ставляли на ее поверхность огромное количество обломочного материала, который позже неоднократно подвергался переотложению уже в пределах равнины.

Возраст и стратиграфическое положение грубообломочных мореноподобных и флювиогляциальных отложений четко установлены только на междуречье Улахан- и Оччугуй-Ботуобии (см. выше); на других участках такой определенности не установлено. На Чуна-Ангарском междуречье галечники ледникового происхождения, по данным А. С. Хоментовского (1948), залегают в основании угленосной толщи, возраст которой он считал нижнепермским. Последующими исследователями (Павлов и др., 1968, 1974 и др.) доказано, что верхнепалеозойская угленосная толща в этом районе начинается отложениями не нижнепермского, а среднекаменноугольного возраста. Таким образом, на юге, так же как и на востоке Тунгусского бассейна, ледниковые отложения следует относить, по-видимому, к башкирскому ярусу среднего карбона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Грубообломочные отложения, залегающие на юго-востоке Тунгусского бассейна в основании верхнепалеозойской угленосной толщи, представляют собой мореноподобные континентальные образования (тиллоиды) сложного строения и состава. Они образованы деятельностью ледников, спускавшихся на низменную равнину Сибирской платформы с горных сооружений Восточного Саяна (на юге) и Байкало-Патомского нагорья (на востоке).

Возраст тиллоидов, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, среднекаменноугольный (башкирский век).

На восточной окраине Тунгусского бассейна кроме среднекаменноугольных тиллоидов широко распространены флювиогляциальные пески верхнепермского возраста, знаменующие собой вторую эпоху оледенения Сибирской платформы в позднем палеозое. Признаки двукратного оледенения Сибирской платформы в позднем палеозое имеются также и в соседней Верхоянской геосинклинальной области, где в составе верхнепалеозойской толщи целым рядом исследователей обнаружены ледово-морские отложения, синхронные платформенным.

Многочисленные валуны, глыбы экзотических пород, «древние» или «водораздельные» галечники, распространенные на междуречьях в юго-восточной части Сибирской платформы на породах различного возраста, являются остатками размытых и переотложенных позднепалеозойских морен.

Определение генезиса отложений лапчанской свиты и их стратиграфических аналогов в других частях платформы имеет важное не только теоретическое, но и практическое значение, ибо в зависимости от условий образования осадков в значительной степени должно находиться планирование поисковых работ на обнаружение новых россыпных и коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А. В. Основные черты верхнепалеозойского угленакопления на восточной окраине Тунгусского бассейна.— Геол. и геофиз., 1961, № 7.
- Андреанов В. Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М., «Наука», 1966.
- Андреанов В. Н., Андреанова В. А. Некоторые данные о ледовом типе литогенеза, о климатическом и температурном режиме осадконакопления верхоянского терригенного комплекса в позднепалеозойское время.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1962, вып. X.
- Бобин Е. С. Юдомо-Аллах-Юнский водораздел.— Тр. треста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, 1940, вып. 13.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Круг К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970.

- Бутаков Н. Двайское оледенение и эпигляциальные отложения Экка в бассейне Конго.— Тр. XVII сес. Международного геологического конгресса. М., Гос. научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит., 1940, т. VI.
- Гусев А. И., Флейшман С. С. Геология и полезные ископаемые северной оконечности Хараулахского хребта:— Тр. Аркт. ин-та, 1938, т. XC.
- Дибнер А. Ф. Опыт установления палинозон на примере верхнепалеозойских отложений Западной Ангарии.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1977, т. 279.
- Дрягина Л. Л. Палинологическая характеристика балахонской серии.— В кн.: Путеводитель экскурсии по разрезам палеозойских и мезозойских отложений Кузбасса (III Междунар. палинол. конференц.). Новосибирск, 1971.
- Заклинская Е. Д., Лейе Я. Б. Новые данные о флоре датского яруса.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 1.
- Залесский М. Д. О климатических поясах земного шара в карбоне и перми.— Тр. XVII Междунар. геол. конгресса, 1937, т. 6.
- Иванов Б. А. «Древние галечники» южной части Сибирской платформы.— Тр. Иркутского гос. ун-та им. А. А. Жданова. М., 1954, т. II, вып. 2.
- Калугин Х. И. Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1958, вып. 13.
- Коваленко Л. А. Материалы для изучения спор и пыльцы Острогской свиты Кузбасса.— В кн.: Вопросы геологии Кузбасса, т. 1. М., Углетехиздат, 1956.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 34. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кравчинский А. Я. Палеогеография верхнего палеозоя Сибирской платформы и прилегающих областей.— Сов. геол., 1969, № 4.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971.
- Криштофович А. Н. Флористические зоны карбона и перми в северном полушарии.— Избр. тр., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Лихарев К. Б. Фауна пермских отложений Колымского края.— Тр. СОПС АН СССР, Сер. Якутская, 1934, вып. 14.
- Медведева А. М. Стратиграфическое расчленение нижних горизонтов Тунгусской серии методом спорово-пыльцевого анализа. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Михайлов Ю. А., Устрицкий В. И., Черняк Г. Е., Явищ Г. П. Верхнепермские ледово-морские отложения Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 5.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника СССР (Тр. ГИН, т. IV), 1959.
- Павлов С. Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Павлов С. Ф., Домышев В. Г., Ломоносова Т. К. Геология и палеогеография верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений юга Тунгусской синеклизы. М., «Наука», 1968.
- Тойт А. Дю. Изменение климата Южной Африки в позднем палеозое.— Тр. XVII сес. Международного геол. конгресса. М., Гос. научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит., 1940, т. VI.
- Тойт А. Дю. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Толстых А. Н. Позднепалеозойская флора восточной части Тунгусской синеклизы. М., «Наука», 1969.
- Устрицкий В. И. Основные этапы эволюции морских бассейнов и фауны брахиопод Азии в течение пермского периода.— Сов. геол., 1961, № 1.
- Устрицкий В. И. О положении северного полюса и границах палеоарктической области в позднем палеозое по палеонтологическим данным.— XI сес. Всесоюзного палеонтологического о-ва. Тез. докл., Л., 1965.
- Хлонова А. Ф. Пыльца *Auricufadites* в верхнемеловых отложениях Сибири.— В кн.: Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и палеогена Западной Сибири. М., «Наука», 1966.
- Хоментовский А. С. Признаки верхнепалеозойского оледенения в южной части Сибирской платформы.— Бюл. МОИП. Нов. сер. геол., т. XXIII, вып. 4, 1948.
- Шутов В. Д. Классификация песчаников.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Эйнар О. Л. Основные черты палеогеографии Сибири в каменноугольном и пермском периодах.— В кн.: Вопросы палеогеографии и биостратиграфии. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Эпштейн О. Г. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3.

СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУР КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД И КВАРЦИТОВ

В. А. КУДРЯВЦЕВ, И. М. СИМАНОВИЧ

Впервые рассматривается вопрос о полной эволюции структур кварцевых песчаных пород и кварцитов. Описан прогрессивный ряд структур кварцевых песчаных пород, разновидности гранобластовых структур на стадиях их прогрессивного метаморфизма и гранитизации, а также регрессивный ряд структур. Показана возможность применения стадияльного анализа как независимого метода изучения последовательности эндогенных процессов в кварцитах. На примере запада Алданского щита выявлены существенные различия в парагенезисах структур и стадиях их образования в существенно кварцевых метаморфических породах нижнего протерозоя и верхнего архея. Это позволяет применять стадияльный анализ структур как метод корреляции немых метаморфических толщ в пределах тектонически гомогенного региона.

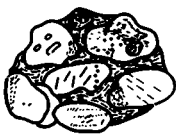
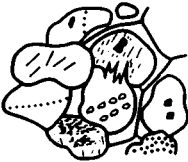
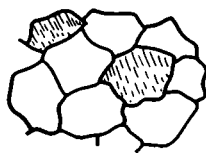
Вопросы стадияльного анализа песчаных пород, в том числе и существенно кварцевых, рассмотрены в работах А. В. Копелиовича, (1958, 1960, 1965), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1965), Н. В. Логвиненко (1968), И. М. Симановича (1966, 1978) и др. История развития структур кварцевых песчаных пород изучена до стадии полного исчезновения реликтов обломочных зерен кварца при метаморфизме средних ступеней. На этой стадии в существенно кварцевых метаморфических породах отмечаются полнобластические структуры.

В результате исследования докембрийских толщ запада Алданского щита в последние годы появился новый материал, позволивший дифференцировать полнобластические структуры кварцитов по их морфологии. Выявлен также ряд структур, регрессивный по отношению к любому бластопсаммитовым и бластическим структурам кварцевых метаморфических пород.

ПРОГРЕССИВНЫЙ РЯД СТРУКТУР

Предыдущие исследования (Симанович, 1978) позволяют построить идеализированную схему развития структур кварцевых песчаных пород и эволюции внутреннего строения обломочного кварца начиная от диагенеза (литификации) пород вплоть до метаморфизма высоких ступеней (фиг. 1). Эта схема отвечает реальным наблюдениям при относительно спокойных тектонических условиях преобразования кварцевых песчаных пород, а также при отсутствии существенной примеси цементирующего материала, тормозящего развитие структур.

На стадиях диагенеза и эпигенеза кварцевые зерна сохраняют свое внутреннее строение и комплекс первичных включений минералов и минералообразующей среды. В диагенезе и начальном эпигенезе кварцевые зерна цементируются различными типами цемента, в частности некоторыми модификациями кремнезема (Муравьев, 1975) и регенераци-

1. Начальный эпигенез		1. Обломочная структура. В кварце—первичные включения
2. Глубинный эпигенез		2. Структуры растворения под давлением, регенерация кварца
3. Ранний метабенез		3. Пластическая деформация кварца, начальный рекристаллизационный бластез
4. Поздний метабенез		4. Метаморфизм (отжиг) кварца, рекристаллизационный бластез
5. Метаморфизм средних ступеней		5. Полнобластические структуры, кварц метаморфизован, включения в кварце практически отсутствуют
6. Метаморфизм высоких ступеней		6. Полнобластические структуры. В кварце появляются включения метаморфогенных минералов

Фиг. 1. Прогрессивный ряд структур кварцевых песчаных пород и эволюции внутреннего строения обломочного кварца

онным кварцем (Симанович, 1978). Форма зерен не изменяется. Песчаная порода нередко остается неметаморфизованной вплоть до стадии глубинного эпигенеза.

В глубинном эпигенезе в кварцевых песчаных породах развиваются разнообразные структуры растворения (Симанович, 1978), т. е. существенно изменяется форма обломочных зерен. Растворенная кремнекислота переотлагается тут же, в поровых пространствах, в виде регенерационного кварца.

Важно отметить, что в результате этих процессов формируется сливная регенерационная или конформно-регенерационная структура квар-

цевых песчаных пород, и на последующие метаморфические процессы они реагируют не как агрегат разрозненных кварцевых зерен, а как поликристаллическое твердое тело, хотя и гетерогенное по своему внутреннему строению.

На стадии раннего метатекстур начинается преобразование внутреннего строения обломочных зерен кварца. Наблюдаются начальные проявления его метаморфизма, приводящие к частичной утрате первичных типоморфных признаков. В некоторых случаях интенсивно развита пластическая деформация обломочного и аутигенного кварца, а также структуры дифференциального скольжения по границам обломочных зерен (Симанович, 1978). Одним из наиболее важных проявлений стадии раннего метатекстур следует считать возникновение начальных структур рекристаллизационного бластеза, затрагивающего в основном периферические части обломочных зерен и регенерационные кварцевые каемки (Симанович, 1978).

Повышенные температуры стадии позднего метатекстур вызывают существенные изменения внутреннего строения зерен кварца, а также их структурных соотношений с соседними зернами. Интенсивно развит метаморфизм обломочных зерен кварца, заключающийся в потере ими первичных типоморфных признаков. Все преобразования внутренней структуры кварцевых зерен сводятся к отжигу, в результате которого уничтожаются различные проявления пластической деформации, в том числе и дофинейские двойники. Наблюдается постепенная интенсификация процесса начального бластеза, обусловленного миграцией границ кварцевых зерен. Участками взаимное бластическое замещение зерен заходит так далеко, что не сохраняется никаких реликтов кластического строения зерен и структур предшествующих стадий (Симанович, 1978).

Преобразования на стадии, соответствующей средним ступеням метаморфизма, характеризуются полным метаморфизмом обломочного кварца, т. е. в нем совершенно отсутствуют типоморфные признаки, унаследованные от материнских пород. В кварце практически не содержатся включения минералов и минералообразующей среды. Развита полнобластическая структура, реликты обломочных контуров зерен не сохраняются.

При дальнейшем повышении температуры и интенсификации метаморфических процессов происходит укрупнение бластической мозаики (собирабельный бластез). В кварце появляются минеральные включения, соответствующие минеральному парагенезису фаций метаморфизма, а также в небольшом количестве включения минералообразующей среды. Возможно, появление метаморфических включений в кварце связано с максимальным разрыхлением его структуры при $\alpha - \beta$ -переходе (Быстриков, 1966). Если удастся обосновать эту гипотезу, то появление метаморфогенных включений в кварце будет служить надежным геотермометром, так как температура $\alpha - \beta$ -перехода кварца (573°C) мало зависит от давления.

РАЗНОВИДНОСТИ ГРАНОБЛАСТОВЫХ СТРУКТУР

Бластические структуры кульминационных стадий прогрессивного метаморфизма исследовались в апопсаммитовых кварцитах и кварцевых метапсаммитах нижнепротерозойского угуйского комплекса (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма), тунгурской серии субганского комплекса верхнего архея и в железистых кварцитах борсалинской серии того же комплекса. Породы тунгурской и борсалинской серий метаморфизованы совместно в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях.

В апопсаммитовых кварцитах и кварцевых метасаммитах угуйского комплекса наблюдаются структуры нескольких стадий охарактеризованного выше прогрессивного ряда. Довольно часто в породах встречаются реликты апопсаммитовой структуры, сохранившейся в результате бронирования зерен кварца другими минералами. Такие реликтовые структуры в кварцитах тунгурской серии сохраняются значительно реже и хуже, хотя иногда они распознаются с той или иной степенью достоверности по овальной форме зерен в гранобластовой структуре породы.

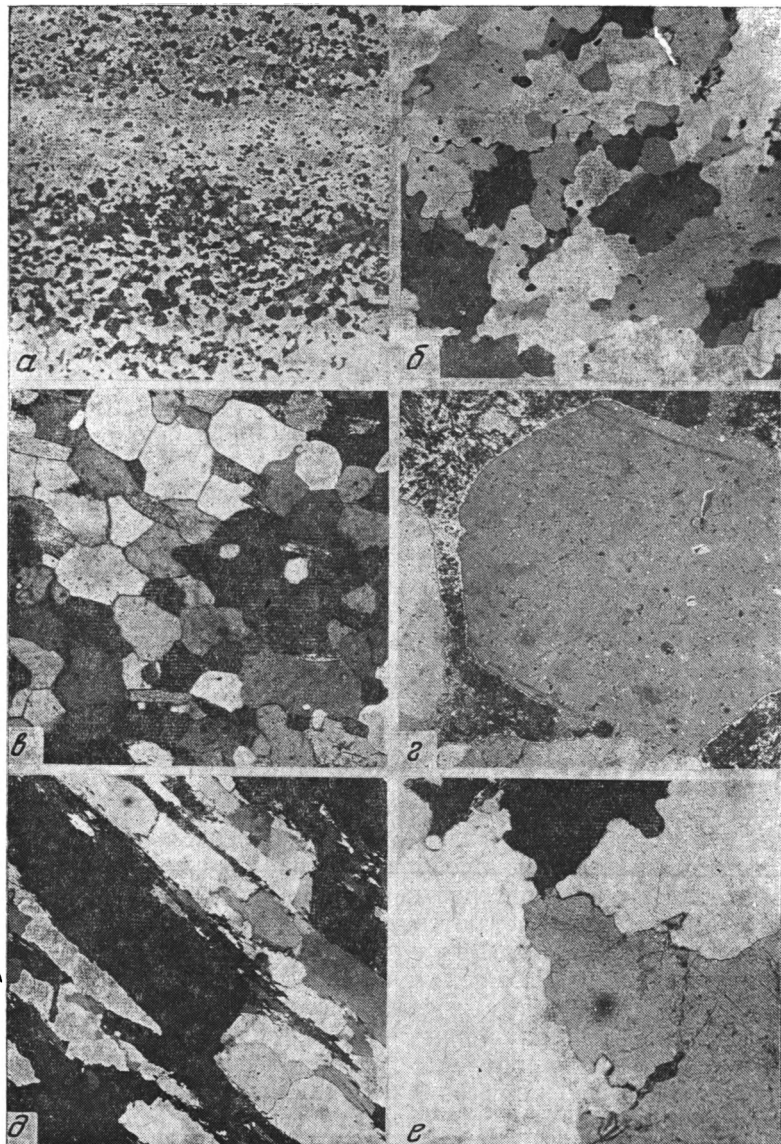
В отличие от апопсаммитовых кварцитов в железистых наблюдаются метаморфогенные структуры, обусловленные, очевидно, полной перекристаллизацией тонкого и гомогенного железистокремнистого осадка. Возможно, наблюдающаяся иногда послойная и неравномерно-рассеянная вкрапленность идиоморфных кристаллов магнетита в метаморфогенном кварце, который образовался за счет перекристаллизации кремнезема, отражает характер изначального распределения рудного компонента (фиг. 2, а).

В верхнеархейских апопсаммитовых и железистых кварцитах наблюдаются по существу одинаковые гранобластовые (реже лепидогранобластовые) равномерно-зернистые структуры, которые характеризуются зубчатыми, простыми криволинейными, прямолинейными, мозаичными, полигональными и пластинчатыми ограничениями кварцевых индивидов (см. фиг. 2, б — е). Таким образом, породы, изначально, несомненно, различные, испытали почти полную конвергенцию структуры в процессе их совместного метаморфизма. Образование того или иного морфологического типа структур в кварцитах зависит от их минерального состава, кинетических условий роста кристаллов и температуры метаморфизма.

Роль первого фактора иллюстрируется на примере ритмично-слоистого железистого кварцита, где в слойках, обогащенных изометричными кристаллами магнетита, преобладают простые криволинейные, прямые и мозаичные контуры зерен кварца. В смежных слойках удлиненные индивиды кварца сочетаются с призмами куммингтонита и роговой обманки, которые в какой-то мере повлияли на ориентированный рост кварцевых зерен. Наконец, в слойках, обедненных цветными минералами и магнетитом, где эффект бронирования зерен кварца другими минералами сведен к минимуму, преобладают кварцевые кристаллы с зубчатыми ограничениями, а средние их размеры в 2—3 раза превосходят крупность зерен в соседних слойках.

При прочих равных условиях структуры кварца с прямолинейными мозаичными и особенно полигональными ограничениями свидетельствуют об относительно спокойной кристаллизации кварца в условиях давления гидростатического типа, тогда как индивиды с криволинейными, зубчатыми, лапчатыми взаимопроникающими контурами указывают скорее на нестабильный характер поля напряжений (Симанович, 1978). О кристаллизации в условиях стресса свидетельствует удлиненный, пластинчатый габитус индивидов кварца, магнетита (см. фиг. 2, д) и других минералов в пределах линейных зон расщепления, наблюдающихся местами в верхнеархейских толщах района. Изофациальность минеральных парагенезисов вмещающих пород и пород в этих линейных зонах расщепления позволяет отнести образование пластинчатой структуры кварца и другие охарактеризованные выше полнобластические структуры к одному этапу эндогенной истории кварцитов. Этот вывод подтверждается также наличием структур переходного типа, например пластинчато-зубчатой (фиг. 3, б, правый нижний угол).

Влияние температуры метаморфизма на характер полнобластических структур определяется прежде всего общим укрупнением зернистости кварцитов при переходе к более высоким ступеням метаморфизма.



Фиг. 2. Разновидности полнобластических структур кварца в кварцитах
a — послойная и неравномерно-рассеянная вкрапленность магнетита I генерации в железистом кварците, без анализатора, увел. 2,5; *б* — среднезернистая гранобластовая структура кварцита с зубчатыми контурами зерен кварца, ник. +, увел. 20; *в* — среднезернистая гранобластовая структура железистого кварцита амфибол-магнетитового состава с мозаичными, прямолинейными и простыми криволинейными контурами зерен кварца и магнетита II генерации, ник. +, увел. 20; *г* — полигональная частная структура кварцевых зерен в кварците, межзерновое пространство выполнено сильно замещенным калиевым полевым шпатом, ник. +, увел. 40; *д* — пластинчатая структура зерен кварца (светлое) и магнетита II генерации (черное) в железистом кварците зоны стресса, ник. +, увел. 20; *е* — крупнозернистая гранобластовая структура железистого кварцита, характеризующегося лапчатыми, взаимопроникающими контурами индивидов кварца и магнетита III генерации, ник. +, увел. 20

В кварцитах верхнеархейского субганского комплекса, метаморфизованных в амфиболитовой фации, относительно чаще наблюдаются крупнозернистые разности с криволинейными, зубчатыми ограничениями зерен кварца. По нашим наблюдениям, именно такие структуры преоб-

ладают и в кварцитах иенгской серии нижнего архея Алданского щита (гранулитовая фация метаморфизма).

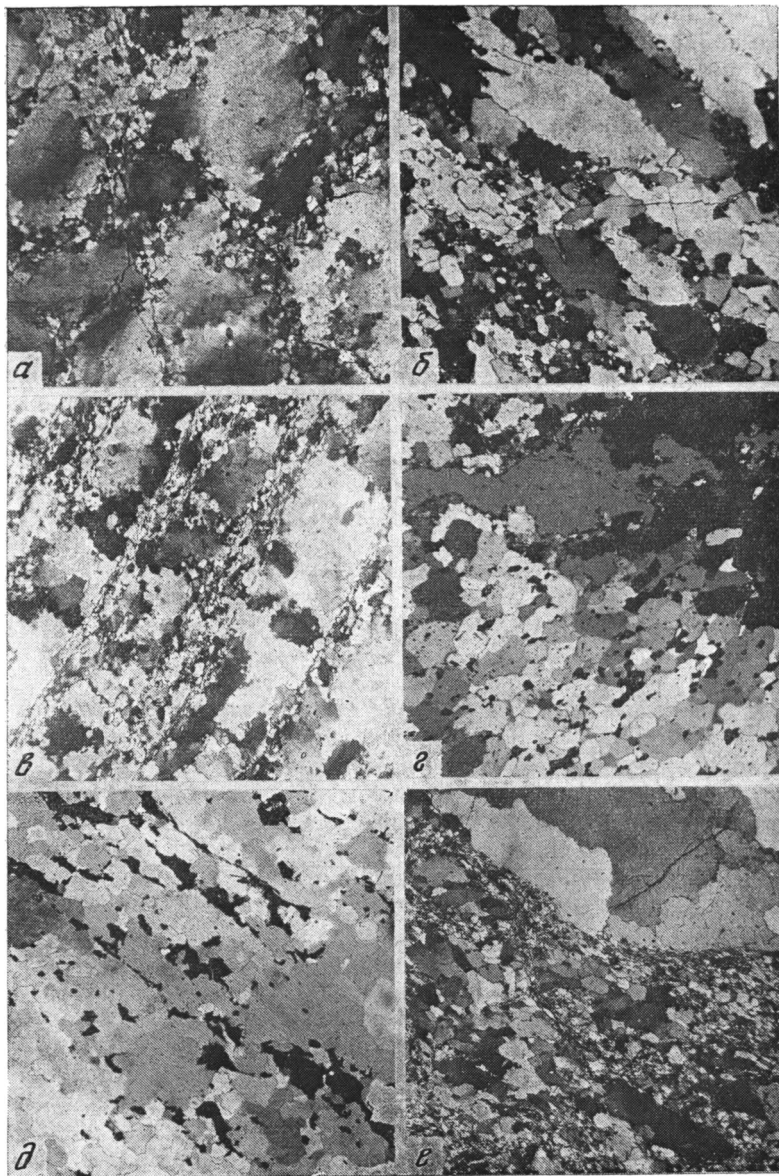
Сходная крупнозернистая структура кварца с зубчатыми и лапчатыми контурами зерен (см. фиг. 2, *е*) накладывается на любую из приведенных выше гранобластовых структур в кварцитах амфиболитовой фации, испытавших гранитизацию. Эта структура соответствует условиям собирательной перекристаллизации минералов при высокой температуре и нестабильном распределении напряжений. В гранитизированных железистых кварцитах зерна кварца содержат многочисленные минеральные включения и включения минералообразующей среды. Аналогичные структуры кварцевых зерен характерны и для гранитогнейсов. Наконец, подобную же морфологию имеют и кристаллы кварца в зонах окварцевания и кварцевых жилах, связанных с гранитогнейсами. Лапчатые выделения кварца, слагающие эти зоны и жилы, содержат многочисленные включения минералообразующей среды и минералов, а иногда участки неполностью окварцованной породы гранобластовой структуры любого приведенного выше морфологического типа. Главным фактором образования зон окварцевания и кварцевых жил была циркуляция растворов, транспортировавших кремнекислоту. Определенную роль этот фактор играл и при образовании крупнозернистых полнобластических структур кварцитов на участках их гранитизации. Во всяком случае сходство структур не позволяет провести здесь четкую границу.

РЕГРЕССИВНЫЙ РЯД СТРУКТУР

Характеризуемые ниже структуры относятся нами к регрессивному ряду, потому что их образование связано с наложенными процессами, регрессивными по отношению к кульминационной стадии метаморфизма и гранитизации. К регрессивному ряду относятся структуры грануляции, рекристаллизационно-грануляционного бластеза и катаклаза (холодного дробления). Перечисленные структуры могут накладываться на любую из приведенных выше полнобластических структур.

Структуры грануляции кварца в кварцитах наблюдаются в зонах рассланцевания, секущих кварциты, гранитизированные их разности и гранитогнейсы, что, собственно, и определяет более позднее образование структуры грануляции по отношению к гранобластовым. При слабом развитии процесса грануляция захватывает лишь краевые части кварцевых зерен (фиг. 3, *а*) или развивается по секущим зонкам (фиг. 3, *б, в*). Можно наметить все переходы от слабо- до глубокогранулированных пород, где сохраняются только линзовидные участки гранобластовой структуры. Такие линзы, имеющие явно тектоническое происхождение, погружены в мелко- и равномерно-зернистую массу. При большом увеличении (20× и более) в шлифах можно наблюдать правильные кристаллографические ограничения многих мелких зернышек кварца, что обусловлено их рекристаллизацией. Характерно отсутствие крупных новообразованных индивидов кварца, что, по-видимому, связано с динамикой данного процесса рекристаллизации — его затуханием на фоне понижающейся температуры. Таким образом, структуры грануляции соответствуют стадии завершения активного этапа минералообразования.

Вторая структура регрессивного ряда — структура рекристаллизационно-грануляционного бластеза — характеризуется лапчатыми взаимопроникающими контурами зерен и, в зависимости от их размеров, может имитировать ту или иную из ранних гранобластовых структур. Отличительными чертами структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза являются: а) наложение на любую полнобластическую структуру и, следовательно, наличие в рекристаллизованном кварците реликтовых участков полнобластической структуры (например, на



Фиг. 3. Регрессивный ряд структур кварца в кварцитах
 а — грануляция краевых частей кварцевых зерен в кварците; б — наложение грануляции на полнобластическую пластинчато-зубчатую структуру кварца в кварците; в — грануляция зерен кварца и магнетита IV генерации в железистом кварците по системе параллельных зонкок; г — наложение рекристаллизационно-грануляционного бластеза на крупнозернистую гранобластовую структуру железистого кварцита; д — неравномерная зернистая структура рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца с включениями мелких зерен раздробленного магнетита, ориентированного по существовавшим ранее зонкам дробления; е — структура катаклаза (холодного дробления) кварца в кварците. Ник. +, увел. 20

фиг. 3, г в правом верхнем углу показан реликт гранитизированного железистого кварцита); б) неравномерная зернистость рекристаллизованного кварца, а в железистых кварцитах — наличие мелких зерен раздробленного рудного минерала, частично ориентированных по существовавшим ранее зонкам дробления и грануляции (см. фиг. 3, д). Это позволяет предполагать, что структура рекристаллизационно-грануля-

ционного бластеза развивалась здесь по катаклазированным кварцитам, тем более что эти структуры кварца в кварцитах, как правило, наблюдаются в зонах разломов. Таким образом, структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза служат индикатором повторного повышения температуры и давления в метаморфической толще.

Сходную структуру имеет и кварц зон окварцевания и кварцевых жил альпийского типа, также тяготеющих к гранулированным и катаклазированным кварцитам. Последнее, собственно, и определяет их более позднее образование по сравнению с зонами окварцевания и кварцевыми жилами, на которые грануляция не наложилась.

Структуры катаклаза развивались в изученных кварцитах по крайней мере дважды, фиксируя стадии их холодного дробления (см. фиг. 3, е). В первом случае, как отмечалось, катаклазированный кварц в кварцитах подвергается рекристаллизационно-грануляционному бластезу. Заключительный катаклаз накладывается на любые бластические структуры, в том числе и на структуру рекристаллизационно-грануляционного бластеза.

ПРИЛОЖЕНИЕ СТАДИАЛЬНОГО АНАЛИЗА СТРУКТУР К ИЗУЧЕНИЮ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ

Описанные структуры кварца прогрессивного и регрессивного рядов образовались в несколько стадий, причем на каждой, в зависимости от сочетания состава, характера напряжений и температуры, возникали те или иные морфологические типы структур. Их выделение по стадиям требует определенной осторожности. Как отмечалось, развитие бластических структур кварцитов прогрессивного ряда может сильно тормозиться присутствием цементирующего материала. Напротив, местные проявления гранитизации, в пределах одной толщи, значительно стимулируют процесс бластеза, что морфологически проявляется в крупномозаичных и крупнозернистых зубчатых структурах. Локальные проявления стресса, одновременного с метаморфизмом в пределах этой же толщи, приводят к формированию удлиненных индивидов кварца в пластинчатой мозаике. Наконец, структуры регрессивного ряда могут прервать развитие кварцевых песчаных пород на прогрессивных стадиях. Описаны, например, структуры катаклаза и «холодной» пластической деформации кварца, наложенные на структуры стадии всего лишь глубинного эпигенеза (Симанович, 1978). При этом нередко возникают конвергентные структуры, практически неразличимые в шлифах. Таковы описанные выше зубчатые структуры кварца, образующиеся на разных стадиях. Рекристаллизационно-грануляционные структуры прогрессивной стадии также очень похожи на одноименные структуры регрессивного ряда (см. фиг. 3, д).

Все это делает необходимым тщательный анализ сочетания структур кварца в изучаемых толщах. Каждая стадия их преобразования характеризуется определенным парагенезисом морфологических типов структур, не повторявшимся в эндогенной истории данной толщи. Это позволяет применять стадиальный анализ как независимый метод изучения последовательности эндогенных процессов в кварцитах. Рассмотрим примеры.

Анализ структур кварцитовидных песчаников, кварцито-песчаников и кварцитов нижнепротерозойского угуйского комплекса (запад Алданского щита) показал, что степень их развития тесно связана с общим метаморфизмом толщ. Так, в пределах Угуйского грабенообразного прогиба, где преобразование пород соответствует глубинному эпигенезу, развиты преимущественно конформно-регенерационные структуры. На юге прогиба в кварцито-песчаниках слабо проявлена пластическая деформация кварца.

В кварцито-песчаниках Олдонгсинского грабенообразного прогиба, особенно в его южной части, устанавливается метаморфизм обломочно-го кварца и начальные проявления рекристаллизационного бластеза. Степень изменения пород здесь соответствует серицит-хлоритовой, стильпномелан-мусковитовой и мусковит-биотитовой ступеням фации зеленых сланцев.

В кварцитах Нижне-Ханинского грабенообразного прогиба обломочный кварц метаморфизован практически полностью. Наблюдается развитый рекристаллизационный бластез, но реликты обломочных зерен обычно хорошо различимы. Степень изменения пород соответствует высокотемпературной гранат-биотитовой ступени фации зеленых сланцев.

По совокупности геологических данных угуйский комплекс коррелируется с удоканским. В кварцитовидных песчаниках, кварцито-песчаниках и кварцитах этого комплекса при однотипной, но не латеральной, как в угуйском, а вертикальной зональности метаморфизма отмечается аналогичная зональность структурных преобразований кварца. Иными словами, устанавливается единая история их преобразования в обоих комплексах. Здесь мы подходим ко второму важному аспекту применения стадияльного анализа структур кварца как независимого метода корреляции немых метаморфических толщ в пределах тектонически-гомогенного региона.

Представляется заманчивым также провести корреляцию между степенью метаморфизма и преобразования структуры кварца. На низких и средних ступенях одноактного метаморфизма и стадиях преобразования кварца лишь прогрессивного ряда это, по-видимому, возможно. Решение обратной задачи, т. е. суждение о степени метаморфизма по степени преобразования структур, представляет большие трудности в связи с тем, что, как уже отмечалось, в пределах толщи с единым метаморфизмом могут наблюдаться структуры, соответствующие двум и более стадиям их формирования из-за неравномерности поля напряжений, бронирующего эффекта цементирующего материала и пр.

При повышении степени метаморфизма, особенно в полиметаморфизованных комплексах, возможны лишь самые общие параллели с характером преобразования структур кварца (нарастание зернистости). Попытки решения обратной задачи ведут к грубым ошибкам. Например, в апосаммитовых кварцитах тунгурчинской серии верхнеархейского субганского комплекса района Тарагай-Хая (запад Алданского щита) наблюдались структуры трех заключительных ступеней прогрессивного ряда (Кудрявцев, Бирюлькин, 1973), которые соответствуют метаморфическим преобразованиям в диапазоне поздний метатенез — метаморфизм средних ступеней — метаморфизм высоких ступеней (см. фиг. 1), тогда как на самом деле серия метаморфизована здесь в условиях ступени пироксеновых амфиболитов амфиболитовой фации. В тех же условиях метаморфизована и подстилающая борсалинская серия (Кудрявцев, Ахметов, 1977).

Сопоставление структур апосаммитовых кварцитов тунгурчинской серии и железистых кварцитов борсалинской в районе Тарагай-Хая показало, что реликтовые апосаммитовые структуры сохраняются лишь в первых. В кварцитах обеих серий присутствует весь описанный выше набор полнобластических структур стадий кульминационного метаморфизма и гранитизации, а также структуры регрессивного ряда (см. таблицу). Аналогичны морфологические типы и последовательность структур кварца в кварцитах тунгурчинской и борсалинской серий верхнего архея других районов запада Алданского щита. Различия заключаются в том, что, например, в кварцитах Чаро-Токкинского железорудного района, залегающих в узких килевидных прогибах, относительно чаще наблюдается пластинчатая структура, а в кварцитах субганского комплекса,

Стадии эволюции структур верхнеархейских апопсаммитовых и железистых кварцитов запада Алданского щита

Стадии преобразования	Структуры прогрессивного ряда							Структуры регрессивного ряда		
	рекристаллизационного бластеза *	гранобластовые						грануляции	рекристаллизационно-грануляционного бластеза	катаклаза (холодного дробления)
		с реликтовой апопсаммитовой *	с реликтовой порочной вкрапленностью магнетита в кварце **	среднезернистая с зубчатыми контурами зерен кварца	среднезернистая мозаичная, иногда с полигональным кварцем	пластинчатая	крупнозернистая с зубчатыми контурами зерен кварца			
I	+	+	+	+	+	+	+			
II				+	+					
III							+	+	+	+
IV										
V										+

Стадии: I — кульминационного метаморфизма, II — гранитизации, III — первый регрессивный метаморфизм и последующие хрупкие деформации, IV — второй (повторный) регрессивный метаморфизм и V — заключительные хрупкие деформации.

Структура: * — проявлена только в апопсаммитах, ** — проявлена только в железистых кварцитах.

метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации, относительно реже встречаются крупнозернистые зубчатые структуры.

Приведенные данные позволяют сделать следующие **выводы**: а) борсалинская и тунгурчинская серии прошли единую историю преобразования структур кварца; б) эта история однотипна для верхнеархейских толщ обширной площади запада Алданского щита; в) нижнепротерозойские и верхнеархейские кварциты на той же площади испытали совершенно различную эндогенную историю. Напомним, что в нижнепротерозойских кварцитах развиты одна или несколько структур прогрессивного ряда, а регрессивные изменения представлены только холодным дроблением (катаклазом). В верхнеархейских кварцитах наряду с реликтами структур прогрессивного ряда (в апопсаммитах) широко развиты структуры стадий метаморфизма и гранитизации, а также структуры нескольких стадий регрессивного ряда.

Эти два типа последовательности преобразования структур в пределах запада Алданского щита могут служить корреляционными эталонами для кварцитовых толщ докембрия. Например, ранее предлагались разные варианты корреляции карбонатно-кварцитовой толщи, залегающей в устье р. Хани. Еще А. А. Арсеньевым (1939) они относились к верхнему архею. Другие исследователи (Миرونюк и др., 1971) включили их в состав нижнего протерозоя. Стадиальный анализ усть-ханинских кварцитов показал их полную аналогию с кварцитами верхнеархейской тунгурчинской серии.

Следует отметить, что выводы, сделанные на основании стадияльного анализа докембрийских кварцитов запада Алданского щита, хорошо согласуются с данными по эндогенной истории и корреляции древних толщ региона, которые получены другими геолого-историческими методами (Кудрявцев, 1980). Несомненно, что решение сложнейших вопросов истории докембрийских отложений требует применения комплексного стадияльного анализа, составными частями которого являются парагенетический, петроструктурный анализы и примененный нами стадияльный анализ структур кварца.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсеньев А. А.* К стратиграфии архея реки Олекмы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 6.
- Быстриков А. С.* О природе α — β -превращений кварца.— Геохимия, 1966, № 2.
- Копелиович А. В.* Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.
- Копелиович А. В.* О структурах растворения в некоторых обломочных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4.
- Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 121.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* О минеральных фациях и зонах регионального эпигенеза в терригенных и вулканогенно-осадочных породах.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Кудрявцев В. А.* Главные структурные несогласия в докембрии запада Алданского щита.— Тектоника и геофизика, 1980, № 1.
- Кудрявцев В. А., Бирюлькин Г. В.* Литология высокометаморфизованной терригенной толщи среднего докембрия Алданского щита.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973.
- Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н.* Геологическое строение и железные руды Ханинского района.— В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977.
- Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л.* Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971.
- Муравьев В. И.* Особенности регенерации кварца в песчаных породах.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1975, 104, вып. 4.
- Симанович И. М.* Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцитопесчаников.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 153.
- Симанович И. М.* Кварц песчаных пород.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 314, 1978.

ГИН АН СССР,
ВИМС,
Москва

Дата поступления
4.VI.1979

УДК 550.4 : 549.26 : 553.495

ПОВЕДЕНИЕ ЖЕЛЕЗА В ПРОЦЕССЕ ПЛАСТОВО-ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО УРАНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Е. М. ШМАРИОВИЧ, В. С. ГОЛУБЕВ

При развитии инфильтрационного уранового рудообразования в пиритовых породах железо частично выносятся из передовой части зоны пластового окисления. Это явление может быть охарактеризовано количественно и описано на основе уравнений физической химии и динамики геохимических процессов. На участках резкого замедления продвижения зоны лимонитизации нередко возникают локальные зонки эпигенетического ожелезнения, обусловленные встречной диффузией железа и его осаждением в кислородной обстановке. Образование подобных железистых оторочек происходит за очень короткий геологический промежуток времени (менее тысячи лет).

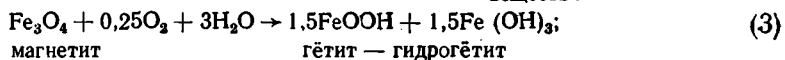
Характеристике пластово-инфильтрационного уранового рудообразования, не осложненного термальным восстановительным эпигенезом, посвящена обширная литература (Батулин и др., 1965; Каширцева, 1963, 1964, 1970; Лисицин, 1968, 1969, 1975; Шмариович, 1970, 1976, и др.). В то же время поведение в этом процессе железа — важнейшего элемента с переменной валентностью, используемого при литолого-геохимических исследованиях для разграничения окислительной и восстановительной обстановок в породах, освещено недостаточно. Это обусловлено тем, что окислительная среда, характерная для исходных рудоформирующих инфильтрационных растворов, в целом неблагоприятна для миграции железа и соответственно для его накопления в зоне рудоотложения. Так, согласно расчетам, выполненным с использованием термодинамических констант Ю. П. Мельника (1972), содержание Fe^{III} , находящегося в кислородных пластовых водах главным образом в виде незаряженных частиц $Fe(OH)_3^0$, в равновесии с устойчивыми гидроокислами Fe составляет всего $2,24 \cdot 10^{-7}$ г/л, а с раскристаллизованным гетитом и того меньше — $7,9 \cdot 10^{-9}$ г/л.

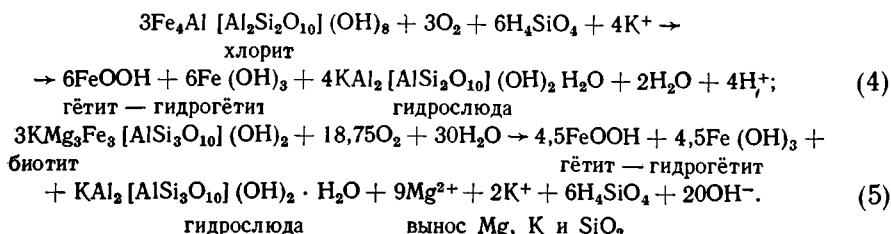
Однако на многих пластово-инфильтрационных месторождениях отмечается обогащение рудной зоны железом, в частности его пиритной формой. Большой фактический материал, накопленный в настоящее время, позволяет выделить среди эпигенетических урановых месторождений пластовой окислительной зональности, сформировавшихся вне связи с проявлениями восстановительного эпигенеза, две разновидности.

Первую из них составляют месторождения, где неизменные породы рудовмещающих проницаемых горизонтов характеризуются относительно низкими содержаниями пиритного железа (менее 0,10—0,15%) и соответственно сульфидной серы. К их числу относятся месторождения в надводно- и подводно-дельтовых отложениях мезозоя, описанные М. Ф. Каширцевой (1970) и Е. М. Шмариовичем с соавторами (1974), а также месторождения, связанные с третичными отложениями мор-

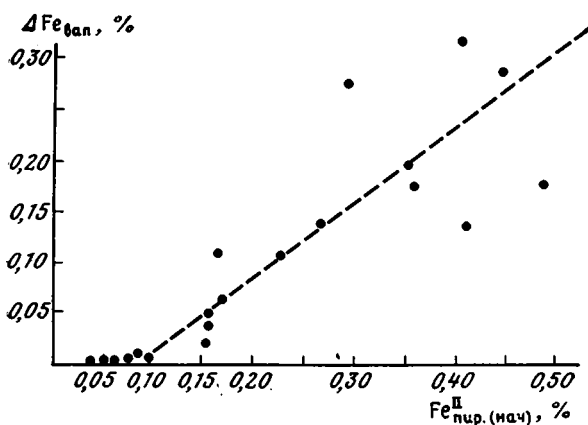
Примечание. В числителе — средние содержания $\text{Fe}_{\text{вал}}$, в знаменателе — $\text{Fe}_{\text{пир}}^{\text{II}}$, в скобках — количество проб.

Прибавки железа, обусловленной новообразованиями пирита, в рудной зоне здесь не устанавливается — последняя обладает примерно такими же количествами Fe и его форм, что и неизменные разности пород. В пластово-окисленной зоне закисное Fe частично заменяется окисным, однако суммарная концентрация железа остается прежней. Таким образом, в рассматриваемом случае бессульфидных или малосульфидных вмещающих пород пластово-окислительный процесс протекает без какого-либо перераспределения железа между эпигенетическими зонами и сводится по существу к замещению исходных железосодержащих минералов гидроокислами (сложная смесь гётита и гидрогётита). Он может быть представлен в виде совокупности следующих метасоматических реакций, которые в рассматриваемых условиях экзогенного эпигенетического минералообразования практически необратимы (за исключением реакции (1), обратимой в микробиологически активной среде):





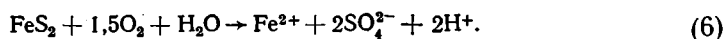
На месторождениях второй разновидности исходные породы рудовмещающих горизонтов более пиритовосны. Это прежде всего месторождения в мезозойских отложениях низовий долин крупных рек, следовавшие М. Ф. Каширцевой (1970), в мелководно-морских песках и карбонатных песчаниках, подвергнутых дорудной пиритизации (Каширцева, 1970; Булатов, Щеточкин, 1970; Каширцева, Сидельникова, 1973), а также некоторые месторождения в дельтовых и прибрежно-морских отложениях кайнозойского возраста (табл. 2).



Фиг. 1. Зависимость добавки валового железа в рудной зоне от пиритовосности исходных пород на инфильтрационных урановых месторождениях пластовой окислительной зональности

Окислительная пластовая эпигенетическая зональность на этих объектах несет явные признаки перераспределения железа — его некоторого дефицита в зоне пластовой лимонитизации и ощутимой прибавки (в пиритной форме) в рудной зоне. Как следует из фиг. 1, абсолютная величина этой прибавки, начиная со значений $\text{Fe}_{\text{пир. (нач)}}^{\text{II}} = 0,10—0,15\%$, находится в целом в прямой зависимости от содержания пиритного железа в исходных породах и при значениях $\text{Fe}_{\text{пир. (нач)}}^{\text{II}} = 0,40—0,50\%$ может достигать $0,2—0,3\%$.

Изложенные данные позволяют считать, что в случае пиритовосных исходных пород в передовой части зоны пластовой лимонитизации происходит неполное окисление дисульфидов Fe, приводящее к частичной миграции закисного железа. Иными словами, здесь наряду с реакцией (1) у выклинивания пластово-окисленной зоны становится осуществимой реакция



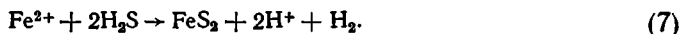
вынос вынос
железа серы

В итоге последовательно продвигающаяся по пластам зона лимонитизации в целом несколько обедняется железом, которое далее в зоне

**Содержание железа в профиле пластовой окислительной зональности на
инфильтрационных месторождениях второй разновидности, вес. %**

Место- рожде- ния	Рудовмещающие отложения	Профили и литологи- ческие разновидности	Эпигенетические зоны			Источник
			неокис- ленных безрудных пород	новообра- зованных урановых руд	пластово- окисленных пород	
I	Аллювиальные отложения ни- зовий крупной реки	Пески	$\frac{0,82}{0,29}$ (29)	$\frac{1,09}{0,48}$ (64)	$\frac{0,98}{0,01}$ (22)	Каширцева, 1970
II	»	»	$\frac{0,81}{0,49}$ (11)	$\frac{0,96}{0,55}$ (29)	$\frac{0,77}{0,02}$ (25)	»
III	Мелководно- морские карбо- натно-песчаные отложения	1 Пески	$\frac{0,65}{0,44}$ (14)	$\frac{0,94}{0,65}$ (8)	$\frac{0,63}{0,015}$ (8)	Булатов, Ше- точкин, 1970
		1 Известко- вистые песчани- ки	$\frac{0,65}{0,41}$ (13)	$\frac{0,78}{0,52}$ (20)	$\frac{0,59}{0,04}$ (10)	
		2 Пески	$\frac{0,64}{0,31}$ (5)	$\frac{0,81}{0,51}$ (22)	$\frac{0,75}{0,02}$ (7)	Каширцева, Сидельни- кова, 1973
		2 Известко- вистые песча- ники	$\frac{0,73}{0,35}$ (5)	$\frac{0,81}{0,43}$ (26)	$\frac{0,66}{0,035}$ (7)	
IV	Отложения надводной дельты	Пески	$\frac{0,66}{0,17}$ (10)	$\frac{0,72}{0,20}$ (5)	$\frac{0,61}{0,01}$ (10)	
V	Прибрежно- морские песча- ные и карбо- натно-песчаные отложения	Слабоглинистые песчаники	$\frac{0,54}{0,2}$ (7)	$\frac{0,67}{0,39}$ (12)	$\frac{0,42}{0,01}$ (8)	Данные ав- торов
		Пески	$\frac{0,44}{0,22}$ (6)	$\frac{0,55}{0,26}$ (3)	$\frac{0,37}{0,01}$ (14)	
		Песчаники с гли- нисто-доломитовым цементом	$\frac{1,37}{0,40}$ (15)	$\frac{1,69}{0,52}$ (8)	$\frac{1,26}{0,02}$ (18)	

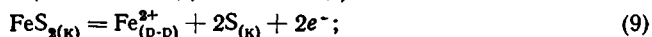
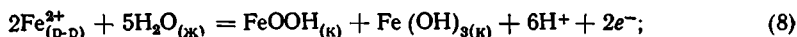
рудотложения в связи с процессами сульфатредукции вновь перево-
дится в твердую дисульфидную фазу, образуя выделения тонкодиспер-
сного пирита:



Развитие данного процесса во времени должно приводить к неуклон-
ному возрастанию прибавки $\text{Fe}_{\text{пер}}^{\text{II}}$ (и соответственно серы) в зоне вос-
становительного барьера.

Выход железа в раствор в подзоне частичной лимонитизации явля-
ется, как показывают расчеты ¹, функцией окислительно-восстановитель-

¹ Для расчетов использовались формулы обратимых полуреакций:

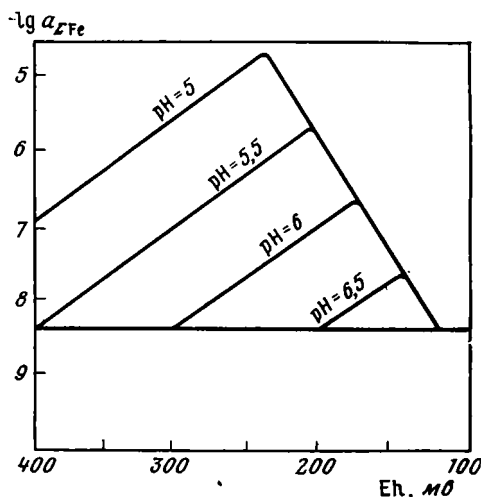


и соответствующие им уравнения:

$$\lg a_{\text{Fe}^{2+}} = -16,67\text{Eh} + 14,33 - 3\text{pH}; \quad (8a)$$

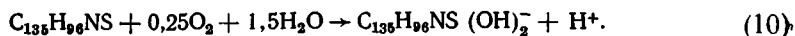
$$\lg a_{\text{Fe}^{2+}} = 33,33\text{Eh} - 12,33. \quad (9a)$$

ного потенциала пластовых вод и их pH (фиг. 2). Наиболее благоприятны для выноса и миграции железа кислые среды с pH=6 и менее; при этом при каждом из значений кислотности пику концентраций Fe^{2+} в растворе соответствует своя оптимальная величина редокспотенциала, находящаяся в области невысоких положительных значений Eh. Например, при pH=6 эта точка, отвечающая активности иона Fe^{2+} $10^{-6,65}$ моль/кг H_2O ($1,25 \cdot 10^{-5}$ г/л при ионной силе, равной нулю), примерно соответствует значению Eh = +175 мВ. Большие величины окислительно-восстановительного потенциала среды затрудняют переход железа в растворимую форму, приводя к образованию гётит-гидрогётитовой минеральной ассоциации, меньшие — при наличии сульфатредукции обуславливают его выпадение из раствора в виде дисульфидов.



Фиг. 2. Расчетные графики выхода железа в раствор на выклинивании зон пластовой лимонитизации в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала пластовых вод и различных значений pH ($T=25^\circ\text{C}$, $P=1$ ат). Левые ветви графиков — активность иона Fe^{2+} в равновесии с твердой фазой $\text{FeOOH} + \text{Fe}(\text{OH})_3$, правые — с пиритом; нижняя ограничительная линия — активность частиц $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$ в равновесии с гидрогётитом

Как показывает диаграмма (см. фиг. 2), при значении pH вод, превышающем примерно величину 6,5, железо в присутствии окисляющегося пирита практически не мигрантно. Следовательно, во всех случаях, когда наблюдается дефицит железа в пластово-окисленных породах и его прибавка в рудной части профиля, на переходе между этими зонами (т. е. в подзоне частичной лимонитизации) должно было иметь место ошутимое подкисление пластовых вод. По-видимому, оно и происходит в соответствии с реакциями (1), (2), причем развитие последних на месторождениях с пиритносными породами приводит в действие реакцию (7). Этому должно способствовать и окисление углистых остатков, происходящее, согласно уравнению (10), с выделением H-ионов (Лисицин, 1975):



На месторождениях вышеуказанной первой разновидности эффект подкисления растворов, сопровождающий реакции (1), (2), (10), в силу малого содержания в исходных породах дисульфидов Fe, а также органического вещества, вероятно, недостаточен для перевода железа в растворимую форму и его миграции.

То, что отчетливые признаки подкисления пластовых вод у выклинивая зон лимонитизации обычно не фиксируются на гидрогеохимических профилях (Батулин и др., 1965), объясняется скорее всего большими расстояниями между пробуренными скважинами и отсутствием поинтервального опробования, стирающим различия между значениями щелочно-кислотного показателя растворов в вертикальном сечении проницаемого пласта. В то же время в пробах вод рудной зоны, отбравшихся в горных выработках, отмечались величины рН порядка 6,5—6,0, а на эпигенетическом месторождении, выделяющемся высокосульфидными рудами, — даже 4,5 (Воробьев, Грушевой, 1966). Эти сведения, пока еще далеко не полные и недостаточно систематизированные, корреспондируются с результатами определений в пластовых водах растворенного железа. Как показано А. К. Лисициным (1975), последние в присутствии кислорода не содержат железа ни в одном случае; сероводородные воды тоже, как правило, безжелезистые (менее 0,1 мг/л). Максимальные количества железа обнаруживаются в «глеевых» водах с пониженными значениями рН, где оно может находиться в закисной катионной форме. В пробах пластовых вод, отобранных из зоны рудоотсаживания, растворенное железо на разных пластово-инфильтрационных месторождениях находится в различных концентрациях — от аналитически не улавливаемых величин до целых миллиграммов на литр, в наиболее частых случаях составляя десятые доли миллиграммов на литр.

Ширина области выхода железа в инфильтрационный пластовый раствор, отвечающая по существу подзоне частичной лимонитизации, должна быть незначительной — вероятно, не более метров и первых десятков метров, ибо в породах так называемой подзоны «пробега» («разрушающихся руд»), где частично сохраняется углистое вещество, уже обычно фиксируется прибавка эпигенетического пирита (Каширцева, 1970), свидетельствующая о связывании Fe продуктами сульфатредукции. Последняя, в случае автотрофного характера, приводит к нейтрализации растворов:



Нейтрализация обеспечивается также растворением содержащегося в породе карбонатного минерального вещества — кальцита, доломита, анкерита, сидерита. Вероятно, в основном по этой причине зоны пластового окисления, развивающиеся по исходным пиритоносным породам, обычно выделяются пониженным содержанием минерализованной углекислоты (месторождение I, см. табл. 2 — 0,10% против 0,36% в исходных породах, месторождение II — 0,15—0,18% против 0,42% в исходных породах и т. д.) и кальция (на месторождении I — 0,15—0,28% против 0,45—0,48% в неизменных породах).

Динамика процесса выноса железа в передовой части зоны пластового окисления пиритоносных пород характеризуется дифференциальными уравнениями баланса массы выщелачиваемого компонента

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = 0 \quad (12)$$

и кинетики выщелачивания

$$-\frac{\partial q}{\partial t} = \beta(C_n - C_0), \quad (13)$$

где C и q — концентрации Fe в растворе и породе, C_n — его растворимость в водах подзоны частичной лимонитизации и тыловой части рудной зоны, β — константа скорости реакции выщелачивания, U — скорость фильтрации пластовых вод по оси x , t — время.

Если принять, что передовая граница зоны пластового окисления движется с постоянной скоростью v , то на этой границе имеем

$$x=vt \text{ и } C=C_0, \quad (14)$$

причем C_0 — растворимость железа в кислородной обстановке ($C_0 < C_n$).

Начальные условия задачи имеют вид:

$$x=0, \quad t>0, \quad C=C_n, \quad q=q_0; \quad (15)$$

где q_0 — концентрация рассматриваемого компонента в неизменной вмещающей породе.

Решение системы уравнений (12), (13) при условии (14) для $C(x, t)$ имеет вид (Веригин, Голубев, 1975)

$$C = C_n - (C_n - C_0) \exp \left[-\beta \frac{(x - vt)}{U - v} \right]. \quad (16)$$

Подставляя (16) в (13) и интегрируя в пределах от $t = \frac{x}{U}$, $q = q_0$ до t , q , получим

$$q = q_0 - (C_n - C_0) \left(\frac{U}{v} - 1 \right) \left\{ \exp \left[-\beta \frac{(x - vt)}{U - v} \right] - \exp \left(-\frac{\beta x}{U} \right) \right\}. \quad (17)$$

Решение (16), (17) справедливо при $vt \leq x \leq Ut$.

При значениях $x > Ut$ в соответствии с (15) $C = C_n$, $q = q_0$. В области $x < vt$ выщелачивания железа не происходит, так как исходный раствор здесь насыщен этим компонентом ($C = C_0$). Поэтому распределение концентраций q в области $0 \leq x \leq vt$ получается из (17) при $t = \frac{x}{v}$:

$$q = q_0 - (C_n - C_0) \left(\frac{U}{v} - 1 \right) \left[1 - \exp \left(-\frac{\beta x}{U} \right) \right]. \quad (18)$$

Из (17) и (18) следует, что минимальная концентрация выщелачиваемого железа наблюдается на подвижном восстановительном барьере и уменьшается со временем по закону

$$q = q_0 - (C_n - C_0) \left(\frac{U}{v} - 1 \right) \left[1 - \exp \left(-\frac{\beta vt}{U} \right) \right]. \quad (19)$$

Поскольку обычно $v \ll U$, то концентрация компонента в породе при $x < vt$ быстро достигнет наименьшего значения:

$$q_{min} = q_0 - (C_n - C_0) \left(\frac{U}{v} - 1 \right). \quad (20)$$

Изложенная модель позволяет рассчитать некоторые параметры процесса мобилизации железа на переднем фронте пластово-окисленной зоны. Так, для месторождения в аллювиальных отложениях низовой крупной реки (II, см. табл. 2): $U = 5$ м/год, $v \approx 1 \cdot 10^{-4}$ м/год, $\Delta q' = q_0' - q_{min}' \approx 0,2$ (вес. %), плотность породы $\rho = 2,0$ г/см³, пористость $\kappa = 0,3$. В соответствии с (20) при $\frac{U}{v} \gg 1$ рассчитываем неизвестное приращение концентрации растворенного железа во фронтальной части зоны пластовой лимонитизации: $\Delta C' = C_n' - C_0'$ (в г/см³ раствора),

$$(q_0 - q_{min}) = (1 - \kappa) \frac{\Delta q' \rho}{100};$$

$$\Delta C' = \frac{(1 - \kappa) \rho v \Delta q'}{100 U \kappa} \approx 2,0 \cdot 10^{-7} \text{ г/см}^3 \approx 0,2 \text{ мг/л.}$$

Эта цифра согласуется в целом с данными гидрогеохимических замеров и термодинамических расчетов, указывающих, что при снижении рН на замыкании зоны пластового окисления до величин 6—5 содержание водно-растворенного закисного железа может достигать десятых долей мг/л.

Следы перераспределения железа отмечаются также **внутри зоны пластовой лимонитизации** — особенно часто на контакте с сохранившимися в неокисленном состоянии прослоями, линзами и катунами глин. Последние, как правило, бывают одеты с поверхности железистыми «рубашками» толщиной до 1 мм и более. Эти зонки скоплений гётит-гидрогётита иногда рассматриваются как следы былой концентрации диагенетического пирита или марказита на границе двух литологических разностей, однако каких-либо признаков развития гидроокислов железа по дисульфидам в большинстве подобных случаев не наблюдается. Вместе с тем образование таких железистых корок легко может быть объяснено диффузией растворенного железа из малопроницаемых глинистых участков к их поверхности и переводом его в осадок в кислородной обстановке, свойственной песчаной части водоносного пласта.

Примем следующую модель данного процесса. Пусть непроницаемое глинистое включение представляет собой шар радиуса r_0 . В момент времени, условно принимаемый за нулевой, концентрация диффундирующего компонента равна внутри включения C_n , а в окружающей песчаной среде — C_0 ($C_0 < C_n$). Распределение концентрации $C(r, t)$ диффундирующего железа внутри непроницаемого шара находится на основе уравнения диффузии:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 C}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial C}{\partial r} \right); \quad (21)$$

при начальных и граничных условиях:

$$\begin{cases} C(r_0, t) = C_0, \quad C(r, 0) = C_n \\ \frac{\partial C(0, t)}{\partial r} = 0 \quad (\text{условие симметрии}). \end{cases} \quad (22)$$

Здесь r — расстояние от центра включения, D — коэффициент диффузии.

Решение уравнения (21) при условии (22) имеет вид (Карслоу, Егер, 1964)

$$C = C_0 + \frac{2}{\pi} (C_n - C_0) \frac{r_0}{r} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \sin \left(\frac{n\pi r}{r_0} \right) \exp \left(-\frac{n^2 \pi^2 D t}{r_0^2} \right). \quad (23)$$

На основе уравнения (23) можно рассчитать распределение концентрации диффундирующего вещества во включении на любой момент времени t , а следовательно, и время, за которое вещество практически полностью продиффундирует из непроницаемого включения наружу; в рассматриваемом случае — это длительность формирования железистой корки.

$$\text{Действительно, при } \frac{Dt}{r_0^2} \geq 0,4 \text{ имеем } \frac{C(0, t) - C_0}{C_n - C_0} \leq 0,05 \quad (\text{Кар-}$$

слоу, Егер, 1964), т. е. диффузионный массоперенос в условиях развития зоны пластового окисления практически полностью реализуется. Отсюда длительность возникновения гётит-гидрогётитовой рубашки во-

круг глинистого катунa составляет $T \approx \frac{0,4 \cdot r_0^2}{D} \approx 100$ дней при $r_0 = 5$ см, $D = 10^{-6}$ см²/сек. За время T передовой фронт зоны пластового окисления переместится на расстояние $l = vT$. Следовательно, на рас-

стоянии l от этого фронта железистая корка уже полностью сформировалась. Поскольку скорость движения зоны пластового окисления мала и мало время T , то $l \rightarrow 0$. Иными словами, образование железистой корки на границе окисленных проницаемых песков и неокисленных глинистых включений происходит чрезвычайно быстро, т. е. не зависит от положения этих включений относительно фронта распространения пластовой лимонитизации.

Формирование аналогичных диффузионных зон ожелезнения, очевидно, может осуществляться и в самих песках — в случае остановки восстановительного барьера или при резком замедлении его продвижения. Последнее может быть обусловлено как изменением гидродинамической обстановки артезианского бассейна (например, в связи с появлением экранирующих структур или сокращением области инфильтрации), так и изменением литолого-фациальной обстановки развития зоны пластового окисления (например, при ее переходе из пород, бедных редукентами, в породы с теми же фильтрационными свойствами, но весьма обогащенные органическим веществом, минералами закисного железа и т. д.). Важно подчеркнуть, что минерализующая роль встречной диффузии проявляется лишь в переходном режиме пластов окислительного процесса, в области существенного падения параметра u . В дальнейшем же, при стабилизации скорости перемещения восстановительного барьера, вновь начинает действовать вышерассмотренный механизм фильтрационного перераспределения железа, приводящий к дефициту этого компонента в зоне окисления. Действительно, поскольку конвективный поток $j_k \sim t$, а диффузионный $j_D \sim \sqrt{t}$, то даже при весьма малой, но постоянной скорости фильтрации конвективный поток с определенного времени начинает превалировать над диффузионным, в результате чего формирование зоны диффузионного ожелезнения пластово-окисленных пород прекращается.

Для оценки реальности данного механизма рассмотрим предельный случай остановки зоны пластовой лимонитизации, причем в момент остановки $t=0$ концентрация растворенного железа равна C_0 при $x < 0$ (в зоне с восстановительными условиями) и нулю при $x > 0$ (в зоне окисленных пород). Путем решения уравнения одномерной диффузии из полубесконечного пространства (Голубев, Гарибянц, 1968) можно найти значение диффузионного потока вещества:

$$j_D = D \left. \frac{\partial C}{\partial x} \right|_{x=0} = \frac{C_0}{2} \sqrt{\frac{D}{\pi t}}, \quad (24)$$

а отсюда и количество продиффундировавшего вещества через 1 cm^2 сечения $x=0$:

$$q = j_D t = \frac{C_0}{2} \sqrt{\frac{D}{\pi}} t. \quad (25)$$

Отсюда длительность формирования зоны диффузионного ожелезнения, содержащей q граммов вещества на 1 cm^2 сечения $x=0$, равна:

$$t^{1/2} = \frac{2q}{C_0} \sqrt{\frac{\pi}{D}} = \frac{2(1-\kappa)q'}{\kappa C'_0} \sqrt{\frac{\pi}{D}}, \quad (26)$$

где q' и C'_0 отнесены к 1 cm^2 породы и 1 cm^3 раствора соответственно, κ — коэффициент пористости.

Полосы эпигенетического ожелезнения, зональные контурам распространения пластово-окисленной зоны, проявлены на ряде рассматриваемых месторождений как на фронтальном выклинивании этой зоны, так и во внутренних частях последней, причем зачастую нет оснований связывать их появление с циркуляцией восстановительных железосодержащих растворов. В этих случаях для объяснения подобных новообра-

зований более уместно привлекать встречную диффузию водно-растворенного железа, проявившуюся в условиях резкого замедления движения (или полной остановки) зоны лимонитизации.

В частности, на одном из месторождений в палеорусловых отложениях долины крупной реки ширина зонки ожелезнения, облегающей с внутренней стороны рудные роллы, варьирует в пределах 0,1—2 м, а прибавка окисного железа в песках по сравнению с породами прилегающей части зоны псевдоморфной лимонитизации (подзона «частичного окисления») составляет 0,8%. Задаваясь величинами $\Delta q_{min}=0,8$ (вес. %) = $1,6 \text{ г/см}^3$, $C_0=0,5 \text{ мг/л}=5 \cdot 10^{-7} \text{ г/см}^3$, $\kappa=0,3$, $l_{зонв}=0,5 \text{ м}$ и используя уравнение (26), находим $t \approx 430$ лет.

Следовательно, рассматриваемые зоны ожелезнения песков, вписывающиеся в общую рудоконтролирующую окислительную зональность и характеризующиеся развитием гидроокислов осаднения со значительным увеличением содержания в породах Fe^{III} и $\text{Fe}_{вал}$, могут возникать в очень короткие промежутки геологического времени, не фиксируемые радиохимическим анализом или методом радиационных дефектов. В рассмотренном примере, когда общая продолжительность процессов рудоформирующего пластово-окислительного эпигенеза достигала, по всей видимости, первых десятков миллионов лет, образование зонки диффузионного ожелезнения песков — это более чем кратковременный эпизод. Однако эта зонка маркирует момент резкого замедления фронта продвижения пластово-окисленной и парагенной с ней рудной зоны и соответственно требует для своего объяснения использования данных литолого-фациального картирования в совокупности с данными историко-геологического и палеогидрогеологического анализа.

ВЫВОДЫ

1. Среди пластово-инфильтрационных месторождений урана, не осложненных процессами термального восстановительного эпигенеза, выделяются две разновидности: а) с отсутствием признаков перераспределения железа в профиле рудоконтролирующей окислительной зональности, б) с некоторым дефицитом железа в зоне пластовой лимонитизации и соответственно его прибавкой (в пиритной форме) в рудной зоне. Первый случай характеризует оруденение в проницаемых горизонтах, почти не содержащих пиритного железа (менее 0,15—0,10%), второй — руды в пиритносных отложениях. Степень указанного перераспределения железа вырисовывается как функция исходной обогащенности вмещающих пород $\text{Fe}_{\text{пир}}^{II}$.

2. Вынос железа из пород (Fe^{2+} — до 0, n — $n \text{ мг/л}$) осуществляется в передовых частях зон пластовой лимонитизации и обусловлен местным снижением рН инфильтрационных растворов, происходящим при окислении дисульфидов железа. Он поддается количественному учету и описывается уравнениями динамики геохимических процессов.

3. Внутри зоны пластово-окисленных пород или на их выклинивании могут иметь место следы перераспределения железа, связанного с его диффузией из участков восстановительной обстановки в кислородсодержащую среду. Такие локальные зонки диффузионного ожелезнения обычно возникают по периферии плотных глинистых участков, расположенных среди лимонитизированных песчаных пород, а на отдельных месторождениях — в случае остановки или резкого замедления продвижения пластово-окисленной зоны — в самих проницаемых песчаных пластах. При втором варианте зонки ожелезнения приобретают роллообразную морфологию и вписываются в общую рудоконтролирующую эпигенетическую зональность. Расчетные данные свидетельствуют о том, что процесс формирования подобных железистых оторочек реализуется за очень малый промежуток времени (10^{-1} — 10^2 лет), т. е. практически не имеет геологической длительности.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана (условия образования). М., Атомиздат, 1965.
- Булатов С. Г., Щеточкин В. Н. Особенности рудообразующего процесса на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности.— Сов. геол., 1970, № 5.
- Веригин Н. Н., Голубев В. С. О динамике рудоотложения на подвижном температурном геохимическом барьере.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2.
- Воробьев В. П., Грушевой Г. В. Генезис экзогенных месторождений урана в осадочных породах.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 3.
- Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., «Недра», 1968.
- Карслон Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964.
- Каширцева М. Ф. Особенности настурана и урановых черней в некоторых инфильтрационных месторождениях.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 6.
- Каширцева М. Ф. Минералого-геохимическая зональность инфильтрационных рудопроявлений урана.— Сов. геол., 1964, № 10.
- Каширцева М. Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. М., «Недра», 1970.
- Каширцева М. Ф., Сидельникова В. Д. Распределение селена, урана, молибдена при инфильтрационном рудообразовании.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3.
- Лисицин А. К. Соотношение окислительно-восстановительных равновесий урана и железа в пластовых водоносных горизонтах.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 10.
- Лисицин А. К. Об условиях осаждения молибдена и селена в экзогенных эпигенетических урановых месторождениях.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Лисицин А. К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М., «Недра», 1975.
- Мельник Ю. П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Справочник. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Шмариович Е. М. Концентрации редких элементов, связанные с кислородной, пластовой зональностью водоносных горизонтов.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. II. М., «Недра», 1970.
- Шмариович Е. М. и др. Два класса руд и рудоконтролирующей пластовой зональности на эпигенетическом месторождении урана.— Сов. геол., 1974, № 7.
- Шмариович Е. М. О механизме пластово-инфильтрационного рудоотложения.— Сов. геол., 1976, № 2.

Мингео СССР,
Москва

Дата поступления
11.IX.1979

УДК 553.4 : 551.763(571.1)

РУДОНОСНОСТЬ АПТ-АЛЬБСКИХ И ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

М. П. НАГОРСКИЙ

В статье рассматривается стратиграфия и литология морских и континентальных отложений, особенности размещения в них руд алюминия, железа и титана.

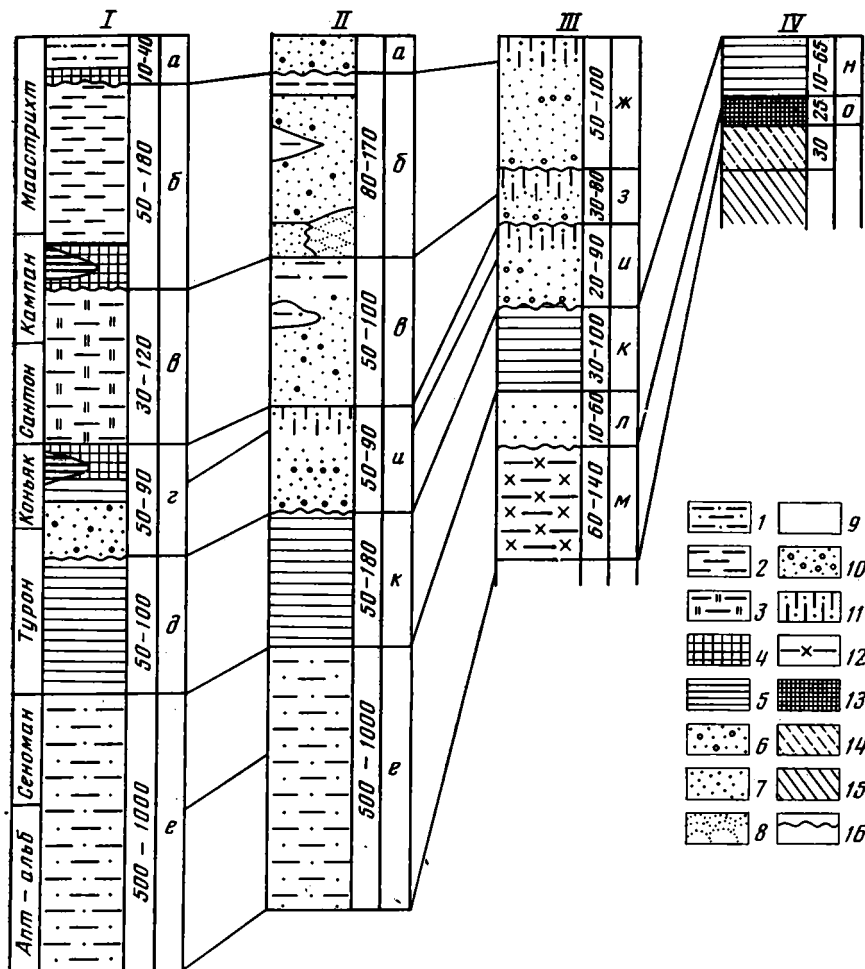
Латеритные коры выветривания и осадочные бокситы формировались с апта по турун на палеозойских породах складчатого обрамления равнины, а на самой равнине накапливались континентальные и морские отложения. В сеноне произошло изменение климата в сторону сильного увлажнения, что способствовало возникновению железорудных горизонтов в прибрежно-морской зоне. Одновременно в литорально-пляжевой области накапливались ильменитоносные пески. В связи с этапами потепления климата (например, в маастрихте) вновь создавались благоприятные условия для латеритообразования.

Мощные (до 4,2 км) мезозойско-кайнозойские отложения перекрывают юго-восточную часть Западно-Сибирской плиты. На юге они прилегают к поднятиям Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской зоны, образующим складчатое обрамление равнины.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

Отложения апт-альб-сеномана в центральной части Западно-Сибирской плиты представлены мощной (500—1000 м) покурской свитой. Она сложена сероцветными песчано-глинистыми мелководными морскими отложениями, чередующимися с континентальными. Последние содержат тонкие (5—20 см) пласты бурых углей и занимают площади приморских равнин. На границе сероцветных отложений со складчатым обрамлением среди апт-альбских отложений появляются прослои пестроцветных глин, а мощность свиты резко уменьшается (фиг. 1). Состав тяжелых фракций, песков и глин эпидотовый, с переменным содержанием роговых обманок. Состав легких фракций кварц-полевошпатовый и граувакковый. Апт-альбский возраст покурской свиты определяется палинологическим комплексом *Gleichenia* sp., *Anemia macrorhyza*, *Pelletieria tersa* (здесь и ниже — данные Л. Г. Марковой и А. В. Скуратенко). На палеозойских породах приподнятого плато в апт-альбе формировалась латеритная кора выветривания. За счет переотложения ее продуктов в местные депрессии возникли татульские красноцветные глины, содержащие бокситы.

Континентальные отложения сеномана на приморских равнинах выделены в раннесимоновскую подсвиту. Эта подсвита сложена зеленовато-серыми песками и залегает с размывом на нижележащих осадках. Вблизи складчатого обрамления пески в основании содержат редкую бокситовую гальку. Для сравнения отметим, что в Приенисейской части равнины сеноманские прибрежно-морские отложения переполнены



Фиг. 1. Стратиграфические колонки апт-альбских и верхнемеловых отложений: I — морских, II — приморских; III — континентальных; IV — по периферии выходов палеозоя 1 — песчано-глинистые отложения; 2 — глины известковистые; 3 — глины опокovidные; 4 — железорудные горизонты; 5 — оолитовые железняки; 6 — пески с глауконитом; 7 — пески ильменитоносные; 8 — пески золотые (дюнные); 9 — глины серые с прослоями пестроцветных среди континентальных отложений; 10 — пески полевошпат-кварцевые с линзами гравия; 11 — каолинит-кварцевый элювий; 12 — переслаивание серых песков и алевроитов, глин серых и пестроцветных; 13 — глины красные с линзами боксита; 14 — кора выветривания; 15 — свежие палеозойские породы; 16 — размыв.

Свиты и подсвиты: а — парбигская (пачка) с парбигским железорудным горизонтом в основании; б — ганькинская с колпашевским железорудным горизонтом в основании; в — славгородская; г — ипатовская с нарымским железорудным горизонтом в кровле; д — кузнецовская; е — покурская; ж — позднесымская; з — среднесымская; и — раннесымская; к — позднесимоновская; л — раннесимоновская; м — кийская; н — симоновская; о — татульская

гальками боксита (Дербигов, Каштанов, 1967). Они протягиваются на север вдоль западного края Сибирской платформы, что позволяет судить о широком распространении апт-альбских латеритных кор и бокситов, сформированных на траппах. Сеноманские отложения содержат комплекс спор *Cedrus sp.*, *Ophioglossum senomanicum*. В верхней части склона приподнятого плато они представлены серыми глинами, перекрывающимися татульскими слоями (см. фиг. 1).

Турон (кузнецовская свита) представлен глинами, содержащими фораминиферы (Подобина, 1975). Есть прослои алевроитов и тонкозер-

нистых некрепких песчаников. На приморских равнинах одновозрастная позднесимоновская подсвита разделяется на три пачки. Нижняя мощностью от 5 до 28 м сложена серыми глинами с обугленным растительным детритом, тонкими (0,2—0,5 м) прослоями и конкрециями сидерита. Средняя пачка состоит из прихотливо пятнистых пестроцветных каолинит-гидрослюдистых глин. Они содержат участки и прослои (0,3—2,0 м) сидеритовых сферолитов, в различной степени окисленных. Размеры сферолитов колеблются от макового до просяного зерна. Фациально пестроцветные глины переходят на юго-запад в серовато-белые каолинит-кварцевые пески. По-видимому, последние образовались в русловой, а пестроцветные глины в пойменной фациях. Верхняя пачка сложена зелеными гидрослюдистыми монтмориллонитсодержащими глинами. На приподнятом плато одновозрастные глины не разделяются на пачки и вместе с нижележащими сеноманскими глинами образуют симоновскую свиту (см. фиг. 1, IV).

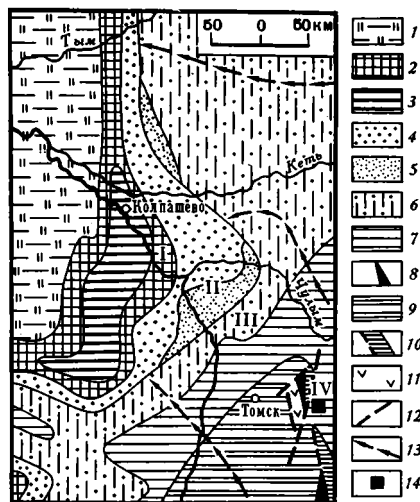
Сенонские отложения представлены морскими свитами: ипатовской, славгородской, ганькинской (Горюхин, 1974) и континентальными аналогами, образующими три подсвиты сымской свиты.

Ипатовская свита (поздний турон — коньяк) сложена внизу мелкозернистыми песками с глинистыми прослоями, обугленным растительным детритом и обломками древесины. Кверху количество глинистых прослоев увеличивается. Появляются железистые песчаники с глауконитом, сцементированные хлоритом, реже сидеритом и в них — пласты оолитовых железняков, образующих нарымский железорудный горизонт. Возраст определен по фораминиферам (Подобина, 1975) и палинокомплексу *Pothanipollis* sp., *Pinus aralica*. Континентальные аналоги, содержащие тот же комплекс спор и пыльцы, образуют раннесымскую подсвиту. Она сложена озерно-аллювиальными кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песками с линзами темно-серых глин. Вверху пески превращены в каолинит-кварцевый элювий.

Славгородская свита (сантон — ранний кампан) сложена зеленовато-серыми опоковидными глинами. Они начинаются конгломератами небольшой (0,2—0,8 м) мощности с сидеритовым и сидерито-фосфатным цементом. Обломочный материал хорошо окатан и принадлежит кварцу, различным кремнистым породам, оолитовым железнякам, лимонитизированным породам из древней коры выветривания. На восток в сторону берега глины сменяются глауконит-кварцевыми песками. Возраст опоковидных глин и песков установлен по фораминиферам (Кисельман, 1968; Подобина, 1975). Континентальным аналогом славгородской свиты является среднесымская подсвита, сложенная разнотектоническими песками, внизу — с гравием и глинистыми катышами. Сантон-раннекампанский ее возраст определяется палинокомплексом *Proteacidites*, *Aquilapollenites*, *Mancicorpus*, *Orbiculapollis*.

Ганькинская свита (поздний кампан-маастрихт — начало датского века) начинается колпашевским железорудным горизонтом. Свита сложена темно-серыми известковистыми глинами с тонкими (1—5 м) слоями мергелей. К востоку глины фациально сменяются глауконитовыми песками. В них встречаются прослои прибрежных кварцевых песков, появляется обугленный растительный детрит.

Вверху разреза обособляется позднемаастрихтская парбигская пачка. Она сложена глинами и алевритистыми песками с парбигским железорудным горизонтом в основании. К западу упомянутые отложения выклиниваются. Возраст ганькинской свиты установлен Э. Н. Кисельман (1968) по фораминиферам. По ее мнению, в раннем маастрихте был максимум трансгрессии и Западно-Сибирский бассейн через Тургайский прогиб сообщался с южными морями Приаралья и Прикаспия. В центральных районах Западно-Сибирской плиты, где мощность ганькинских глин максимальна, самые верхние ее горизонты, по Э. Н. Ки-



Фиг. 2. Схема геологического строения юго-востока Западно-Сибирской плиты во время формирования колпашевского железорудного горизонта

1 — глины опоковидные; 2 — железорудный горизонт; 3 — оолитовые железняки; 4 — пески ильменитовые; 5 — пески золотые (дюнные); 6 — каолинит-кварцевый элювий, развитый на отложениях среднесысской подсвиты; 7 — глины сидеритовые — серые и пестроцветные, слагающие позднесысскую подсвиту; 8 — среднекарбоновые терригенные угленосные отложения северной окраины Кузбасса и его северного продолжения; 9 — верхнедевонские и раннекарбоновые отложения: глинистые сланцы и алевролиты, реже песчаники; 10 — средне-позднедевонские и ранне-карбоновые терригенно-карбонатные отложения; 11 — ранне- и среднедевонские туфогенно-эффузивные формации Омутнинской горст-антиклинали: основные эффузивы и их туфы; 12 — тектонические нарушения; 13 — направление течения древних рек; 14 — Татальская бокситовая залежь. Римскими цифрами показано местонахождение колонок, помещенных на фиг. 1

сельман (1968), содержат комплекс фораминифер с *Brotzenella praeacuta*, что соответствует датскому ярусу. Региональная известковистость глин позволяет высказать предположение о господстве в маастрихте на юге Сибири теплого субтропического климата. Он мог способствовать, после длительного перерыва, возникновению латеритной коры выветривания на палеозойских породах складчатого обрамления равнины.

Континентальным аналогом ганькинской свиты является позднесысская подсвита. Ее песчаные отложения с прослоями темно-серых глин в кровле отделяются от прибрежно-морских отложений ганькинской свиты пляжевыми и дюнными песками (фиг. 2). На позднесысских песках и глинах развит каолинит-кварцевый элювий.

Морские отложения сенона имеют однородный состав тяжелых и легких фракций. В первых преобладают минералы группы эпидота (52% по данным 76 анализов) с подчиненным значением рудных и роговых обманок. Легкие фракции полимиктовые, с различным количеством глауконита. В славгородской свите постоянно присутствует опал, а в ганькинской — кальцит. В литоральных и пляжевых фациях увеличивается содержание тяжелой фракции. Она приобретает ильменитовый состав, а легкая фракция становится кварцевой с небольшой (1—3%) примесью полевых шпатов.

В слабоизмененных континентальных отложениях сенона, слагающих ранне-, средне- и позднесысскую подсвиты, состав легких фракций полевошпат-кварцевый, иногда полимиктовый. Полевые шпаты обычно представлены ортоклазом, значительно реже — микроклином. Их зерна несут отчетливые следы выветривания и нередко сильно каолинизированы. По данным многочисленных анализов, выполненных Е. П. Нагорской, содержание полевых шпатов колеблется от 15 до 48% в раз-

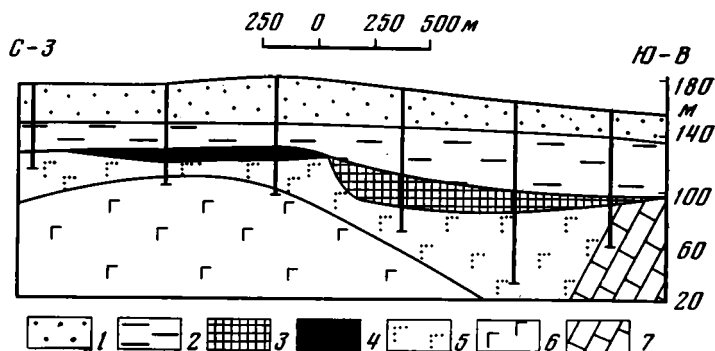
личных слоях. Тяжелые фракции имеют ильменит-цирконовый состав с постоянной примесью других устойчивых минералов, невысоким содержанием минералов группы эпидота (1—3%) и роговых обманок. В верхней части разреза подсвит, где развит каолинит-кварцевый элювий, в тяжелых фракциях, кроме ильменита, содержание которого колеблется от 20 до 35%, много лейкоксена (от 20 до 42%). Увеличивается содержание рутила и анатаза. Постоянно присутствует брукит. Как и лейкоксен, они образованы в осадке. Обычны устойчивые минералы (циркон, турмалин и др.). Резко уменьшается количество эпидота, роговых обманок, а в легкой фракции полевых шпатов до единичных зерен, что составляет доли процента. В. П. Казаринов (1958) выделял каолинит-кварцевые пески под наименованием формации неоэлювия.

Одновозрастные отложения сенона — морские и континентальные, имеют разный минералогический состав, несмотря на то что провинции питания обломочным материалом были одни и те же. Это связано с выветриванием последних, протекавшим во время и особенно интенсивно после осадконакопления.

Погружение Западно-Сибирской плиты способствовало накоплению мощной толщи апт-альбских и верхнемеловых отложений. Складчатое обрамление (Колывань-Томская зона и другие сооружения) были стабильными или испытывали положительные тектонические движения небольшой амплитуды. В конце позднего мела произошло их усиление, сопровождавшееся тектоническими разрывами. Буровыми скважинами прослежен субмеридиональный взброс (см. фиг. 2), по которому палеозой надвинут на симоновскую свиту (Рубцов, Врублевский, 1975). Вертикальная амплитуда перемещения составляет сотни метров. В связи с поднятиями в области складчатого обрамления апт-альбские и верхнемеловые отложения получили слабый наклон слоев к северу, колеблющийся от 3 до 8°.

БОКСИТЫ И КАОЛИНЫ

На палеозойских породах северного окончания Кузнецкого Алатау в апт-альбе формировались латеритные коры выветривания. Они сохранились в единичных пунктах, например на левобережье р. Яи в 65 км восточнее г. Томска в районе Татульской бокситовой залежи (фиг. 3). Латеритная кора, описанная автором по скв. 198, приурочена к верхнекембрийской интрузии габбро. Внизу она представлена темно-зелеными хлоритовыми, а затем зеленовато-желтыми пятнистыми глинами, сохранившими реликтовые особенности материнских пород. Вверху глины становятся бесструктурными темно-розовыми до красных и вишневых, каолинитовыми, с большой примесью гидроокислов железа. Верхняя часть профиля мощностью 4 м сложена красными мажущими каолинитовыми гиббситсодержащими глинами с небольшими (1—5 см) гнездами рыхлого боксита и обилием темно-малиновых твердых мелких (1—3 мм) бобовин. В некоторых скважинах верхняя зона профиля сложена бокситами мощностью не свыше 1,5 м. Латеритная кора выветривания занимает небольшой участок (не свыше 5 км²). Всюду ее верхние горизонты смыты и переотложены в местные депрессии. Из вторичных залежей самой крупной, уцелевшей от размыва, является Татульская (Рубцов, Врублевский, 1975). Она приурочена к меридиональной депрессии, протягивающейся вдоль контакта нижнекембрийских мраморов с габбро-амфиболитами. Вдоль контакта к югу и северу от Татульской залежи сохранились остатки других залежей. В апт-альбе они образовывали широкий (несколько километров) пояс, протягивавшийся далеко на юг вместе с линейной латеритной корой выветривания.



Фиг. 3. Поперечный геологический разрез Татульской бокситовой залежи (по данным геологоразведочных работ)
 1 — четвертичные отложения, 2 — глины симоновской свиты, 3 — глины красные с линзами боксита (апт-альб), 4 — верхняя зона латеритной коры выветривания, 5 — кора выветривания, 6 — габбро (поздний кембрий), 7 — мраморы (ранний кембрий)

Татульская бокситовая залежь, прилегающая к участку латеритной коры выветривания (см. фиг. 3), перекрыта глинами симоновской свиты. Сеноманский возраст ее самых нижних слоев (скв. 257, глубина 57 м) обоснован палинокомплексом *Cedrus sp. sp.*, *Ophioglossum senotanicum* с господством спор семейства *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae* и увеличением пыльцы покрытосеменных растений. В вышележащих глинах (глубина 30—45 м) установлен палинокомплекс, свойственный турону: *Carnisporites* (*C. microtuberculatum*), *Taurocusporites rediculus*, *Lycopodium cerniidites*. В основании симоновской свиты лежат сидериты, сидеритизированные глины, иногда черные глины (погребенные почвы) мощностью 0,3—1,2 м. С ними связана интенсивная сидеритизация верхней части латеритных кор и бокситов Татульской залежи. Местами бокситы, сохраняя бобовое сложение, полностью превращены в сидериты. Последними сложено небольшое рудное тело, расположенное в 20 км севернее Татульской залежи.

Глины симоновской свиты затягивают склоны приподнятого плато и отсутствуют в его верхней части. По разности абсолютных высот подошвы апт-альбских отложений, залегающих на различных гипсометрических уровнях, выясняется, что высота плато над прилегавшей равниной составляла 300—400 м.

Среди глин симоновской свиты есть прослои красных глин (до 8—10 м мощности) с редкими темно-малиновыми рыхлыми бобовинами. К ним приурочены склоновые залежи некондиционных бокситов, например в 15 км западнее г. Томска. Эти бокситы возникли в результате размыва латеритной коры выветривания глинистых сланцев нижнего карбона. Остатков ее не найдено. Таким образом, в сеноман-туроне на участках открытой платформы продолжала формироваться латеритная кора выветривания. В прилегавших понижениях отлагались пестроцветные глины, при частом чередовании их накопления и выветривания. Окисление сидерита в породах имело ведущее значение в их изменении. Интенсивность выветривания подтверждается исчезновением полевых шпатов, эпидота, цоизита и роговых обманок. В свежих породах содержание полевых шпатов в легкой фракции колеблется от 15 до 35%, а эпидота в тяжелой фракции — от 5 до 20%, роговых обманок обычно меньше 3%. С удалением от складчатого обрамления на 50—80 км в сторону понижения ослабевают степень пестроцветности глин. В Колпашевском Приобье (в 250 км на северо-запад от приподнятого плато) позднесимоновская подсвита, среди которой прослои пестроцветных

Химический состав глинистых фракций каолинит-кварцевых и слабыветрелых песков из обнажения у с. Усманское на р. Яе

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ вал	CaO	MgO	П. п. п.	R ₂ O	Сумма
1	46,80	0,18	38,28	0,79	0,56	0,27	12,18	Не опр.	98,89
2	47,00	0,51	37,31	0,84	0,84	0,04	12,69	»	99,23
3	60,86	0,68	17,02	7,00	1,56	1,12	7,37	3,52	99,13
4	58,50	0,46	21,13	6,60	0,84	1,25	7,00	3,74	99,52

Примечание. Анализы обр. 1 и 2 (каолинитовые фракции элювия) выполнены в лаборатории кафедры силикатов Томского политехнического института, обр. 3 и 4 (глинистые фракции слабыветрелых песков) — в лаборатории Томской экспедиции.

глин встречаются спорадически, сменяется морскими отложениями кузнецовской свиты.

Автор изучал элювий песков раннесымской подсвиты у с. Усманское в обнажении правого берега р. Яи и по керну скважин. Элювий представлен белыми каолинит-кварцевыми уплотненными песками мощностью 20—30 м. Книзу они постепенно переходят в зеленовато-серые аркозовые пески. В белых песках сохранились четкие контуры полевошпатовых песчинок, полностью перешедших в агрегат каолинита. Водой пески разделяются на тонкую (преимущественно каолинитовую) фракцию (выход ее 30—40%) и кварцевый песок. Обе фракции (каолинитовая и кварцевая) представляют собой высокосортное минеральное сырье. Каолинитовая фракция имеет повышенное содержание глинозема, отвечающее формуле каолинита (табл. 1). Для сравнения приведены анализы глинистой фракции слабо выветрелых песков (обр. 3 и 4) из скважины 21, пробуренной северо-восточнее (50 км) от Усманской площади (см. табл. 1). Таким образом, из аркозовых песков вынесены Fe, Mn, P, Ca, Mg, K, Na и часть Si. Выветривание, обусловившее появление белоцветного элювия, происходило в условиях насыщения поверхностных и грунтовых вод органическими кислотами и углекислотой (Бушинский, 1977). Их обилие обязано пышной растительности, в том числе древесной. Широкое распространение ее подтверждается большим количеством обломков древесины, замещенных соединениями железа среди оолитовых железняков.

В белом элювии А. С. Курочкиной обнаружен голубоватый аллофан в форме неправильных зерен среди каолинитовой массы. Когда содержание аллофана в каолинит-кварцевых песках повышено, они приобретают голубоватый оттенок. Мелкие (1—3 мм) аллофановые «втеки» встречаются наряду с опалом и в нижележащих песках. Об интенсивном выносе кремнезема позволяют судить широко развитые «сливные» кремнистые песчаники. Они состоят из кварцевых зерен, местами с гравием различных кремнистых пород и кварца, прочно сцементированных опалом. Свободный кремнезем появлялся за счет разрушения полевых шпатов и растворения кварца, зерна которого часто несут отчетливые следы коррозии. Аналогичный элювий возникал и на отложениях средне- и позднесымской подсвит.

Сенонская кора выветривания палеозойских пород характеризуется появлением мощных (30—60 м) каолинит-гидрослюдистых зон обеления. Интенсивной десиликации профиля обязано появление кремнистых пород, образующих желваки и линзы особенно там, где кора выветривания развивается по контакту с известняками, например в районе с. Подломского (в 50 км восточнее г. Томска). Автором давно было установлено, что в юго-западном Присалаирье в процессе формирования сенонской коры выветривания кремнезем замещал известняки, что

привело к образованию кремнистых пород, слагающих крупные тела, протягивающиеся на многие сотни метров и имеющие мощность в несколько десятков метров. Кремнистые породы, связанные с корой выветривания, известны и во многих районах Казахстана (Бушинский, 1975).

Характерная черта сенонских песков — присутствие в них, поблизости от складчатого обрамления, многочисленной гальки и мелкого гравия различных кремнистых пород, кварца и глинистых пород. Среди последних отмечены разновидности туронских глин и юрских аргиллитов. В виде мелких крупинок и гравия встречаются сцементированные соединениями железа глинистые продукты коры выветривания. В керне скважин, пробуренных в долине р. Чулыма поблизости от г. Асино, среди каолинит-кварцевых песков среднесысской подсвиты мы находили маломощные (1—5 см) темно-розовые тонкослоистые прослои, обогащенные глиноземом (36,21%) и образованные за счет переотложения тончайших рыхлых продуктов латеритной коры или бокситоносных отложений. Последние были широко распространены на площади северного окончания Кузнецкого Алатау. Вполне вероятно, что вблизи выходов палеозойского фундамента и на границе с ним, особенно там, где последний представлен карбонатными породами, могли возникать бокситовые залежи (Григорьев и др., 1976). На восточном склоне Енисейского кряжа в маастрихте известны латеритные коры и продукты их переотложения с бокситами (Лаухин, Кулькова, 1974; Лейпциг, Левина, 1975).

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

В сеноне образовалось три железорудных горизонта (см. фиг. 1). Ранний — нарымский, залегающий в кровле ипатовской свиты, отражает максимальное развитие железорудного процесса, протекавшего на фоне морской трансгрессии. Самый поздний — парбигский железорудный горизонт (поздний маастрихт) позволяет судить о затухании железорудного процесса. Небольшая вспышка рудообразования была в палеогене.

Нарымский железорудный горизонт (поздний коньяк) образует широкую (100—240 км) полосу, протягивающуюся в субмеридиональном направлении с двумя рудными поясами: западным и восточным. Ширина западного рудного пояса колеблется от 5 до 70 км. Он концентрирует основную массу железняков нарымского горизонта. В нем размещаются крупнейшие рудные узлы: Парабельский, Чузикский и ряд более мелких. Мощность пласта оолитовых железняков в центральной части рудных узлов достигает 15—18 м. Химико-минералогическая и петрографическая характеристика руд и вмещающих пород нарымского и вышележащего горизонтов опубликована (Белоус, 1964; Казанский, 1963; Николаева, 1967). В зоне дальнего выклинивания — там, где мелководные морские отложения сменяются отложениями открытого моря, нарымский рудный горизонт фациально переходит в опоковидные глины и опоки. Они сложены нижнеберезовская подсвита, развитая в центральных районах Западно-Сибирской плиты.

Колпашевский железорудный горизонт (поздний кампан) протягивается в меридиональном направлении (см. фиг. 2). Ширина полосы железорудного горизонта колеблется от 30 до 120 км. На юге размещается Колпашевско-Бакчарский рудный узел оолитовых железняков. Он протягивается в меридиональном направлении на 280 км при ширине от 15 до 70 км, мощность руд в центральной части равна 15—20 м. Прогнозные запасы руд исчисляются сотнями миллиардов тонн. По своим размерам Колпашевско-Бакчарский рудный узел меньше, чем рудные узлы в составе нарымского горизонта, в частности Парабельский и Чузикский.

Таблица 2

**Средние содержания некоторых окислов в железных рудах северной части
Колпашевско-Бакчарского рудного узла, вес. %**

№ п. п.	Порода	Fe _{вал}	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	Число обр.
1	Железистый песчаник	11,96	61,87	0,91	7,82	0,34	0,08	3
2	»	23,17	40,51	0,52	7,39	0,59	0,13	11
3	»	27,80	35,53	0,41	6,55	0,96	0,17	13
4	Оолитовый железняк	34,60	26,41	0,38	5,84	1,20	0,21	19
5	»	41,68	18,71	0,32	4,82	1,36	0,23	10
6	»	43,01	16,30	0,30	4,38	1,40	0,25	6

Таблица 3

**Среднее содержание элементов-примесей в отложениях колпашевского
(№ 1, 2, 3) и нарымского (№ 4, 5, 6) железорудных горизонтов, %**

№ п. п.	Порода	Pb	Zn	Cu	As	Число обр.
1	Оолитовый железняк	0,0140	0,0150	0,0004	0,0120	67
2	Железистый песчаник	0,0013	0,0060	0,0008	Сл.	28
3	Песок	0,0007	0,0030	0,0010	»	45
4	Оолитовый железняк	0,0021	0,0200	0,0002	0,0290	19
5	Железистый песчаник	0,0004	0,0009	0,0002	0,0002	20
6	Песок	0,0064	0,0001	0,0012	Сл.	15

Из долины р. Тыма колпашевский железорудный горизонт прослеживается в верхнем течении р. Ваха и затем далее на север в долины рек Елогуя и Турухана (Белоус, 1964). Здесь, поблизости от западной окраины Сибирской платформы в составе колпашевского горизонта размещается Елогуйско-Туруханский рудный узел. На огромном расстоянии между вершиной р. Елогуя и г. Колпашево (500 км) в составе колпашевского железорудного горизонта нет рудных узлов, что можно объяснить большим удалением рудоносного пояса от складчатого обрамления — поставщика рудного материала. Отсутствие крупных рудных скоплений в упоминавшейся полосе Ю. П. Казанский (1963) объясняет большим количеством терригенного материала, привносимого крупными реками в прибрежную зону моря.

Оолитовые железняки нарымского и колпашевского горизонтов имеют постепенные переходы к вмещающим их железистым песчаникам. В оолитовых железняках отмечается повышенное содержание V₂O₅ — от 0,2 до 0,34%. Установлена прямая корреляционная связь между железом и ванадием. Прямой коэффициент корреляции в различных участках рудных узлов (по данным сотен химических анализов) колеблется от 0,72 до 0,97, т. е. является тесным и очень тесным. Такой тип связей позволяет предположить, что ванадий переносился в область рудонакопления вместе с железом и скорее всего из одного источника. Тесный, в других случаях слабый ($R=0,61$), но значимый коэффициент корреляции установлен между валовым железом и фосфором. Среднее содержание V₂O₅ в рудах, имеющих средний объемный вес 2,3, равно 0,22%, а P₂O₅ — 1,3%. Отсюда содержание ванадия 0,25 кг/т, а фосфора — 1,31 кг/т.

Обратные корреляционные связи свойственны железу с кремнеземом, двуокисью титана, глиноземом. Из табл. 2 видно, чем богаче руды железом, тем в них меньше Si, Ti, Al и больше P, V.

По данным многих химических и спектральных анализов оолитовые железняки выделяются повышенным содержанием Pb, Zn, As, в то

время как вмещающие железистые песчаники, глинистые песчаники и пески бедны ими (табл. 3). Что касается меди, то в рудах ее количество оказывается минимальным, а во вмещающих породах заметно выше. В рудах отмечаются Mo, Ni, Cr.

По В. Н. Холодову (1977), с ходом геологического времени сокращались площади, занятые ультраосновными интрузиями, богатыми Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Y. Уменьшалась доля мантийного вещества в осадочном процессе, что объясняет затухание осадочного ванадиевого рудогенеза во времени. В. Н. Холодов предполагает, что в молодых железных рудах, богатых ванадием, последний мог заимствоваться из более древних железорудных месторождений.

Выше было показано, что рудные узлы размещаются в южной части площади, занятой железорудными отложениями. Колпашевско-Бакчарский рудный узел находится в 150 км к северо-западу от выходов палеозойского фундамента, сложенного породами девона и карбона. Узлы нарымского горизонта (Чузикский, Парабельский) удалены от выходов палеозойского фундамента в том же северо-западном направлении на 250—300 км.

Кора выветривания терригенных девон-карбонных отложений Колывань-Томской зоны, северо-западной окраины Кузбасса и рыхлые отложения приморских равнин, как и свежие породы, по данным нескольких тысяч спектральных анализов, характеризуются примерно таким же содержанием ванадия, как и осадочные породы. В различных свитах среднее содержание ванадия колеблется от следов до 0,004%. Крайне бедны им мелкие залежи сидеритов в нижних зонах коры выветривания пород нижнего карбона. Кору выветривания основных и ультраосновных интрузий, во время формирования железорудных горизонтов, были изолированы, так как повсеместно перекрывались глинами симоновской свиты. Остается предположить, что источником железа и ванадия для возникновения гигантских рудных узлов кроме каолинит-кварцевого элювия могла быть кора выветривания основных и ультраосновных интрузий, средних и основных эффузивов, размещенных на 150—300 км южнее в Кузнецком Алатау. Этому выводу не противоречит постоянное присутствие в сенонских оолитовых железяках повышенных количеств Mn, P, Cr, Ni, V. Повышенное содержание в рудах Pb и Zn связано с зонами гидротермальных изменений, секущих терригенные отложения Колывань-Томской зоны и вмещающих свинцово-цинковое оруденение.

ИЛЬМЕНитОВЫЕ РОССЫПИ

Нарымский и колпашевский рудные горизонты в зоне ближнего выклинивания сменяются ильменитоносными песками, занимающими литоральную и пляжевую области (Горюхин, 1976). Эти пески в зоне ближнего выклинивания колпашевского горизонта залегают на глубине 160—200 м и образуют широкий (3—75 км) меридиональный пояс (см. фиг. 2). Между областью, занятой литорально-пляжевыми песками и отложениями приморской равнины, размещается узкий (до 30 км) и прерывистый, протягивающийся на север пояс золотых кварцевых песков. От береговой линии моря он отделяется ильменитоносными песками и отложениями застойных водоемов, представленных различными глинами. Среди последних есть разновидности, богатые обугленным растительным детритом.

В элювии кроме ильменита много лейкоксена. Между тем в ильменитоносных пляжевых песках лейкоксена мало. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что лейкоксен не выдерживает длительной транспортировки. Его зерна быстро измельчаются и переходят в тонкую фракцию, рассеиваются и осаждаются вместе с глинами. По

данным лаборатории Томской экспедиции, содержание ильменита в пляжевых песках (несколько десятков анализов) колеблется от 8 до 64 кг/т. Сопутствующие ильмениту минералы — лейкоксен, рутил, анатаз, взятые вместе, составляют не свыше 1 кг/т, циркон — 1—1,5 кг/т и т. д.

ВЫВОДЫ

В апт-альб-сеноман-туронское время на палеозойских породах, окаймлявших с юга и с востока Западно-Сибирскую равнину, возникали латеритные коры выветривания. Продукты размыва этих кор перемещались в ближайшей депрессии с образованием осадочных бокситов. Одновременно на указанной равнине накапливались сероцветные (вблизи складчатого обрамления с пестроцветными горизонтами) континентальные, а северо-западнее — морские отложения. В сеноне климат изменился в сторону сильного увлажнения, что повлекло за собой деградацию ранее сформированных латеритных кор. Об особенностях выветривания этого времени позволяют судить горизонты белочетного каолинит-кварцевого элювия, неоднократно возникавшего на континентальных песчаных отложениях обширной приморской равнины. В процессе образования этого элювия энергично выносились Fe, Mn, P, Ca, Mg, Si. Кремнезем накапливался в понижениях древнего рельефа, где возникали крепкие кремнистые песчаники с опаловым цементом. Остальные элементы выносились в морской бассейн, в прибрежной мелководной зоне которого отлагались железные руды. Те же элементы выносились из кор выветривания палеозойских пород складчатого обрамления равнины. Все это способствовало появлению мощных зон обеления. Площади, занятые обеленными породами, находились и на древних водоразделах. Размеры этих площадей, по данным буровых работ, измерялись десятками тысяч квадратных километров. Длительно проявлявшиеся поднятия с небольшой вертикальной амплитудой (десятки метров) и одновременное заболачивание обширных площадей способствовали выносу рудного материала из различных кор, оживлению эрозионной деятельности по периферии приподымавшихся областей. Это влекло за собой проявление более энергичной деятельности водотоков, переносивших кластический и рудный материал в зоны седиментации. Проявление упомянутых тектонических движений в области складчатого обрамления и его периферии способствовало высвобождению погребенных досенонских латеритов и бокситов. Вместе с латеритным материалом сенонского возраста они переотлагались в местные депрессии.

Существование пышной растительности в железорудные эпохи позволяет предварительно сравнивать железоносные горизонты с углистыми слоями, венчающими бокситоносные отложения в Приангарье (Лейпциг, Левина, 1975). В самом деле, пышная растительность способствовала образованию каолинит-кварцевого элювия и накоплению углистых отложений. Вынос железа резко возрос, что привело к образованию железных руд.

Железорудные горизонты сложены оолитовыми железняками, местами образуют гигантские рудные узлы. Высокое и постоянное содержание в них ванадия позволяет высказать предположение, что дополнительный источник питания рудным материалом располагался в центральных районах Кузнецкого Алатау. На площади этих районов широко развиты эффузивные формации, основные и ультраосновные интрузии. Кора выветривания этих пород в отличие от периферических частей складчатого сооружения не покрывалась сеноман-туронскими отложениями и поэтому была дополнительным источником рудного материала. В связи с этим уместно вспомнить В. П. Казаринова (1958), который задолго до открытия Западно-Сибирского железорудного бас-

сейна на основе изучения упомянутой выше коры выветривания пород центральных районов Кузнецкого Алатау высказал предположение о вероятном отложении осадочных железных руд в прибрежной зоне эоценовых и других морей.

Кроме руд алюминия, железа и титана апт-альбские и верхнемеловые отложения вмещают неметаллические полезные ископаемые — высокосортные каолины и кварцевые пески.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоус Н. Х. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1964.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1975.
- Бушинский Г. И. О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6.
- Горюхин Е. Я. Сенонские и палеогеновые отложения Колпашевского Приобья.— В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Западной Сибири. Тр. Томского ун-та, 1974, т. 227.
- Горюхин Е. Я. Палеогеография Колпашевского Приобья в сеноне и палеогене.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Зап. Сибири, вып. 11. Изд-во Томского ун-та, 1976.
- Горюхин Е. Я., Ли А. А. Стратиграфия юрских — палеогеновых отложений бассейна р. Тым.— В кн.: Материалы к стратиграфии Западно-Сибирской равнины. Изд-во Томского ун-та, 1978.
- Григорьев Н. В., Даргевич В. А., Ивания Л. А. К вопросу о возрасте, условиях образования и перспективах меловой бокситоносной формации в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты.— Тр. СНИИГГиМС, 1976, вып. 218.
- Дербилов И. В., Кашистанов В. А. Переотложенные бокситы в альб(?)—сеноманских прибрежно-морских осадках Приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 58. Новосибирск, 1967.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья.— Тр. Ин-та геол. и геофиз., вып. 18. Новосибирск, 1963.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Кисельман Э. Н. Расчленение верхнесенонских отложений Западно-Сибирской низменности.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 84. Новосибирск, 1968.
- Лаухин С. А., Кулькова И. А. Палеогеография времени бокситонакопления на восточном склоне Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4.
- Лейпциг А. В., Левина А. П. Мезо-кайнозойские ритмы и особенности бокситонакопления в Нижнем Приангарье.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Николаева И. В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Подобина В. М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Изд-во Томского ун-та, 1975.
- Рубцов А. Ф., Врублевский В. А. О новом местонахождении бокситов на юге Томской области.— В кн.: Сборник статей по геологии Сибири. Изд-во Томского ун-та, 1975.
- Холодов В. Н. О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1977.

Томская комплексная
геолого-разведочная экспедиция,
Томск

Дата поступления
21.VI 1979

**О ПАРАГЕНЕЗИСЕ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ
И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ЗАЛЕЖЕЙ
МОЛЕКУЛЯРНОГО АЗОТА**

В. В. ТИХОМИРОВ

Предлагается достаточно обоснованная концепция наблюдаемого в ряде месторождений парагенезиса соленосных толщ и ассоциирующих с ними залежей азота. Прослеживаются связи больших концентраций молекулярного азота с минерализацией пластовых вод соленосных бассейнов.

Вопросы формирования галогенных формаций залежей несвязанного (молекулярного) азота, которое имеет большое научное и практическое значение, как правило, рассматриваются раздельно. Однако есть основания предполагать, что образование соленосных толщ и месторождений азота часто взаимосвязано.

Поведение микрокомпонентов и газовых компонентов в солях является наиболее частой причиной, которая приводит исследователей к мысли об участии пластовых рассолов в формировании галогенных формаций. Одним из таких компонентов является азот. В природных солях он является наиболее распространенным газовым компонентом. Его присутствие в больших количествах установлено давно и многими исследователями. Молекулярный азот в солях находится либо в виде скоплений во внутрисолевых полостях, либо в микрорассеянном состоянии (Морачевский, 1939; Несмелова, 1959, 1961; Стрелетов, 1968). Из внутрисолевых полостей азот выделяется вместе с другими газовыми компонентами в процессе горно-проходческих работ или бурения. Он занимает до 99% объема газа, который часто находится под литостатическим давлением. В результате этого азот в солях характеризуется высоким парциальным давлением, до 10 МПа и более, даже при относительно небольших глубинах. Мелкие внутрисолевые азотные скопления обнаружены в Волго-Уральском (Морачевский, 1939; Несмелова, 1959, 1961) и Припятском (Травникова, 1970; Дорогокупец и др., 1972, 1975) нефтегазоносных бассейнах на территории СССР, в Центрально-европейском бассейне, в ГДР и ФРГ (Frank, 1977), в Пермском и Западном внутреннем бассейнах в США (Anderson, Hinson, 1951; Boon, 1958). Микрорассеянный в солях азот обнаруживается только при специальных исследованиях. Он часто доминирует среди рассеянных в солях газовых компонентов и иногда составляет более 90% их объема. Его содержание варьирует от 8 до 106 мл/кг в пермских солях Пермской области (Несмелова, 1959, 1961), от 5 до 85 мл/кг — в пермских солях Оренбургской области (Вильденберг, 1975), от 22 до 78 мл/кг — в девонских солях Припятской впадины (Дорогокупец и др., 1972, 1975) и от 21 до 44 мл/кг — в солях Южного Гарца (Несмелова, 1961). Обычно калийные соли выделяются более высоким содержанием азота, и в галогенной толще Верхнекамского месторождения фиксируется прямая

зависимость между содержанием калия и микрорассеянного молекулярного азота (Несмелова, 1961; Большаков, 1972). Независимо от состава солей здесь, по данным З. Н. Несмеловой, на 1 г калия приходится приблизительно 0,18 мл несвязанного азота.

Все газы солей связаны с закрытым поровым пространством. Открытая пористость в солях практически отсутствует. Это создает определенные трудности при сопоставлении газонасыщенности солей с другими породами. Тем не менее отсутствие данных о повышенных упругостях азота в закрытом поровом пространстве карбонатных и терригенных пород может свидетельствовать о том, что соленосные отложения и особенно калийные соли выделяются среди осадочных пород наибольшей азотной насыщенностью. Высокие упругости азота в открытом поровом пространстве несоленосных пород связаны либо с пластовыми рассолами, либо с подсолевыми или межсолевыми отложениями, что будет показано ниже.

Азот мог попасть в соли либо сверху с воздухом или органическим веществом, либо снизу из более глубоких горизонтов в момент солеобразования или после. Однако азот современной атмосферы не мог обеспечить столь высокие концентрации в солях. При его современной парциальной упругости в атмосфере рапа могла захватить не более 10 мл молекулярного азота на 1 кг соли. Исключительно низкое содержание воздушного аргона в солях (Несмелова, 1961; Травникова, 1970) подтверждает это и свидетельствует о том, что атмосферный азот составляет лишь малую долю общего азота в солях. Ряд исследователей связывают этот азот с органическим веществом, захваченным солями в момент садки. Однако для соленосных толщ характерна резкая обедненность органикой. Азот, связанный с органическим веществом, растворенным в современной морской воде, может обеспечить около 11 мл азота на 1 кг соли. В составе органического вещества связанный азот составляет не более 10% веса. Основными же компонентами являются углерод и водород. Трудно представить условия, при которых бы вещество такого состава в столь замкнутой системе, какой являются соли, могло генерировать свободные и микрорассеянные газы, включающие более 80% азота и часто менее 1% углеводородов (таблица). Можно предположить, что молекулярный азот проник в соли снизу после солеобразования. В этом случае микрорассеянный азот не мог бы распределиться равномерно, иногда послойно. Ни атмосферный, ни органический азот, ни азот, попавший в соли после седиментации, не могут объяснить ни характер распределения молекулярного азота в солях, ни его высокую насыщенность, ни тем более зависимость его от содержания калия. Связь содержания молекулярного азота с калием дает основание предполагать, что микрорассеянный азот первоначально распределялся в составе аммонийных солей, весьма близких по своим свойствам к солям калия (Аполлонов, 1976). При разложении органического вещества в морской воде азот освобождается главным образом в виде аммиака, который окисляется до нитрита, а затем до нитрата. Содержание аммонийного азота в морской воде исключительно низкое, до 14 мкг/л (Хорн, 1972). Этот азот может обеспечить лишь 0,01 мл молекулярного азота на 1 л морской воды, или 0,028 мл на 1 г растворенного в ней калия, т. е. значительно меньше наблюдаемой в солях величины 0,18 мл/г. Тем не менее некоторые исследователи (Морачевский, 1939; Стрепетов, 1968) сходятся в убеждении, что азот с другими газовыми компонентами захвачен солями во время кристаллизации из рапы и является первичной формой их газонасыщенности. Это дает основание предполагать, что солеобразование в этих случаях происходило в атмосфере азота с парциальной упругостью существенно выше, чем в современной атмосфере, из вод с более высоким отношением концентраций аммония и калия, чем в современном океане.

Состав типичных свободных азотных газов, связанных с галогенными формациями

Нефтегазоносный бассейн	Месторождение	Возраст коллектора	Глубина залегания, м	Литология коллектора	Состав газа в % объема				
					N ₂	C _n H _{2n+2}	CO ₂	He	$\frac{\text{He}}{\text{N}_2+i} \cdot 100$
В солях									
Волго-Уральский (СССР)	Верхнекамское	P	—	Сильвинит	74,4	25,1	0,0	0,008	0,01
Припятский (СССР)	Старобинское	D	445	»	94,6	5,5	0,0	0,100	0,10
Пермский (США)	Артезия	P	222	Соль	94,5	4,4	0,5	He обн.	—
»	Хоббс	P	713	»	94,7	5,2	0,0	0,08	0,08
В подсолевых и межсолевых отложениях									
Волго-Уральский (СССР)	Чутырское	C ₂₊₃	1250	Карбонаты	85,1	15,7	0,3	0,105	0,12
»	Золотаревское	C ₂	1420	»	95,1	4,7	0,3	0,062	0,06
Чу-Сарысуйский (СССР)	Учарал	P ₁	860	Песчаник	99,0	0,8	0,2	0,63	0,64
Центральноевропейский (ФРГ)	В-1	P ₂	2925	Ангидрид	89,5	—	—	0,035	0,04
Виллистонский (США, Канада)	Свифт-Каррент	Ст	1920	Песчаник	97,7	0,3	0,0	1,95	2,0
»	Кэбин-Крик	Ст	3082	»	89,5	9,3	0,7	0,4	0,44
Парадокс (США)	Клер-Крик	C ₂₊₃	2191	»	95,9	0,4	3,7	0,06	0,06
Пермский (США)	Биг-Флет	C ₁	2341	Доломит	81,2	6,7	3,1	1,5	1,85
»	Дианонд Доум	P ₂	252	—	97,5	2,3	0,2	0,07	0,07
»	Уассон	P ₃	1250	Доломит	91,3	8,5	0,2	0,04	0,05
В надсолевых отложениях									
Галф-Кост (США)	Читсей	I	4006	Доломит	62,6	33,9	3,5	0,09	0,14

Вне соленосных формаций высокие упругости азота представляют собой относительно редкое явление и могут рассматриваться как аномалии. По примеси гелия эти аномалии можно разделить на две группы. Аномально-высокие упругости азота, сопровождающиеся высоким содержанием гелия (1—18%), вероятно, связаны со щелочными азотными термами, что более подробно рассмотрено в работе (Тихомиров, 1977). Здесь необходимо обратить внимание на более распространенные аномально-высокие упругости азота, которые сопровождаются относительно низкими концентрациями гелия, от 1 до 0,01% и менее. Подавляющее большинство этих аномалий связано с азотными, реже азотно-углеводородными залежами газа близ галогенных формаций или с пластовыми рассолами.

Еще в 1973 г. С. М. Корневский обратил внимание на связь залежей азотного газа Чуйской впадины с галогенной формацией. Анализ более обширного материала позволил Э. Е. Лондон установить, что обогащенные азотом залежи газа приурочены к аридным формациям, что содержание азота растет с увеличением соленасыщенности разреза по мере замещения битуминозных известково-доломитовых пород сильно загипсованными ангидритизированными и соленасыщенными доломитами, весьма бедными, а нередко полностью лишенными органических остатков. При этом в качестве примера она дополнительно приводит многочисленные азотные или богатые азотом залежи в подсолевых отложениях Волго-Уральского (СССР) и Центральноевропейского (Нидерланды, ФРГ, ГДР и ПНР) нефтегазоносных бассейнов. Действительно, подавляющее большинство залежей азотного газа в недрах связано с межсолевыми и подсолевыми отложениями. Их распространение не ограничивается только пермскими эвапоритами перечисленных выше районов. Наибольшие запасы почти чистого азота обнаружены в Виллистонском нефтегазоносном бассейне (Канада и США). Здесь только в районе антиклинали Нессон отложения пенсильвания содержат до 53 млрд. м³ азота (Marehant, 1969). Этот бассейн отличается наибольшей широтой распространения солей по разрезу. Эвапориты здесь присутствуют в составе девонских, миссисипских, пермских и юрских отложений.

Азотные залежи соответственно встречены в кембрийско-ордовикских, миссисипских, пенсильванских и пермских коллекторах под соленосными толщами. В Пермском и Западном внутреннем нефтегазоносных бассейнах (США) присутствуют только пермские галогенные формации, залегающие в самой верхней части разреза. Азотные залежи здесь также располагаются в верхней подсолевой части чехла. С галогенными формациями нефтегазоносного бассейна Парадокс (США) связаны азотные залежи месторождений Слэтвош и Бигфлэт. Лишь богатые азотом газы юрских доломитов Смаковер (Галф-Кост, США) располагаются непосредственно над солями. Когда соленосные толщи располагаются достаточно высоко по разрезу, иногда можно заметить, как содержание или даже парциальная упругость азота растут вверх, в сторону этой толщи, а с глубиной резко увеличивается доля углеводородов. Примером могут служить месторождения Учарал в СССР, Гринвуд и Хьюготон в США. На месторождении Пенхендл над гигантской залежью углеводородного газа в песках Тьюб (галогенная серия Леонард) обнаружен свободный газ, содержащий 83% азота. Азотные залежи часто характеризуются аномально-высокими пластовыми давлениями, что свидетельствует об их изолированности от гидродинамической системы осадочного чехла. В подсолевых отложениях даже при гидростатическом давлении упругости азота в залежах газа часто достигают 10 МПа и более. При этом самые высокие значения парциальной упругости азота (более 10 МПа) и наибольшие его скопления встречены в подсолевых залежах нефтегазоносных бассейнов с широким

распространением калийных солей. Примерами таких нефтегазоносных бассейнов могут служить Виллистонский (Канада и США), Парадокс и Пермский (США), Центральноевропейский (Польша, ГДР и ФРГ) и в меньшей степени Волго-Уральский. Для подавляющего большинства перечисленных залежей азотного газа характерно относительно низкое содержание гелия (см. таблицу). Низкогелиеносные азотные газы вне зон распространения галогенных формаций встречаются крайне редко и, как правило, на очень малых глубинах. Наиболее характерным примером могут служить мелкие выбросы азотного газа с глубин 100—600 м над положительными структурами восточной части Оклахомы и северной и центральных частей Техаса (США). Немногочисленные данные свидетельствуют об исключительно близком к поверхности проникновении пластовых рассолов в этих районах. В районе свода Бенд (Техас, США) минерализация вод достигает 100—200 г/л на глубинах около 300 м. Возможно, аналогичный характер имеют отдельные залежи азотного состава, обнаруженные в Венгрии и Чехословакии.

Относительно формирования рассмотренных залежей азотного газа нет единого мнения. Наиболее общепринятой является точка зрения, что они образуются вследствие процессов вторичного обогащения. Под последними понимается окисление или вымывание углеводородов. Согласно этой точке зрения, необходимо допустить, что на месте азотных залежей ранее существовали углеводородные, на порядок и более превосходящие их по запасам, и что движение пластовых вод было достаточно интенсивным, чтобы обеспечить необходимый объем окислителя или чтобы удалить весь объем углеводородов. Этому противоречит недостаточная емкость большинства вмещающих азот ловушек, изолированность некоторых азотных залежей от гидродинамической системы осадочного чехла в целом, высокая минерализация законтурных вод и связь с галогенными формациями. Если придерживаться этой точки зрения, то необходимо допустить, что вторичное обогащение имело место до формирования соленосных толщ. Некоторые исследователи пытались объяснить образование азотных залежей либо особым типом органического вещества, либо особыми условиями его углефикации. Однако, как отмечалось выше, коллектора, содержащие азот, весьма бедны органикой и не могут генерировать часто почти чистый азот в аномально-больших количествах. В связи с этим в последнее время высказывается мысль о неорганическом происхождении азота при столь высоких концентрациях и о поступлении его с больших глубин (Максимов и др., 1975). Однако в этом случае нельзя ограничиться глубинной природой только азота, так как тогда трудно объяснить увеличение концентраций и даже упругостей азота вверх по разрезу в сторону соленосных толщ и почти полное отсутствие азота в подавляющем большинстве глубоких и сверхглубоких залежей газа.

Е. И. Синявский и Г. Ф. Бусел в 1967 г. на основании данных по распределению азота в северном Приуралье пришли к выводу, что залежи азота формируются вследствие разгрузки насыщенных азотом пластовых рассолов. Действительно, как показала Э. Е. Лондон, содержание растворенного в пластовых водах азота растет по мере увеличения их минерализации и достигает наибольших значений (200—300 мг/л и более) в рассолах (Воронов, Вишнякова, 1970; Лондон, 1974, 1975, 1977; Еременко и др., 1977). Показательно, что высаливающий эффект, отчетливо выраженный по отношению к другим газовым компонентам, прежде всего к углеводородам, не проявляется по отношению к азоту (Лондон, 1975). Так как растворимость азота в воде с ростом минерализации уменьшается, его парциальные упругости достигают максимальных значений в рассолах. Например, фоновая парциальная упругость азота, растворенного в пластовых водах Волго-Уральской провинции, достигает 2,0—8,0 МПа, а в аномальных случаях — 20 МПа (Воронов,

Вишнякова, 1970). Для газов пластовых рассолов характерно относительно низкое содержание гелия. По данным В. П. Стрепетова, содержание гелия в инертной части газов рассолов колеблется от 0,008 до 0,8%. С ростом минерализации пластовых вод увеличивается также содержание калия и аммония (Смирнова, Юрин, 1976). Таким образом, концентрации молекулярного азота, аммония и калия оказываются непосредственно связанными между собой и растут вместе с минерализацией пластовых вод. Величина отношения весовых концентраций аммония и калия в этих водах колеблется от 0,02 до 0,2 и более, и аммонийный азот рассолов может обеспечить до 100 мл молекулярного азота на 1 г калия.

Таким образом, наблюдается определенная связь между азотными газами пониженной гелиеносности и минеральными солями. Она проявляется в распределении азота в породах, в газовых залежах и пластовых водах, соблюдается во всем возрастном диапазоне осадочного чехла независимо от глубины залегания и заключается в одновременном и взаимосвязанном концентрировании молекулярного азота и минеральных солей вплоть до формирования скоплений почти чистого азота под, между и внутри соленосных толщ.

Ввиду этой зависимости возникает вопрос о характере взаимоотношения солей, залежей молекулярного азота и пластовых рассолов. В. П. Стрепетов рассматривает повышенное содержание азота в пластовых рассолах как результат формирования последних за счет выщелачивания соленосных толщ. Однако если соленосные толщи формировались в результате выпаривания только морской воды, то не объясним ни избыток молекулярного азота, ни избыток аммония, ни связь между азотом и калием. По содержанию азота на 1 кг породы или на 1 г калия азотсодержащие соли занимают промежуточное положение между тем, что может дать современная морская вода, с одной стороны, и пластовые рассолы — с другой. То же наблюдается, если на основании данных В. Н. Аполлонова и З. Н. Несмеловой аналогичным образом сравнить содержание аммония, приходящееся на 1 г калия в солях Верхнекамского месторождения. Здесь по мере уменьшения содержания калия в солях величина отношения концентраций аммония и калия падает от значений $1,1 \cdot 10^{-3}$ (красный сильвин), близких тем, что имеют место в пластовых водах, до $1,8 \cdot 10^{-4}$ (молочно-белый сильвин), близких тем, что имеют место в современных морских водах. Можно допустить, что повышенные концентрации азота в солях и в подсолевых отложениях связаны с составом морской воды и атмосферы в прошлом, которые существенно отличались от современных. В этом случае возникают трудности при объяснении минимальных концентраций азота в солях, которые вполне реальные при современном составе атмосферы и океана.

Можно предположить, что формирование азотсодержащих солей происходило в результате выпаривания смеси морских вод и пластовых рассолов, т. е. в формировании этих солей принимали участие пластовые воды. Многочисленные данные свидетельствуют о связи соленакопления с районами весьма интенсивного прогибания (Валяшко, 1962; Яншин, 1961), которое сопровождалось отжатием глубоких пластовых вод вверх по разрезу. В отдельных благоприятных случаях пластовые рассолы могли разгружаться непосредственно в солеродный бассейн и активно влиять на условия солеобразования. Согласно М. Г. Валяшко, в развитии соляного бассейна выделяются подготовительная и заключительная стадии. Первая, наиболее длительная характеризуется накоплением основных запасов солей и формированием состава рапы бассейна. На этой стадии соли еще не образуют водоупора и не препятствуют разгрузке пластовых вод. В результате этого рапа получает избыток аммония и молекулярного азота. При разгрузке рассолов несвязанный азот может выделяться в газовую фазу на глубине до 200—800 м

и более от поверхности водоема. В результате этого могла формироваться зона пластовых вод, предельно насыщенных азотом, часть которого находилась в виде рассеянной газовой фазы, мигрирующей в солеродный бассейн и в атмосферу. Чем выше упругость азота в пластовом рассоле, тем больше и мощность газонасыщенной зоны и объем молекулярного азота под солеродным бассейном.

В относительно непродолжительную самосадочную стадию происходит формирование соленосных отложений, и связь пластовых рассолов с поверхностью полностью или частично прекращается. Некоторое количество азота в газовой фазе рапа могла задержать в момент солеобразования, часть этого же азота могла выделиться в результате высаливающего эффекта, другая часть могла образоваться из аммония вследствие высокотемпературного прогрева или окисления свободным бромом или иодом. В подсолевых отложениях распыленная газовая фаза азотного состава должна была собраться в залежи под или между соленосными толщами. Подъем территории и связанная с ним регрессия моря также должны были способствовать снижению гидростатического давления и выделению в газовую фазу дополнительной порции несвязанного азота. Последующее уплотнение и засолонение подсолевых осадков способствовали изоляции отдельных залежей азота от гидродинамической системы осадочного чехла и увеличению давления до литостатических значений. В случае значительного погружения осадков и увеличения пластового давления образовавшиеся залежи азота должны были уменьшаться в объеме, но в окружении насыщенных азотом неподвижных рассолов они могли сохраняться сколь угодно долго, выделяясь огромными упругостями азота. В связи с этим участие пластовых рассолов в формировании солей представляется наиболее вероятной причиной наблюдаемой зависимости между распределением галогенных формаций и залежей азота. Это участие определяет характер парагенетической связи между молекулярным азотом солей, пластовых рассолов и залежей газа, с одной стороны, и между минеральными солями соленосных толщ и пластовых вод — с другой. Вопрос о генетической природе этого азота, очевидно, необходимо решать на основе изучения генезиса неатмосферного азота в пластовых водах. Эта задача не может быть решена в рамках настоящей работы. Можно лишь отметить, что связь азота с минерализацией дает основание предполагать, что он в основной своей части распределялся в составе аммонийных солей.

Основной задачей этой работы было обоснование парагенезиса соленосных толщ и ассоциирующих с ними залежей азота. Приведенных доводов, видимо, недостаточно, чтобы считать этот парагенез доказанным. Самым слабым звеном обоснования является недостаточная изученность взаимоотношения аммония, калия и молекулярного азота в солях. Отсутствуют и непосредственные сопоставления азота солей и подсолевых отложений по изотопному составу. Тем не менее предложенная картина взаимоотношения азотсодержащих солей и ассоциирующих с ними залежей азота при современном уровне изученности представляется наиболее вероятной. Из нее следует, что закономерный рост содержания азота по мере увеличения минерализации пластовых вод, вероятно, завершается при благоприятных обстоятельствах концентрированием несвязанного азота в виде самостоятельных залежей, связанных с галогенными формациями. Исследование этого явления необходимо продолжить, так как оно отражает масштабы участия пластовых вод в формировании галогенных формаций и может играть решающую роль в формировании комплекса полезных ископаемых солей и состава газовых месторождений.

- Аполлонов В. Н. Аммоний в сильвине Верхнекамского месторождения.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 3.
- Большаков Ю. Я. Особенности газонакопления в галогенной формации Соликамской впадины.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5.
- Валашко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд-во МГУ, 1962.
- Вильденберг Е. В. Содержание и химический состав природных газов в галогенных толщах пермских отложений на площадях Оренбургской области.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области, 1975, вып. 5.
- Воронов А. Н., Вишнякова Г. И. Закономерности распределения азота в подземных флюидах Русской платформы.— Сов. геол., 1970, № 2.
- Дорогокупец Т. И., Зорькин Л. М., Войтов Г. И. Газы эвапоритовых толщ Данково-Лебедянского горизонта Припятской впадины.— Докл. АН БССР, 1972, т. XVI, № 10.
- Дорогокупец Т. И. Газы соляных отложений Припятской впадины.— Тр. ВНИГНИ, 1975, вып. 169.
- Еременко Н. А., Ботнева Т. А., Максимов С. П., Панкина Р. Г. О генезисе неуглеводородных компонентов газов и формировании нефтяных и газовых месторождений.— В сб.: Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М., «Недра», 1977.
- Кореневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., «Недра», 1973.
- Лондон Э. Е. Некоторые особенности формирования состава природных сероводородсодержащих газов в карбонатно-эвапоритовых образованиях.— Реф. сб. ВНИИГаз-пром «Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений». 1974, № 11.
- Лондон Э. Е. О формировании регионального фона газонасыщения пластовых вод.— Геол. нефти и газа, 1975, № 8.
- Лондон Э. Е. Некоторые особенности формирования состава природных сероводородсодержащих газов в карбонатно-эвапоритовых образованиях.— В сб.: Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М., «Наука», 1977.
- Максимов С. П., Мюллер Е., Ботнева Т. А., Гольдбехер К., Зорькин Л. М., Панкина Р. Г. О происхождении высокоазотных залежей газа.— Сов. геол., 1975, № 1.
- Морачевский Ю. В. Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений.— Тр. ВНИИГ, 1939, вып. 17.
- Несмелова З. Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника.— Тр. ВНИИГ, 1959, вып. 25.
- Несмелова З. Н. Геохимические особенности газов соленосных пород.— Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 174.
- Синявский Е. И., Бусел Г. Ф. Залежи биогенного азота — показатели вертикальной миграции нефти и подземных вод.— Геол. нефти и газа, 1967, № 4.
- Смирнова Н. К., Юрин Г. А. О нефтепоисковом значении аммония подземных вод.— Реф. сб. ВНИИГаз-прома «Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений», 1976, № 4.
- Стрепетов В. П. Происхождение растворенных газов в подземных водах и рассолах, парагенетически связанных с соленосными толщами.— Сов. геол., 1968, № 7.
- Тихомиров В. В. Зависимость гелиеносности пластовых вод от их минерализации.— Тр. ВНИГРИ, 1977, вып. 896.
- Травникова Л. Г. О составе свободных газов Старобинского месторождения калийных солей. Материалы к первой научн. конф. аспирантов-геологов Ленинграда. Л., «Недра», 1970.
- Хорн Р. Морская химия. М., «Мир», 1972.
- Янишин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геол. и геофиз., 1961, № 1.
- Anderson C. C., Hinson H. H. Helium-bearing natural gases of the United States; analyses and analytical methods.— Bureau Mines, 1951, Bull. 86.
- Boon W. J. Helium-bearing gases of the United States; analyses and analytical methods.— Bureau Mines, 1958, Bull. 576.
- Frank A. G. Molecular nitrogen: clue in coal — derived — methane hunt.— Oil and gas, 1977, v. 17.
- Marehant L. C. Nitrogen gas in five oilfields on the Nesson anticline in North Dakota.— Bureau Mines, 1969, Rep. Invest. 6848.

Томская комплексная
геолого-разведочная экспедиция,
Томск

Дата поступления
29.VIII.1979

УДК 553.63(4778)

**ДЕВОНСКИЕ СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ
ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА И ИХ СООТНОШЕНИЯ
С ВМЕЩАЮЩИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ**

В. С. КОНИЩЕВ

Показано, что верхнефранская и верхнефаменская соленосные формации Припятского прогиба согласно залегают на подстилающих и согласно перекрыты покрывающими отложениями в наиболее погруженных частях прогиба и со стратиграфическим, эрозионным и часто угловым несогласием перекрывают подстилающие и перекрыты вышележащими отложениями по периферии прогиба и в сводах поднятий. Подобные соотношения соленосных формаций с подстилающими образованиями обусловлены неоднократными снижениями уровня бассейна и сокращениями его акватории при садке солей, что приводило к осушению или выходу выше базиса действия волн периферии бассейна и сводов поднятий и их размыву.

Одной из важных палеогеографических проблем соленакопления является вопрос о соотношении соленосных толщ с вмещающими отложениями и, в частности, вопрос о трансгрессивности и регрессивности залегания соленосных толщ (Яншин, 1977). Обычно соленосные отложения рассматриваются как регрессивные, завершающие седиментационные циклы, после накопления которых следуют поднятия и размыты. Однако уже В. С. Крумбейн (Krumbein, 1951), а позднее Н. М. Страхов (1962) писали о трансгрессивном залегании соленосных толщ на подстилающих породах и их формировании не только на фоне регрессии, но и на фоне трансгрессии, а также при стабильном стоянии бассейнов. Поэтому «весьма важно, не следуя в данном вопросе устоявшимся традициям, для возможно большего количества случаев достоверно установить действительный характер залегания соленосных отложений по отношению к подстилающим, а также и покрывающим их породам» (Яншин, 1977).

Припятский прогиб с двумя мощными девонскими соленосными толщами в разрезе может быть благоприятным объектом для изучения этой проблемы, поскольку соленосные толщи пройдены здесь многочисленными глубокими скважинами на всей территории прогиба, в том числе в наиболее погруженных частях, что позволяет изучить соотношения соленосных толщ с вмещающими отложениями не только по периферии, но и на всей территории их распространения.

Нижняя или верхнефранская соленосная формация евлановско-ливенского возраста представлена двумя парагенетически связанными между собой фациями: соленосной в центре и сульфатно-карбонатно-терригенной по периферии (Лупинович и др., 1969). Мощность формации изменяется от 0 по периферии до 800—1100 м в южной и юго-восточной частях прогиба и достигает 1670 м на участках проявления в ней соляной тектоники. Формация полициклическая и характеризуется ритмическим строением (Лупинович и др., 1969), в ней выделяются семь

(Конишев, 1975), восемь (Ерошина, Некрята, 1976) или одиннадцать (Ерошина, Высоцкий, 1975) ритмопачек. В основании ритмопачек залегают пласты или серии пластов тонкослоистых ангидрито-карбонатно-глинистых пород, часто перемежающихся с прослоями каменной соли, выше — пласты кристаллически зернистой каменной соли, разобщенные несолевыми прослоями.

Каждая ритмопачка трансгрессивно-регрессивная: базальная часть, сложенная несолевыми породами, широко распространена и представлена как в соленосной фации в центре, так и в сульфатно-карбонатно-терригенной по периферии прогиба. Верхняя регрессивная часть каждой ритмопачки, сложенная каменной солью, распространена более ограниченно лишь в пределах соленосной фации. В нижней части формации площадь распространения соляных пластов расширяется с каждым последующим циклом осадконакопления. Прослой сульфатных пород широко встречаются уже в отложениях верхневоронежского цикла осадконакопления, еще более они развиты в отложениях нижнего евлановского цикла, в котором на отдельных участках на юго-востоке и востоке прогиба появляется маломощный (до 5 м) прослой каменной соли. В верхней регрессивной части второго евлановского цикла осадконакопления, отложения которого выделяются в качестве первой ритмопачки соленосной толщи, пачка каменной соли с прослоями несолевых пород («переходная» пачка) имеет значительную (до 120 м) мощность и довольно широко распространена в центральной и южной частях прогиба. Наиболее широко развиты соляные пласты третьей и четвертой ритмопачек, в вышележащих ритмопачках площади их распространения последовательно сокращаются вверх по разрезу. Поэтому нижняя и верхняя границы соленосной толщи, если их проводить по появлению и исчезновению соляных пластов, скользящие (Голубцов, Махнач, 1961).

Поскольку соляные пласты ритмопачек выклиниваются по периферии, базальные пласты залегают согласно на соляных регрессивных частях подстилающих ритмопачек в погруженных частях прогиба и несогласно перекрывают их базальные несолевые части по периферии прогиба, где формация развита в несоленосной фации. Обычно несогласия связаны с неотложением соляных пластов по периферии бассейна, однако иногда перерыв осадконакопления сопровождался эрозией отложений по периферии и базальные части ритмопачек залегают здесь на подстилающих отложениях с эрозионным и угловым несогласием. Так, установлено, что в юго-западной части прогиба базальная часть первой ритмопачки и, следовательно, всей соленосной толщи, залегая согласно на подстилающих евлановских отложениях, при приближении к периферии с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает все более древние воронежские, семилукские (Ерошина, Высоцкий, 1975), а затем и саргаевские отложения (Зингерман, Кедо, 1969). Установлено также трансгрессивное залегание по периферии базальных пластов некоторых вышележащих ритмопачек на разновозрастных подстилающих ритмопачках (Ерошина, Высоцкий, 1975). Таким образом, верхнефранская соленосная формация в целом и слагающие ее ритмопачки залегают согласно на подстилающих отложениях в погруженных частях прогиба и несогласно (иногда с эрозионным и угловым несогласием) по периферии.

Вышележащая сульфатно-терригенно-карбонатная межсолевая задонско-елецкая формация залегает согласно на соленосной в наиболее погруженных центральных и восточных частях прогиба. Здесь на их границе развиты переходные карбонатно-глинистые отложения ливенско-задонского возраста. На севере и западе прогиба переходные отложения выпадают из разреза и задонские несогласно перекрывают различные ритмопачки соляной толщи (Ерошина, Некрята, 1976).

Накопление верхнефранской соленосной формации происходило в результате направленного циклического процесса засолонения бассейна, начавшегося в воронежское время вследствие активной вулканической деятельности в пределах Брагинско-Лоевской седловины (Корзун, 1974), где вулканогенные отложения играли роль бара (Кислик, 1974), периодически прерывая или затрудняя связь Припятского бассейна с Днепровско-Донецким. При этом испарение превышало поступление вод, что приводило к снижению уровня и сокращению акватории бассейна, повышению концентрации вод, садке сульфатов, а затем каменных и калийных солей. Последующее возобновление или улучшение связи приводило к расширению площади бассейна, увеличению его глубины, прекращению садки каменных солей и накоплению ангидрито-карбонатно-глинистых пород. Отложение каменных солей происходило в регрессивную стадию каждого цикла на ограниченной площади и в относительно мелководных условиях по сравнению с условиями накопления пород трансгрессивных частей циклов. По периферии бассейна времени соленакопления отвечали перерывы в осадконакоплении, иногда сопровождавшиеся довольно значительными размывами подстилающих отложений. Соленосная формация отлагалась в условиях расчлененного тектонического рельефа, обусловленного блоковыми подвижками, а максимальные мощности накапливались в пределах наиболее активно погружавшихся блоков, в поднятых блоках соляные пласты сокращались в мощности или выклинивались.

Верхнефранская соленосная формация, по-видимому, накопилась в относительно мелководных условиях, ее накоплению не предшествовало образование глубокой некомпенсированной депрессии.

В существенно иных условиях формировалась вышележащая верхнефаменская соленосная формация.

Подстилающая ее задонско-елецкая терригенно-сульфатно-карбонатная формация представлена по периферии прогиба отложениями мелководного шельфа: карбонатного на севере и западе и терригенного на юге, к центру прогиба отложения шельфа сменяются глубоководными депрессионными фациями, соответственно мощности уменьшаются от 500—900 до 150—300 м (Грачевский, 1974, и др.). Таким образом, в центральной части прогиба к началу накопления верхнефаменской соленосной формации образовалась глубокая некомпенсированная депрессия. Только седиментационная составляющая глубины депрессии достигала 350—600 м, фактически глубина была больше, учитывая активное опускание центральной части в процессе накопления задонско-елецкой формации.

Верхнефаменская соленосная формация лебедянско-данковского возраста включает нижнюю галитовую и верхнюю глинисто-галитовую (калиеносную) субформации, ее мощность изменяется в широких пределах, достигая 3237 м в северо-восточной части прогиба, и составляет в среднем 1500—1800 м.

Галитовая субформация в разрезах, не затронутых соляной тектоникой, сложена мощными (до 200 м и более) пластами белой и светло-серой каменной соли и прослоями несоляных пород (известняков, доломитов, ангидритов, мергелей, глин, песчаников и алевролитов) мощностью до 50 м. Для субформации характерны высокая чистота соли (среднее содержание NaCl 98,70%) и большая соленасыщенность, изменяющаяся от 61 до 98% и составляющая в среднем 80—90% (Лупинович и др., 1969).

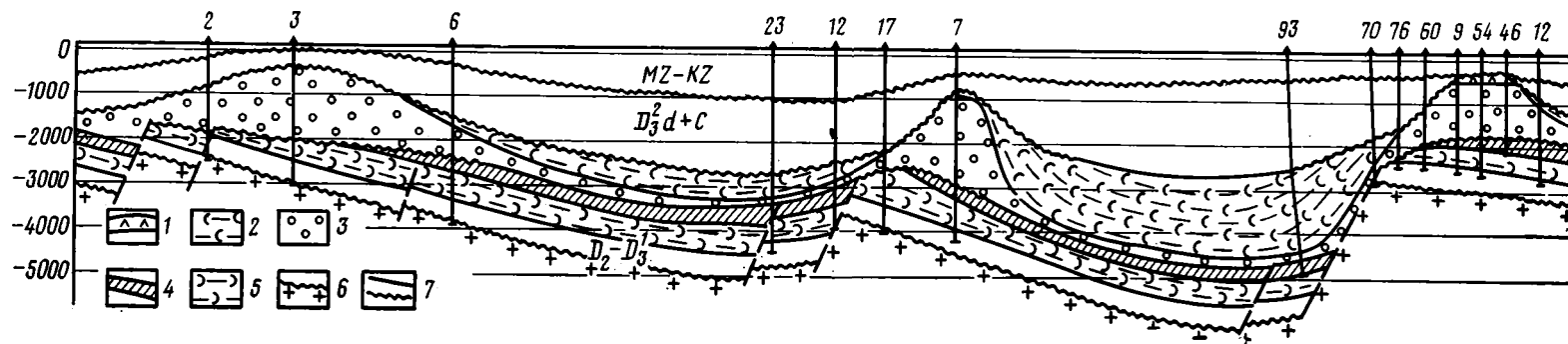
В разрезе субформации выделяются семь ритмопачек и соответствующих им циклов осадконакопления (Конищев, 1975). Мощности соляных пластов и всей субформации уменьшаются к периферии бассейна и к сводам поднятий, при этом в пределах внутреннего шельфа соляные пласты снизу вверх последовательно выклиниваются и соленос-

ная фация субформации замещается несоляной. От внутреннего к внешнему шельфу межсолевого бассейна мощность соляных пластов возрастает, в результате мощность всей субформации достигает 500—600 м. В пределах некомпенсированной депрессии первичная мощность субформации была значительно большей, однако восстановить ее крайне трудно ввиду активного проявления в ней соляной тектоники как на территории депрессии, так и в пределах внешнего шельфа на границе с депрессией. В результате мощности галитовой субформации изменяются здесь от первых десятков метров в синклинальных зонах до 2000—3000 м в ядрах соляных поднятий (фиг. 1). В соляной тектогенез последовательно вовлекались наиболее мощный соляной пласт четвертой, а затем ниже- и вышележащих ритмопачек.

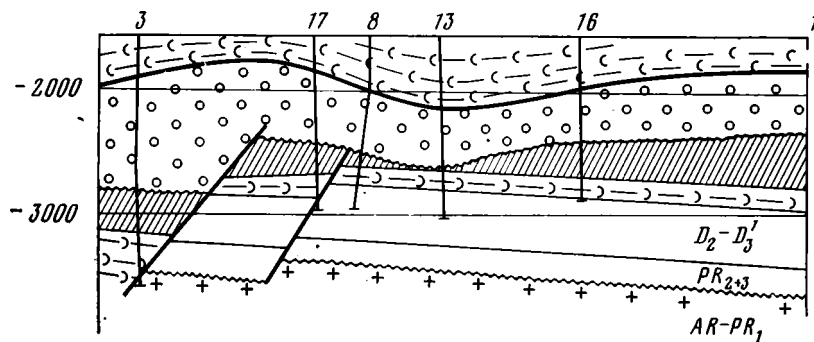
Для галитовой субформации характерны сложные и разнообразные соотношения с подстилающими образованиями. На большей части прогиба отложения нижней ритмопачки согласно перекрывают межсолевые породы. Однако в пределах депрессии по межсолевым отложениям и на площади внешнего шельфа на границе с депрессией в приразломных частях многих поднятий развиты абразионные эскарпы и эрозионные врезы (Конищев, 1978), в которых размыты межсолевые и частично нижнесоленосные отложения (см. фиг. 1). Высота абразионных эскарпов достигает 200—300, возможно, 500—700 м, углы падения эрозионных поверхностей составляют 6—8, иногда 20—30°; глубина эрозионных врезов равна 150—200 м, ширина 1—2 км, эрозионные поверхности на их склонах наклонены под углами 10—20° (фиг. 2). В них нижняя ритмопачка галитовой подтолщи с эрозионным и угловым несогласием перекрывает различные горизонты межсолевых отложений, развитых также и в депрессионной фации, и разные части верхнефранской соленосной толщи. В то же время на территории внутреннего шельфа, где нижние или все соляные пласты субформации выпадают из разреза и времени их накопления отвечают многочисленные перерывы, значительных размывов не отмечено. Несоленосная фация субформации без эрозионного и углового несогласия перекрывает здесь межсолевые отложения, хотя на площади внутреннего шельфа перед накоплением соленосной формации они залегали значительно выше, чем в пределах внешнего шельфа и в депрессии. Подобные соотношения объясняются условиями накопления галитовой субформации.

Возобновление активной вулканической деятельности в пределах Брагинско-Лоевской седловины в елецкое время привело к изоляции Припятского бассейна от Днепровско-Донецкого или затруднило их связь, что обусловило отрицательный баланс по воде, сокращение акватории, осушение внутреннего шельфа и снижение уровня бассейна. В результате своды приразломных поднятий оказались выше базиса действия волн и активно размывались вследствие абразии в основном со стороны разломов. Этому, по-видимому, способствовал и тот факт, что карбонатно-глинистые осадки депрессионных фаций в отличие от карбонатных шельфовых к этому времени не были литифицированы. Амплитуды поднятий в результате активных блоковых подвижек, не компенсированных накоплением депрессионных осадков, достигали сотен метров, поэтому глубина срезов и врезов была весьма значительной. Определенную роль могли играть подводные оползни нелитифицированных и слаболитифицированных межсолевых осадков из поднятых в опущенные крылья разломов при подвижках по ним. Свидетелями их служат обвальные брекчии в межсолевых отложениях, отмеченные в опущенных крыльях некоторых крупных разломов (Конищев, Кручек, 1978).

Отсутствие крупных эрозионных форм на внутреннем шельфе, неоднократно осушавшемся при накоплении солей в депрессии, и внешнем, вероятно, обусловлено кратковременностью перерывов, аридностью



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Поперечный геологический профиль через Омельковщинское, Малодушинское и Речицкое поднятия

1 — кепрок; 2 — глинисто-галитовая субформация верхнефаменской соленосной формации; 3 — галитовая субформация; 4 — межсолевые задонско-елецкие отложения; 5 — верхнефранская соленосная формация; 6 — кристаллический фундамент; 7 — стратиграфические границы согласные и с разрывом

Фиг. 2. Поперечный геологический профиль через Сосновское поднятие

Условные обозначения см. на фиг. 1

климата и слабым развитием эрозионной сети. Однако относительно небольшие эрозионные формы, возможно, будут выявлены и здесь более детальными работами.

Все соляные пласты галитовой субформации, слагающие верхние части ритмопачек, распространены на меньшей площади по сравнению с базальными частями ритмопачек, что связано с их накоплением в условиях периодических резких сокращений площади бассейна, снижения его уровня и повышения концентрации солей в условиях неоднократного затруднения или прекращения связи бассейна с открытым морем.

Поэтому глубина бассейна соленакопления была меньше, чем во время накопления подстилающей межсолевой формации и базальных несолевых частей ритмопачек. Однако присутствие соляного пласта первой ритмопачки как в депрессии, так и на внешнем шельфе, позволяет считать, что глубина бассейна соленакопления была значительной и составляла сотни метров.

Галитовая субформация накапливалась в условиях расчлененного эрозионно-тектонического рельефа, который облекали соленосные отложения. По мере заполнения депрессии глубина бассейна соленакопления уменьшалась, а площадь расширялась, к концу накопления субформации депрессия была полностью компенсирована, о чем свидетельствуют пласты калийных солей в основании калиеносной субформации, распространенные на площади шельфа и отсутствующие в депрессии, а также локальные перерывы на границе субформаций в сводах поднятий. Вышележащая калиеносная субформация отлагалась в мелководных условиях в процессе конседиментационного прогибания. После ее отложения отмечается перерыв в осадконакоплении, в результате чего она с эрозионным и угловым несогласием перекрыта надсолевыми породами, однако в глубоких синклинальных зонах возможны их согласные контакты. Галитовую субформацию нельзя считать только толщей компенсации, значительная мощность ее на территории шельфа (400—600 м) дает основание предполагать активное погружение впадины в процессе соленакопления, при этом, по-видимому, имела место недокомпенсация погружения во время накопления пород базальных частей ритмопачек.

Таким образом, в отличие от верхнефранской соленосной формации, залегание которой на подстилающих отложениях со стратиграфическим, эрозионным и угловым несогласием отмечено только по периферии прогиба наряду с согласным залеганием в центральной части, верхнефаменская с наиболее глубоким эрозионным и крупным угловым несогласием залегает на подстилающих отложениях в центральных частях прогиба в пределах некомпенсированной депрессии и на ее границе с шельфом в сводах поднятий наряду с согласным залеганием в синклинальных зонах. Следовательно, для соленосных формаций прогиба характерно трансгрессивное залегание на подстилающих отложениях. Однако, учитывая их несогласное залегание наряду с согласным в наиболее погруженных частях, подобное залегание можно считать ингрессивным, обусловленным последовательным повышением уровня и расширением площади бассейна в процессе соленакопления.

Аналогичные соотношения соленосных формаций с подстилающими отложениями — несогласные по периферии и в сводах поднятий и согласные в центральных погруженных частях — отмечены во многих областях развития соленосных формаций.

Согласные соотношения соленосных формаций с подстилающими отложениями в наиболее погруженных частях солеродных бассейнов наряду с трансгрессивным залеганием по периферии и в сводах поднятий являются естественным следствием их накопления в некомпенсированных мелководных бассейнах с последовательным расширением пло-

щади солеродных бассейнов по мере заполнения депрессий и резких колебаний уровня рапы (Фивег, 1964) при седиментации полициклических соленосных серий, когда в результате периодического снижения уровня рапы при садке солей периферические части бассейнов и своды поднятий обнажались или выходили выше базиса волн и размывались.

ЛИТЕРАТУРА

- Голубцов В. К., Махнач А. С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Грачевский М. М. Палеогеоморфологические предпосылки распространения нефти и газа. М., «Недра», 1974.
- Ерошина Д. М., Высоцкий Э. А. Особенности строения и состава нижней соленосной толщи Припятской впадины.— В сб.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск, БелНИГРИ, 1975.
- Ерошина Д. М., Некрята Н. С. О контакте нижней соленосной толщи Припятского прогиба с межсолевыми отложениями.— В сб.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск, БелНИГРИ, 1976.
- Зингерман А. Е., Кедо Г. И. О девонских и каменноугольных отложениях юго-западной части Припятской впадины.— В сб.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969.
- Кислик В. З. Верхнедевонское соленакопление в Припятском прогибе.— В сб.: Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, «Наука и техника», 1974.
- Конишев В. С. Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск, «Наука и техника», 1975.
- Конишев В. С. Погребенный эрозионный рельеф в межсолевых отложениях Припятского прогиба.— Докл. АН БССР, 1978, т. 22, № 2.
- Конишев В. С., Кручек С. А. Сейсмодислокации и сейсмогенные фации в девонских отложениях Припятского прогиба.— Докл. АН БССР, 1978, т. 22, № 5.
- Корзун В. П. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятского прогиба.— В сб.: Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, «Наука и техника», 1974.
- Лупинович Ю. И., Кислик В. З., Зеленцов И. И. Геологическое строение и условия формирования галогенной формации Припятской впадины.— В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1969.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Фивег Н. М. О значении колебаний уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации соленосных серий.— В сб.: Материалы по геологии районов соленакопления. Тр. ВНИИГ, вып. 45. Л., «Недра», 1964.
- Яншин А. Л. Основные проблемы соленакопления.— В сб.: Проблемы соленакопления. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Krumbein W. C. Occurrence and litologic associations of evaporites in the United States.— J. Sediment. Petrol., 1951, v. 21, No. 2.

Институт геохимии и геофизики
АН БССР,
Минск

Дата поступления
3.VIII 1978

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.352 : 549.322 (266.5)

СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА В СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ КАЛИФОРНИЙСКОГО ЗАЛИВА

Н. В. ЛОГВИНЕНКО, С. И. ШУМЕНКО

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ

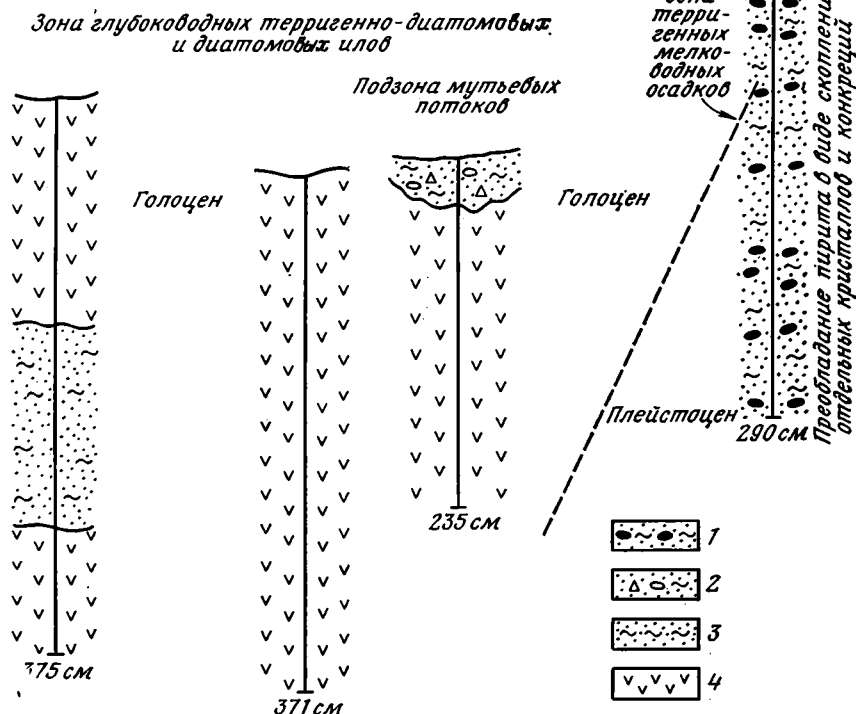
Изучены осадки по субширотным профилям от станций 666 и 668 на шельфе Мексики до глубоководных впадин центральной и западной части залива — станций 662, 664, 665 и 667 во время 9-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1973 г.¹ Пробы осадков отбирались трубкой диаметром 19 см, максимальная мощность колонки достигала 400 см. По определению Ван Анделя (Van Andel, 1964), скорость осадконакопления в заливе достигает 50—100 см и более в 1000 лет, следовательно, изученные осадки являются голоценовыми. На шельфе Мексики (ст. 666, гл. 120 м, 24°53 с. ш., 108°42 з. д.) нижние горизонты осадков (глубже 50 см) имеют возраст от 11 до 22, тыс. лет (радиоуглеродные данные по материалу карбонатных конкреций). В осадках соседних станций, расположенных южнее (ст. 668, гл. 140 м, 23°29' с. ш., 106°56' з. д.), обнаружены единичные кокколиторы *Emiliania huxley*, свидетельствующие также о голоцен-верхнеплейстоценовом возрасте отложений.

Осадки на шельфе Мексики представлены песчано-алевритоглинистыми илами с растительными остатками (главным образом древесина) и толстостенными мелководными пеллециподами и гастроподами. На станции 666 имеется масса карбонатных конкреций (Леин и др., 1975). Вероятно, они представляют собой реликтовые отложения более низкого уровня Мирового океана в период оледенения.

На станции 662 (гл. 2400 м, 25°24 с. ш., 109°51 з. д.) верхний горизонт 25—30 см представляет собой отложение мутьевого потока — ил с песком, гравием и щебнем, содержащий обломочный глауконит, абсолютный возраст которого 20,5 млн. лет (Логвиненко, 1975). Ниже залегает зеленовато-серый диатомово-терригенный ил.

На станции 664 (гл. 1170 м, 25°31 с. ш., 110°32 з. д.) верхние горизонты до глубины 150 см представлены таким же диатомово-терригенным илом, от 150 до 320 см плотными зеленовато-серыми алевро-пелитовыми илами с раковинами тонкостенных пеллеципод, ниже наблюдаются диатомовые и диатомово-терригенные илы с тонкой (мм) слоистостью (чередование слоев, обогащенных диатомеями, и слоев, обогащенных терригенным материалом).

¹ Карты расположения станций опубликованы в сборнике «Биогеохимия диагенеза осадков океана». М., «Наука», 1976.



Фиг. 1. Профиль от шельфа Мексики к глубоководной впадине центральной части Калифорнийского залива

1 — мелководные терригенные осадки с карбонатными конкрециями; 2 — осадки мутьевых потоков; 3 — алеврито-глинистые илы с раковинами тонко-стенных пелелипод; 4 — диатомово-терригенные и диатомовые илы

На станции 665 (гл. 3260 м, 25°20 с. ш., 109°55 з. д.) от поверхности дна и до глубины 371 см встречены зеленовато-серые диатомовые и диатомово-терригенные илы с тонкой слоистостью в нижних горизонтах. Такие же осадки обнаружены и на станции 667 (гл. 2860 м, 23°16 с. ш., 108°41 з. д.) (фиг. 1).

Осадки всех станций, кроме 666, насыщены сероводородом, запах сероводорода ощущается от горизонта 0—20 или 50—100 см и до забоя.

Исследование осадков Калифорнийского залива производилось Ван Анделем (Van Andel, 1964), изучение диагенетических изменений серы — Бернером (Berger, 1964), Волковым и др. (1976). Содержание различных компонентов и окислительно-восстановительные параметры илов даны в табл. 1 (по И. И. Волкову и др., 1975).

СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА

Присутствуют во всех типах осадков в небольших количествах (от 1 до 3—4%), только в верхнем горизонте станции 662, в отложениях мутьевого потока, содержание их незначительно — доли процента. Сульфиды железа наблюдаются по растительным остаткам, в раковинах фораминифер и моллюсков (в осадках шельфа) и особенно часто встречаются внутри панцирей диатомовых водорослей, реже в раковинах радиолярий и фораминифер (глубоководные впадины залива). Преобладает пирит и совсем редко встречается гидротроилит.

Таблица 1

Содержание компонентов в осадках в % от сухого веса по И. И. Волкову
и др. (1975)

№ станции и горизонт, см	pH	Eh, мВ	Сера сульфатная	Сера пиритная	CaCO ₃	SiO ₂ аморфный	Сорг
666							
0—2	7,3	—180	0,002	0,211	2,83	1,04	0,78
50—60	7,4	—240	0,001	0,356	3,90	—	0,86
140—150	7,3	—210	0,002	0,583	0,41	—	1,61
240—250	7,3	—260	0,002	0,928	0,91	—	—
275—280	7,4	—200	0,002	1,132	3,04	—	1,02
662							
0—2	7,4	+530	0,001	0,033	0,54	—	2,58
50—60	7,5	+100	0,002	1,009	6,58	—	2,18
140—150	7,6	+150	0,002	0,972	5,46	—	2,13
225—235	7,6	+40	0,003	0,857	7,50	—	2,01
665							
0—2	7,9	+50	—	0,108	1,00	5,18	2,57
20—30	7,7	—120	0,008	0,208	1,86	—	2,10
245—259	7,4	—100	0,014	0,476	—	—	1,66
330—340	7,5	—270	0,010	0,386	—	—	1,20
360—371	—	—	0,003	0,631	—	—	2,68
664							
0—2	7,4	—100	0,006	0,208	9,63	7,56	5,40
20—30	7,6	—240	0,005	0,775	12,37	—	5,86
240—250	7,3	—250	0,009	1,470	18,70	—	2,90
360—375	7,3	—250	0,008	0,906	16,60	—	3,50

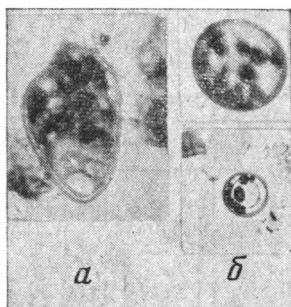
Таблица 2

Содержание в осадках сульфидов железа (в знаках), серы (в %
от сухого веса)

№ станции и горизонт, см	Глобулы	Микроконкреции и пиритизированные органические остатки	Общее	Сера пиритная, %
666				
130—140	110	223	333	1,134
664				
20—30	282	8	290	0,775
165—180	278	44	322	1,090
310—320	250	10	260	0,878
665				
20—30	118	36	154	0,208
85—95	146	22	168	0,315
190—206	160	17	177	0,473
220—230	375	35	410	—
310—320	70	2	72	0,413
360—370	497	50	547	0,631
667				
0—5	200	—	200	—
40—50	450	70	520	0,463
130—140	183	27	210	0,557
210—220	160	17	177	0,557

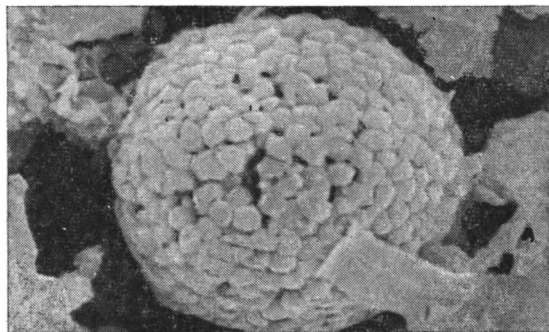
Примечание. Иммерсионный препарат имеет размеры 2×2 см при среднем насыщении осадком. Данные подсчета хорошо коррелируются с содержанием пиритной серы.

Содержание сульфидов железа в осадках (относительное содержание в знаках) определено путем подсчета количества отдельных глобул кристаллов, их сростков-микроконкреций в иммерсионных препаратах (табл. 2).



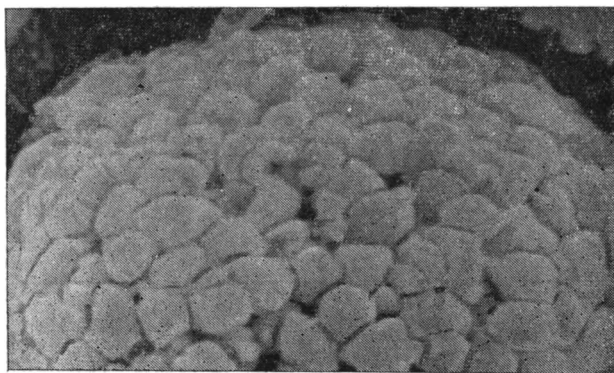
Фиг. 2

Фиг. 2. Глобулы (фрамбонды) пирита в раковинах фораминифер и панцирях диатомовых водорослей
Шлиф без анализатора, увел. 25, станция 665, горизонт 200—300 см

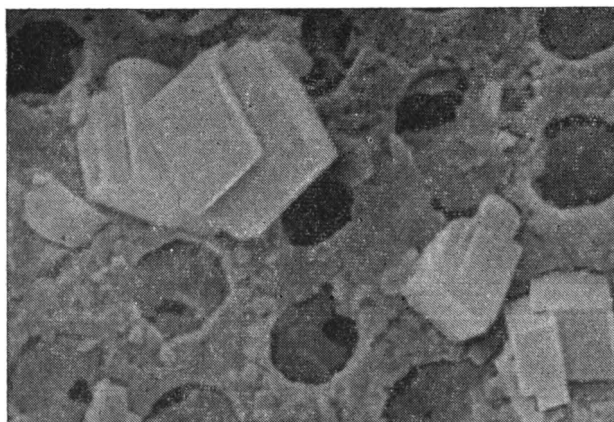


Фиг. 3

Фиг. 3. Фрамбонды пирита в панцирях диатомовых водорослей
Сканирующий электронный микроскоп, увел. 5300, станция 665, горизонт 310—320 см



Фиг. 4. Фрамбонд пирита при большом увеличении
Сканирующий электронный микроскоп, увел. 11 000, станция 665, горизонт 310—320 см



Фиг. 5. Хорошо ограненные кристаллы пирита на поверхности раковин
Сканирующий электронный микроскоп, увел. 11 000, станция 665, горизонт 310—320 см

Данные рентгеновского анализа *

Станция 666, горизонт 50 см		Станция 665, горизонт 360 см		Станция 666, горизонт 50 см		Станция 665, горизонт 360 см	
$d/n, \text{\AA}$	I	$d/n, \text{\AA}$	I	$d/n\text{\AA}$	I	$d/n\text{\AA}$	I
2,69	8	2,68	7	1,90	сл	1,90	4
2,41	7	2,41	6	1,75	сл	1,75	—
2,20	7	2,20	7	1,62	8	1,62	8

* Камера РКД 57,3 мм, 30 кг, 12 ма, экспозиция 60 мин., УРС-55 А.

Пирит в осадках шельфа представлен отдельными кристаллами и сростками кристаллов, часто полностью покрывающими гумусированный и углефицированный растительный детрит. Преобладают образования в виде кубов, лучше и хуже окристаллизованные, часты двойники срастания, реже встречаются октаэдрические и пентагондодокаэдрические кристаллы. Наряду с кристаллами присутствуют и мелкие глобулы размером от 5 до 10 мкм, представляющие собой фрамбонды.

В диатомово-терригенных и диатомовых илах глубоководных впадин преобладают фрамбонды пирита, заключенные в панцири диатомовых водорослей и раковин радиолярий и фораминифер (фиг. 2). Иногда фрамбонды полностью выполняют панцири и раковины, образуют полифрамбональные агрегаты. Размеры фрамбондов от 1—2 до 5—6 мкм. Они состоят главным образом из мельчайших кубиков пирита и их сростков, обычно плотно упакованных и растущих от центра к периферии (фиг. 3, 4). Встречаются и отдельные кубические кристаллы и двойники срастания и прорастания, чаще всего на поверхности раковин (фиг. 5).

Рентгеноструктурный анализ показал, что преобладающей фазой сульфидов является пирит — интенсивные рефлексы 2,69, 2,41 и 1,62 Å (табл. 3). Гидротроилит в осадках обнаруживается по наличию черных примазок на участках, обогащенных органическим веществом, в раковинах и панцирях. Некоторая часть глобуль состоит из гидротроилита (черный в отраженном свете) с мелкими (точечными) «глазками» пирита (латунно-желтый в отраженном свете). Химический анализ показывает незначительное содержание сульфидной серы, определяемой в вытяжках с двунормальной соляной кислотой (см. табл. 1). Исключение составляет горизонт осадков 0—45 см станции 666, где черным налетом гидротроилита была покрыта поверхность большей части карбонатных конкреций.

Присутствие следов марказита отмечено только в осадках станции 666 — слабые отражения с $d/n=1,75 \text{\AA}$ (см. табл. 3). Мельниковит и описанный в глубоководных осадках восточной части Тихого океана маккинавит (Леин и др., 1978) нами не обнаружены. Возможно, это связано с тем, что мы располагали небольшим количеством материала из-за трудности выделения сульфидов железа из осадков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование сульфидов железа в осадках Калифорнийского залива связано с микробиологическими процессами — деятельностью сульфатредуцирующих бактерий. Бактерии обнаружены во всех осадках залива, и количество активных клеток достигает сотен и даже тысяч в 1 г сырого ила (Чеботарев, Иванов, 1976). Отмирание диатомового планктона, накопление его в донных осадках глубоководной зоны и обилие растительного детрита в осадках шельфа создают благоприятную среду

для развития бактерий — поставляют им пищу. На свежем органическом веществе поселяются колонии бактерий, они восстанавливают сульфаты иловых вод до сероводорода. Взаимодействие реакционноспособного железа с сероводородом ведет к образованию сульфидов железа. Вероятно, первоначально сульфид железа выпадал в виде коллоидных сгустков моносulfида, который затем в условиях избытка серы переходил в кристаллическую фазу дисульфид.

Глобулы пирита обычно заключены в панцирях диатомовых водорослей или в раковинах фораминифер и радиолярий; следовательно, сульфатредукция и образование сульфидов железа представляют собой очаговый процесс, возможный еще при положительных значениях E_h в осадках (станция 662 и верхний горизонт станции 665). Интенсивность этого процесса нарастает с глубиной. Она достигает максимума на глубинах от 150 до 300 см, иногда на глубинах 50—60 см от поверхности дна. Аналогичное явление отмечалось нами ранее в осадках приконтинентальной зоны у берегов Перу, Чили и Японии (Логвиненко и др., 1973).

Формирование фрамбоидов в панцирях и раковинах представляет собой процесс старения и раскристаллизации коллоидов. Это подтверждается наличием «зародышевых» форм, когда глобулы еще состоят из гидротроилита с мелкими (точечными) кристалликами пирита. Существующие представления о том, что фрамбоиды являются супермолекулярными кристаллами или минерализованными колониями бактерий, вряд ли справедливы.

Преобразование кристаллов пирита и подчиненное значение пиритных глобуль-фрамбоидов в осадках шельфа на станциях 666 и 668, возможно, связано с более древним возрастом осадков, малым количеством или отсутствием сероводорода в настоящее время (израсходован на образование дисульфидов) и более низкими значениями pH (7,2—7,4). Об этом свидетельствует и появление среди сульфидов этих станций следов марказита.

В заключение следует отметить широкое распространение фрамбоидальных сульфидов железа в современных осадках и в древних осадочных породах (Логвиненко и др., 1973; Кизельштейн, 1967; Loke, 1964; Rickard, 1970). Вероятно, это обычный способ образования сульфидов железа в осадочных толщах, приводящий к возникновению его рассеянных форм и иногда рудных концентраций (Loke, 1964).

ЛИТЕРАТУРА

- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Фомина Л. С. Соединения серы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана.— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.
- Кизельштейн Л. Я. Морфология и происхождение некоторых выделений сингенетического пирита в угольных пластах Донецкого бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2.
- Лешин А. Ю., Логвиненко Н. В., Волков И. И., Иванов М. В., Турбин А. И. Минеральный и изотопный состав диагенетических карбонатных минералов конкреций из восстановленных осадков Калифорнийского залива.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 2.
- Лешин А. Ю., Сидоренко Г. А., Волков И. И., Шевченко А. Я. Диагенетические макинавит, мельниковит (грейгит) и пирит в осадках на профиле через Тихий океан и в осадках Калифорнийского залива.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3.
- Логвиненко Н. В. Абсолютный возраст некоторых глауконитов в современных осадках Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3.
- Логвиненко Н. В., Николаева И. В., Романкевич Е. А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4.
- Чеботарев Е. Н., Иванов М. В. Распространение и активность сульфатредуцирующих бактерий в донных отложениях Тихого океана и Калифорнийского залива.— В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.
- Berner R. A. Distribution and diagenesis of sulphur in sediments from the Gulf of California.— Marine Geol., 1964, v. 1, No. 1.

Love L. G. Early diagenetic pyrite in finegrained sediments and the genesis of sulphide ores.— In: Sedimentology and Ore Genesis. Elsevier, Amsterdam, 1964.

Rickard D. T. The origin of iramboids. Lithos, 1970, v. 3, № 3.

Van Andel T. H. Recent Matine sediments of Gulf of California. Symp. Marine Geol. of the Gulf of California.— Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1964, № 3.

Кафедра литологии и морской геологии
Ленинградского университета,
Кафедра минералогии и петрографии
Харьковского университета

Дата поступления
9.VII.1979

УДК 551.35.352(262.2)

ПЕРВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ПРЕДНОВОЭВКСИНСКИМ ГЛУБОКОВОДНЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ ЧЕРНОГО МОРЯ

М. Ф. ПИЛИПЧУК, Е. Г. СОКОЛОВА, М. С. ГОЛОВИНА

В Черном море предновоэвксинские осадки до сих пор не были вскрыты. Только в 61^а-м рейсе НИС «Витязь» (август 1977 г.) в точке с координатами 41°40,8' с. ш. и 29°25,5' в. д. на глубине 1725 м отобрана колонка большого диаметра длиной около 4 м, в которой типичные новоэвксинские отложения на горизонте 240 см по четкому контакту подстилались микрослоистым зеленовато-серым илом, внешне напоминающим современные осадки. Микрослоистость в последнем обусловлена переслаиванием зеленовато-серого глинистого, буроватого сапропелевого и белого диатомово-кокколитового илов. Ниже горизонта 285 см микрослоистость проявлена менее контрастно.

В настоящей работе мы ограничимся характеристикой только новоэвксинских отложений, верхняя граница которых расположена на горизонте 64 см. Новоэвксинские осадки в этой колонке представлены типичными для данного возраста серыми и голубовато-серыми илами, в равной степени насыщенными гидротроилитом. Для нижней части разреза новоэвксинских отложений характерна неоднородность, выражающаяся в залегании прослоев песка на горизонте 190—195 см и алеврита на горизонте 213—214 см; причем алевритовый прослой сложен кислым водяно-прозрачным волокнистым и монолитным стеклом ($N=1,500$), что представляет, насколько нам известно, первую находку прослоев пирокластики в осадках Черного моря.

Наличие четкого контакта, резкие различия во внешнем облике и вещественном составе подстилающих илов и вышележащих новоэвксинских осадков позволили предположить, что в этой колонке впервые вскрыта граница новоэвксинских и предновоэвксинских (возможно, карангатских) отложений.

В вышележащей пачке содержание $C_{орг}$ находится в пределах, характерных для новоэвксинских отложений (Архангельский, Страхов, 1938), распределяется равномерно по разрезу и составляет, по нашим данным, в среднем 0,44% (см. таблицу). В нижней пачке $C_{орг}$ в среднем в 3 раза больше (1,56%) и распределено неравномерно, что отражает микрослоистость осадка.

Характерно распределение по колонке $CaCO_3$, концентрация которого определяется присутствием главным образом кокколитов. Его содержания в вышележащей (в среднем 11,31%) и нижележащей (в среднем 13,89%) пачках близки и примерно в 3 раза ниже, чем в современных

Результаты химического анализа толщи отложений на ст. 7663 *

Горизонт, см	Краткая характеристика осадка	Eh, мв	Содержание, %								10 ⁻⁴ %		
			влажность	Fe _{реакц}	Fe _{вал}	Mn	Ti	CaCO ₃	C _{орг}	S _{сульф}	So	Mo	W
60—68	Ил пелитовый, черный, насыщенный гидротроилитом, с линзами кварц-полевошпатового песка и алеврита	+35	56,60	1,38	4,15	0,065	0,36	13,64	0,42	1,4638	0,80	0,9	8,0
99—102	Ил пелитовый, мелкоалевритовый, микрослонистый, с линзами кварц-полевошпатового алеврита и стяжениями гидротроилита	+80	45,90	1,25	4,70	0,050	0,41	6,15	0,43	0,0908	0,40	0,80	8,0
110—120	Ил пелитовый, буровато-серый, с примазками гидротроилита, с линзами кварц-полевошпатового алеврита и сбломков раковин	—5	43,80	1,27	4,35	0,053	0,41	8,25	0,42	0,0596	0,40	0,90	8,0
128—135	Ил пелитовый, голубовато-серый с темными примазками гидротроилита и линзами мелкого алеврита	+140	45,10	1,15	4,10	0,066	0,41	11,05	0,48	0,0208	0,50	0,80	8,0
160—165	Ил пелитовый, однородный, голубовато-серый, с примазками гидротроилита	+90	43,70	1,16	4,08	0,070	0,34	13,98	0,45	0,0236	0,40	0,90	8,0
185—190	Ил пелитовый, голубовато-серый. Внизу прослой песка и сбломков раковин. Песчаные зерна покрыты корками гидротроилита	+125	42,80	1,03	4,35	0,060	0,34	14,40	0,43	0,0346	0,40	1,90	8,0
195—200	Ил пелитовый, черный, насыщенный гидротроилитом	—225	41,80	3,35	6,05	0,060	0,35	9,98	0,44	1,2273	0,80	2,10	10,0
230—238	Ил пелитовый, голубовато-серый, с примазками гидротроилита	+140	44,40	0,95	3,95	0,066	0,36	13,00	0,48	0,0369	0,40	0,90	10,0
240—245	Ил пелитовый, зеленовато-серый, с микропрослоями кварц-полевошпатового алеврита, кокколитов, диатомей	+80	49,30	0,06	4,55	0,110	0,34	14,50	1,58	0,0278	1,00	4,20	9,0
245—248	То же, с прослойками сапропелевидного ила	+45	47,60	0,04	4,25	0,135	0,35	18,05	1,92	0,0302	0,90	3,20	8,0
262—268	То же	+45	54,70	0,04	4,25	0,120	0,34	14,34	1,96	0,0201	1,00	2,00	9,0
276—278	»	+130	50,10	0,04	4,10	0,110	0,34	16,36	1,66	0,0189	0,50	2,80	7,0
295—305	Ил мелкоалеврито-пелитовый, зеленовато-серый	+90	47,10	0,03	4,88	0,120	0,41	8,60	1,24	0,0115	0,50	2,30	7,0
318—325	Ил пелитовый, серый, с единичными линзами алеврита кварц-полевошпатового состава	+35	44,20	0,02	4,65	0,110	0,41	12,40	1,50	0,0113	0,40	1,90	10,0
355—365	Ил пелитовый, серый, с тонкими прослойками алеврита и обломками раковин	+120	45,10	0,02	4,65	0,120	0,40	13,00	1,10	0,0129	0,40	2,70	11,0

* Данные по приповерхностным горизонтам колонки не приводятся.

осадках (по нашим данным, 31,60%). Еще более близкие средние величины содержаний в отложениях обеих пачек наблюдаются у общего железа; они практически совпадают и составляют 4,47%.

Малоподвижные в процессах диагенеза Ti и W содержатся в осадках верхней и нижней пачек также в одинаковых средних количествах: для Ti — 0,37%, для W — $8,0 \cdot 10^{-4}\%$, причем эти величины, как и у Fe_{вал}, выше, чем средние содержания в современных осадках (по нашим данным, в среднем для Ti — 0,27%, для W — $6,0 \cdot 10^{-4}\%$, для Fe_{вал} — 3,00%). Здесь необходимо подчеркнуть, что если в верхней пачке содержание W во всех интервалах остается постоянным и равно $8,0 \cdot 10^{-4}\%$, то ниже горизонта 195 см при сохранении среднего содержания обнаруживаются заметные колебания его количеств в пределах $(7-11) \cdot 10^{-4}\%$.

В отличие от вышеуказанных элементов содержание Mn в нижней пачке в среднем больше (0,11%), чем в вышележащих отложениях (0,06%).

Подвижные редкие элементы, Mo и Se, также обнаруживают повышение содержания в нижней пачке, что, очевидно, объясняется повышенными содержаниями в этих осадках органического вещества, которое, как известно (Пилипчук, Волков, 1968; Пилипчук, 1978), является эффективным коллектором этих элементов в процессе морского осадкообразования.

Однако величины содержаний Mo и Se в отложениях нижней пачки резко уступают значениям этих элементов в современных и особенно в древнечерноморских отложениях (Пилипчук, Волков, 1968; Волков, Соколова, 1976).

Анализ данных, приведенных в таблице, показывает, что контакт предположительно разновозрастных отложений на горизонте 240 см является и своеобразной геохимической границей, которой соответствуют существенные изменения содержаний таких компонентов, как Fe²⁺_{реакц}, S_{сульфид}, C_{орг}, Mn, Se, Mo, W. Она также фиксируется возрастанием влажности и колебаниями значений Eh. Обращает на себя внимание и то, что в верхней пачке к интервалу 195—200 см приурочен резкий скачок значений Eh (—225 мв), чему отвечают максимумы содержаний Fe_{вал}, Fe²⁺_{реакц}, Se, возрастание количеств Mo и W, обогащение ила этого интервала гидротроилитом. Таким образом, горизонт 195—200 см можно также рассматривать как геохимический барьер.

Если обратиться к приконтактной зоне нижней пачки (240—285 см), то выявляется, что этому интервалу ниже линии контакта соответствует область возрастания влажности, вариаций значений Eh, максимальных содержаний C_{орг}, Fe_{вал}, Se, заметных количеств Mo и W. Ниже горизонта 285 см обнаруживается более равномерное распределение всех элементов и значений Eh и влажности.

Следовательно, приконтактная зона в выше- и нижележащей пачках является областью активного диагенетического перераспределения химических компонентов. Активное перераспределение элементов вблизи контакта выделенных пачек указывает на неравномерность физико-химической обстановки, возникшей на границе обогащенных органическим веществом отложений нижней пачки и обедненных этим компонентом новоэвксинских отложений. Возможно, миграция H₂S и коллоидных сульфидов Fe из нижележащей, обогащенной органическим веществом, пачки в новоэвксинские слои привела к скоплению гидротроилита на горизонте 195 см, который является своеобразным геохимическим барьером.

Аналогичное влияние на обогащение приконтактной зоны новоэвксинских осадков гидротроилитом отмечал ранее Н. М. Страхов (1963), указывая на миграцию этих компонентов из древнечерноморских отложений.

Монотонность в средних содержаниях геохимически малоподвижных (Пилипчук, Соколова, 1976; Пилипчук и др., 1977) Fe_{вал}, Ti, W в разрезе обеих пачек указывает на постоянство условий поступления терригенного материала в течение всего процесса осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Волков И. И., Соколова Е. Г. Геохимия селена в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.
- Пилипчук М. Ф. Молибден, вольфрам и селен в современных осадках Тирренского моря.— Докл. АН СССР. 1978, т. 239, № 1.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Геохимия молибдена в Черном море.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Пилипчук М. Ф., Соколова Е. Г. К геохимии молибдена и вольфрама в донных отложениях Тирренского моря.— Геохимия, 1976, № 11.
- Пилипчук М. Ф., Шишкина О. В., Свальнов В. Н., Севастьянова Е. С. Геохимические исследования донных отложений восточной части Индийского океана.— Океанология, 1977, т. XVII, вып. 4.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.

Южное отделение
Института океанологии,
Геленджик

Дата поступления
20.II.1979

УДК 550.4 : 553.492.1

О РОЛИ КАРБОНАТОВ КАЛЬЦИЯ И МАГНИЯ В ПРОЦЕССЕ РЕСИЛИФИКАЦИИ БЕМИТОВЫХ БОКСИТОВ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

О. Ф. САФОНОВА

Выяснение условий деградации бокситов до сих пор является актуальным вопросом геохимии гипергенных процессов. Одним из таких процессов является процесс замещения минералов глинозема каолинитом (ресилификация), что приводит к резкому ухудшению качества бокситов.

Физико-химические условия процесса ресилификации бокситов пока полностью не выяснены. В задачу нашей работы входило выяснение некоторых наиболее важных вопросов в этой проблеме: 1) роли pH кремнекислых растворов и 2) роли карбонатов кальция и магния.

Экспериментальных работ по выяснению условий ресилификации природных бокситов в литературе не известно. Синтез каолинита из растворов солей алюминия и кремния наиболее энергично идет при значениях pH, близких 5. При этом синтезированный каолинит не подтвержден рентгеноструктурным анализом, а только формой частиц (Polzer а. о., 1967), последняя может быть характерна не только для каолинита.

Роль карбонатов в процессе ресилификации бокситов тоже не выяснена. Экспериментальные работы Т. Лаверинга и Л. Паттена (Lovering, Patten, 1962) показали, что известняки и доломиты не влияют на осаждение кремния из растворов, который является одним из исходных составляющих каолинита. Экспериментальными работами О. Ф. Сафоновой (Сафонова, Липатова, 1978) выяснено, что ион кальция способствует осаждению из растворов второго исходного компонента каолинита — алюминия. А поскольку образование каолинита происходит через раствор, можно предполагать, что известняки и доломиты должны препятствовать ресилификации бокситов.

Содержание α -формы SiO_2 в растворе при 20°C в зависимости от величины pH

pH	5	7	8	9	10
SiO_2 (мг/л)	90,2	101,2	105,2	113,4	116,0

Для проверки этого положения был поставлен следующий эксперимент. В опыте был использован среднедевонский боксит месторождения «Красная шапочка» (СУБР), который по данным рентгеновского анализа состоит из бемита [6,1 Å (100); 3,49 Å (3); 3,15 Å (80); 2,339 Å (70); 1,972 Å (3); 1,855 Å (60); 1,844 Å (58)] с примесью гетита и гематита в количестве $\approx 15\%$ [3,69 Å (5); 2,69 Å (25); 2,51 Å (15); 2,200 Å (7)]. Химический анализ абсолютно сухого боксита следующий, %: SiO_2 0,34; TiO_2 2,72; Al_2O_3 62,39; Fe_2O_3 21,36; FeO — следы; MnO 0,07; MgO 0,04; CaO 0,08; Na_2O 0,01; K_2O — 0,01; P_2O_5 0,28; п.п.п. 12,50%.

Величина удельной поверхности внешних и внутренних пор измельченного бемитового боксита¹, определенная методом низкотемпературной десорбции аргонном, составляет 12—13 м²/г. 2 г измельченного в порошок бемитового боксита заливались 150 мл кремнекислого раствора с исходными значениями pH=5, 7, 8, 9, 10. Раствор кремниевой кислоты был получен растворением порошка кремниевой кислоты в дистиллированной воде при 20°C и доведен на pH-метре с помощью 0,1 н. NaOH и HCl до необходимых величин pH (табл. 1). Содержание α -формы SiO_2 в полученном растворе кремниевой кислоты было определено колориметрическим методом по синей окраске кремнемолибденового комплекса на спектрофотометре СФ-4А. Для получения растворов кремниевой кислоты, близких к насыщенным при 50°C , в боксит добавлялась сухая кремниевая кислота в каолиновом соотношении Al_2O_3 боксита : SiO_2 порошок кислоты = 1 : 2.

Было приготовлено три серии опыта. В первой серии — карбонаты отсутствовали, во второй прибавили CaCO_3 , в третьей — MgCO_3 . Количество прибавленных карбонатов кальция и магния превышало их растворимость в водных растворах при 25°C (Лазарев, Харламов, 1976).

Через 5 час. после приготовления смесей растворы были снова доведены до исходных значений pH. Для определения содержания ионов Ca^{++} и Mg^{++} в кремнекислых растворах в зависимости от величины pH одновременно были поставлены холостые опыты, в которых отсутствовал бемитовый боксит. Продолжительность опыта 5 месяцев. В течение суток температура опыта не была постоянной: 10 час. в сутки температура поддерживалась при 50°C , далее происходило постепенное снижение температуры до 20°C , которая сохранялась в течение 10 час. Опыт был поставлен с подогревом для увеличения скорости реакции синтеза каолинита. Периодически в растворах при 20°C производились колориметрические определения содержаний Al_2O_3 с помощью алюминона и SiO_2 — по синему кремнемолибденовому комплексу, величин pH, содержаний Ca^{++} и Mg^{++} — с помощью трилометрического титрования (табл. 2). Полученные продукты синтеза были исследованы методом инфракрасной спектроскопии на спектрофотометре UR фирмы «Цейс» и рентгеновским методом на камере РКУ-114 с использованием Fe-излучения.

Результаты исследования показали, что образование каолинита по бемитовому бокситу произошло в опыте, где отсутствуют карбонаты при исходных значениях pH кремнекислых растворов, равных 7 и 10 и в эксперименте с добавкой карбоната кальция при исходном pH 10.

¹ Определение выполнено во ВНИИНефтехим.

Таблица 2

Содержание ионов Ca^{++} и Mg^{++} (мг/л) в кремнекислых растворах в зависимости от величины pH и времени опыта

Продолжительность опыта (месяцы)	Заданные величины pH	Полученные величины pH растворов, содержащих CaCO_3	Содержание Ca^{++} (мг/л) в растворе	Полученные величины pH растворов, содержащих MgCO_3	Содержание Mg^{++} (мг/л) в растворе
0,5	5	7,22	23	7,15	19,0
	7	7,85	1	7,65	17,4
	8	7,96	0,3	7,80	12,1
	9	8,35	0,3	8,45	12,1
	10	9,55	1,72	9,55	3,3
3	5	6,92	32	7,12	18,5
	7	7,85	5	7,70	14,4
	8	8,01	3,2	7,82	12,4
	9	8,20	0,8	8,40	10,2
	10	9,50	1,5	9,44	2,8
5	5	6,76	40,6	7,10	18,3
	7	7,86	10,3	7,72	13,1
	8	8,02	5,5	7,86	12,8
	9	8,16	1,4	8,32	9,5
	10	9,44	1,4	9,32	1,3

Таблица 3

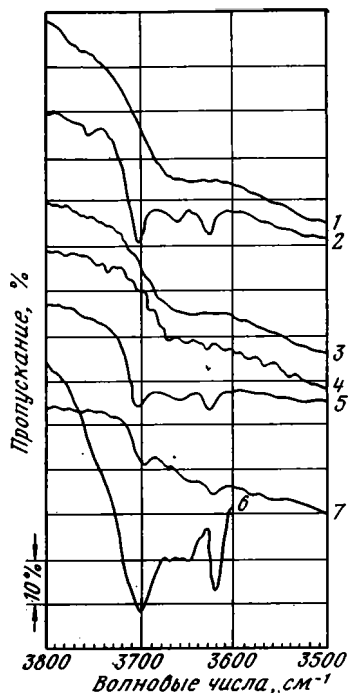
Характеристика новообразованных минералов и источник концентрации растворов, полученных при взаимодействии бемитовых бокситов (СУБР) с кремнекислыми растворами при 50° С в присутствии карбонатов кальция и магния и без них

Состав компонентов	Конечные параметры растворов	Продолжительность опыта (месяцы)									
		1					6				
		исходные величины pH растворов									
		5	7	8	9	10	5	7	8	9	10
Бемитовый боксит + +H ₄ SiO ₄	pH	4,75	6,55	7,15	7,85	9,15	4,92	6,68	7,82	7,82	8,83
	Al ₂ O ₃ (мг/л)	2,2	0	0	0	0	4,56	5,62	1,44	0	0
	SiO ₂ (мг/л)	78	99,6	98,8	104	142	84,6	95,3	101	99,2	126
	Новообразо- ванные ми- нералы	—	—	—	—	—	—	6—8% каоли- нита	—	—	5—7% каолинита
	Бемитовый боксит + +H ₄ SiO ₄ + +CaCO ₃	pH	7,55	8,00	7,45	8,60	9,65	7,43	7,92	8,10	8,28
Al ₂ O ₃ (мг/л)	1,2	1	Сл.	0,9	Сл.	0,84	0,72	0,24	0,46	0	0
SiO ₂ (мг/л)	90,4	86,8	78,4	87,8	216,0	112	113,7	114,2	115	140,6	140,6
Новообразо- ванные ми- нералы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3—5% каолинита	3—5% каолинита
Бемитовый боксит + +H ₄ SiO ₄ + +MgCO ₃	pH	4,55	7,85	8,20	8,55	9,15	4,38	7,68	7,92	8,57	9,12
	Al ₂ O ₃ (мг/л)	4,7	0	Сл.	0	0	1,54	Сл.	0	0	0
	SiO ₂ (мг/л)	76,4	88	87,6	103,6	138,8	86,2	92	95,5	113,2	130
	Новообразо- ванные ми- нералы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

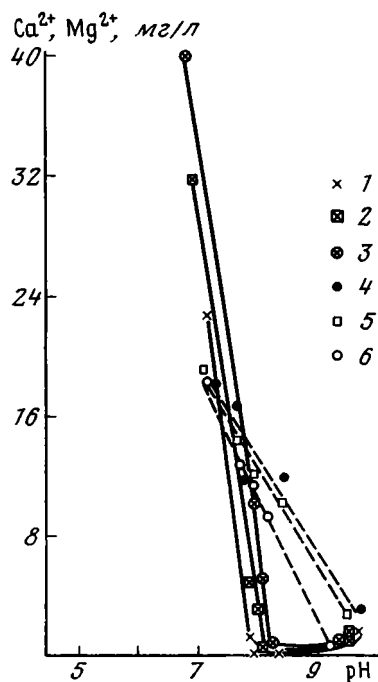
Синтезированный по бемитовому бокситу каолинит подтвержден рентгеновским методом наличием на дебаеграмме следующих слабых, довольно широких линий: 7,04; 3,57; 2,59; 2,49; 2,36; 1,305 Å, что указывает на то, что новообразованный каолинит плохой кристалличности. Присутствие новообразованного каолинита на ИК-спектрах в количестве 3—8% (фиг. 1) подтверждается четко выраженными высокочастотными максимумами поглощения 3700, 3665 см^{-1} и низкочастотным ми-

нимумом 3625 см^{-1} . Первые два максимума относятся к валентным колебаниям гидроксильных групп, находящихся на поверхности каолини-товых пакетов. Низкочастотная полоса поглощения 3625 см^{-1} относится к валентным колебаниям внутренних рН-групп каолинитового пакета (Тарасевич, Овчаренко, 1975).

Для определения количественного содержания новообразованного каолинита методом ИК-спектроскопии были приготовлены серии исход-



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Дифференциальные инфракрасные спектры поглощения продуктов синтеза, полученных при воздействии кремнекислых растворов на бемитовый боксит (СУБР) за 5 месяцев

Величины исходных рН растворов: 1—5; 2—7; 3—8; 4—9; 5—10; 6—каолинит; 7—каолинит (3—5%), образованный по бемиту при исходном рН 10 в присутствии CaCO_3

Фиг. 2. Содержание ионов Ca^{++} и Mg^{++} в кремнекислых растворах в зависимости от величины рН и времени опыта. Содержание Ca^{++} : 1—0,5 месяца; 2—3 месяца; 3—5 месяцев. Содержание Mg^{++} : 4—0,5 месяца; 5—3 месяца; 6—5 месяцев

ных проб с определенным процентным содержанием каолинита несовершенной структуры Пологского месторождения УССР.

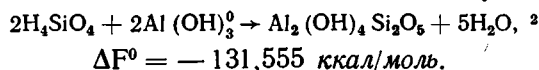
Изучение состава растворов, из которых по бемитовому бокситу произошло образование каолинита, приводит к следующим выводам (табл. 3).

При отсутствии карбонатов в растворе синтез каолинита произошел при исходных значениях рН кремнекислых растворов, равных 7 и 10. Понижение рН в процессе опыта, связанное с высвобождением ионов водорода кремниевой кислоты при образовании каолинита, произошло на 0,32 рН в первом случае и на 1,1 рН во втором случае.

В растворах алюминия при рН 6,68—7,0 присутствуют следующие ионы алюминия: $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ и $\text{Al}(\text{OH})_3^0$, последний ион значительно преобладает (Бронева и др., 1975; Матвеева и др., 1976). В растворах алюминия в интервале рН 10—8,83 присутствуют ионы $\text{Al}(\text{OH})_4^-$

и $\text{Al}(\text{OH})_3^0$, первый ион составляет более 76% от общего содержания ионов.

Кремниевая кислота в интервале pH 4,75—9,15 в растворе представлена в основном в виде мономера H_4SiO_4 — более 95% (Бронева и др., 1975). Поэтому объяснить образование каолинита в определенном интервале pH (7,0—6,68 и 10—8,83) можно только различием присутствующих в растворе ионов алюминия, реагирующих с кремниевой кислотой до образования каолинита. Величина стандартной свободной энергии (ΔF^0 ккал/моль) реакции между ионом $\text{Al}(\text{OH})_3^0$ и H_4SiO_4 с образованием каолинита была вычислена по следующему уравнению:



Сопоставляя полученную цифру с величинами ΔF^0 возможных реакций между Al и Si в растворах с образованием каолинита в интервале pH 7—10 (Бронева, Михайлов, 1971), можно сказать, что ΔF реакции между $\text{Al}(\text{OH})_3^0$ и H_4SiO_4 с образованием каолинита имеет наибольшее отрицательное значение, т. е. наиболее энергично процесс образования каолинита должен протекать между мономером H_4SiO_4 и ионом $\text{Al}(\text{OH})_3^0$, последний преобладает в растворах алюминия при pH, близких к 7. Экспериментальные данные (см. табл. 3) подтверждают теоретический расчет.

Реакция образования каолинита между мономером H_4SiO_4 и ионом $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, судя по величине ΔF^0 , должна протекать менее энергично, чем между ионом $\text{Al}(\text{OH})_3^0$ и мономером H_4SiO_4 .

Экспериментальные данные подтверждают теоретический расчет. По данным инфракрасной спектроскопии, синтезированный по бемитовому бокситу каолинит, образованный из ионов $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, хуже окристаллизован и присутствует в меньшем количестве. На ИК-спектре, подтверждающем наличие вновь синтезированного каолинита из ионов $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ и мономера H_4SiO_4 в интервале pH 8,83—10,0, высокочастотные и низкочастотные максимумы более расплывчатые, чем на ИК-спектре, где каолинит образован при pH 6,68—7,0 (см. фиг. 1) из ионов $\text{Al}(\text{OH})_3^0$ и мономера H_4SiO_4 .

Экспериментальные данные по выявлению роли карбонатов кальция и магния на процесс ресилификации бемитовых бокситов показали следующее.

1. Присутствие карбонатов кальция в бемитовых бокситах, при воздействии на них кремнекислых растворов в интервале pH 5—7, из-за большой концентрации иона Ca^{++} в растворе повышает щелочность растворов примерно до pH 8 (см. табл. 3), уменьшает общее содержание алюминия в растворе. Происходит изменение состава ионов алюминия в сторону увеличения содержания ионов $\text{Al}(\text{OH})_4^-$. При воздействии кремнекислых растворов с pH 7 на бокситы в присутствии карбонатов кальция в растворе ион $\text{Al}(\text{OH})_3^0$, являющийся самым реакционноспособным при образовании каолинита, замещается ионом $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, с которым мономер H_4SiO_4 реагирует менее энергично.

2. Ионы кальция и магния, присутствуя в кремнекислых растворах с pH 5—7 в значительных количествах (см. табл. 2, фиг. 2), мешают образованию каолининовой молекулы.

Следовательно, в зоне гипергенеза при воздействии на бокситы кремнекислых растворов с pH 5—7 карбонаты кальция и магния препятствуют образованию каолинита по бокситам. В кремнекислых растворах с pH 10, содержащих карбонаты кальция и магния, количество ионов Ca^{++} и Mg^{++} резко снижается (см. табл. 1, фиг. 2), что соответствует кривым растворимости (Longhnan, 1969).

² Используемые в расчете термодинамические константы взяты из работы Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста.

Очень малым содержанием ионов кальция в растворе (см. табл. 2) можно объяснить тот факт, что карбонаты кальция, при воздействии на боксит кремнекислых растворов с pH 10, почти не препятствуют образованию каолинита по бокситу (см. табл. 3).

Растворимость карбонатов магния при $\text{pH} > 9$ выше, чем карбонатов кальция (Loughnan, 1969), и в нашем эксперименте в течение трех месяцев опыта (см. табл. 2) содержание ионов магния в кремнекислых растворах превышало содержание ионов кальция. Поэтому карбонаты магния препятствовали образованию каолинита по бемитовому бокситу, при воздействии на него щелочных кремнекислых растворов с pH 10.

ВЫВОДЫ

1. В отсутствие карбонатов процесс ресилификации бемитовых бокситов установлен при воздействии на них околонейтральных кремнекислых растворов в пределах pH 6,68—7,0 и щелочных кремнекислых растворов в интервале pH 8,83—10,0.

2. Наиболее активно процесс каолинизации бемитовых бокситов происходит при воздействии на них околонейтральных кремнекислых растворов, когда реакция образования каолинита происходит между ионом $\text{Al}(\text{OH})_3$ и мономером H_4SiO_4 .

3. Присутствие карбонатов кальция и магния в составе бемитовых бокситов препятствует процессу ресилификации бемитовых бокситов при воздействии на них околонейтральных кремнекислых растворов.

4. При воздействии на бемитовые бокситы щелочных кремнекислых растворов с pH 9—10 только карбонаты магния препятствуют каолинизации бокситов.

5. В зоне гипергенеза сильнощелочные кремнекислые растворы встречаются в малых количествах. Они могут присутствовать как поровые растворы в нижних зонах коры выветривания на контакте с неизмененными породами. Поскольку в зоне гипергенеза наиболее распространены околонейтральные кремнекислые растворы, можно считать, что в зоне гипергенеза карбонаты кальция и карбонаты магния препятствуют процессу ресилификации бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Броневой В. А., Михайлов Б. М. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. II. Поведение алюминия в смешанных растворах (алюминий и кремний).— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
- Броневой В. А., Копейкин В. А., Теняков В. А. Условия равновесия системы гиббсит-каолинит и некоторые проблемы латерито- и бокситообразования.— В сб.: Новые данные по геологии бокситов, 1975, вып. 3.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесие. М., «Мир», 1975.
- Лазарев А. И., Харламов И. П., Яковлев П. Я., Яковлева Е. Ф. Справочник химика-аналитика. М., «Металлургия», 1976.
- Матвеева Л. А., Васильева Л. А., Рождественская З. С. Особенности поведения алюминия в разбавленных растворах, условия и формы его осаждения.— В кн.: Кора выветривания, 1976, вып. 15.
- Сафонова О. Ф., Липатова Э. А. О роли иона кальция при ресилификации.— В сб.: Геологические исследования осадочных пород для решения геологических задач.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1978, т. 295.
- Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Loughnan F. C. Chemical weathering of the silicate minerals. Amer. Elsevier Publish. Company, Inc., 1969.
- Lovering T. G., Patten L. E. The effect of CO_2 at low temperature and pressure on solutions supersaturated with silica in the presence of limestone and dolomite.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26.
- Polzer W. L., Hem I. D., Gabe H. I. Formation of crystalline hydrous aluminosilicates in aqueous solutions at room temperature.— Geol. Surv. Research, 1967. Chapter B. Geol. survey Professional, pap. 575-B.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ КАОЛИНИТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВАЛДАЙСКОЙ СЕРИИ НА СЕВЕРЕ И СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С. А. ВОЛКОВА, В. В. ВЛАСОВ, Р. Н. МАНСУРОВ

Валдайская серия, относящаяся к вендской системе, была первоначально выделена Б. С. Соколовым (1952) на северо-западном крыле Московской синеклизы. В дальнейшем вопросам стратиграфии, палеогеографии и литологии отложений этой серии были посвящены работы многих исследователей (Соколов, 1971; Брунс, 1963; Солонцов, Аксенов, 1969; Келлер, 1968; Аксенов, 1972; и др.). По данным этих авторов, валдайская серия представляет собой наиболее выдержанное подразделение венда. Она залегает в основании осадочного чехла таких крупнейших платформенных структур, как Московская синеклиза, Шкапово-Шиханская и Львовско-Кишиневская впадины, и представлена существенно терригенными породами с горизонтами вулканокластических образований в нижней части.

В настоящее время в наиболее полных разрезах валдайской серии Московской синеклизы выделяются (снизу вверх) четыре свиты: плетневская, усть-пинежская, любимская и решминская.

Образования плетневской свиты соответствуют ингрессивной стадии развития и представлены преимущественно разнородными песчаниками, гравелитами и конгломератами, состоящими из обломков пород кристаллического фундамента и рифейских образований. Мощность свиты колеблется от 0 до 78 м.

Усть-пинежская свита наиболее широко развита, залегая трансгрессивно на подстилающих пачках плетневской свиты и более древних образованиях. Основная часть ее (до 80%) сложена аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников; в северных разрезах (Котлас, Яренск, Усть-Пинега и др.) присутствуют три вулканокластических горизонта (V_I , V_{II} , V_{III}), сложенных туффитами, туфоаргиллитами с прослоями пепловых туфов и монтмориллонитовых глин. Мощность свиты колеблется в пределах 100—300 м. Любимская свита характеризуется четким четырехчленным строением — чередованием двух алевролито-песчаниковых пачек с алевролито-аргиллитовыми. В наиболее полных разрезах мощность свиты достигает 380—440 м. Отложения решминской свиты, распространенные преимущественно в приосевой зоне синеклизы, представлены пластами полимиктовых, полевошпатово-кварцевых и реже кварцевых песчаников, чередующихся с пачками аргиллитов. Мощность свиты увеличивается с юга на север от 140 до 420 м; в этом же направлении увеличивается в ее составе относительное содержание песчаников и алевролитов. Отложения решминской свиты соответствуют регрессивной стадии развития валдайского бассейна.

В валдайской серии Верхнекамской впадины выделяются снизу вверх четыре свиты: кыквинская, кирсинская, вельвинская и краснокамская (Солонцов, Аксенов, 1969, 1970), для которых сохраняются основные особенности строения, характерные для аналогичных свит Московской синеклизы.

Глинистые породы играют весьма существенную роль в рассмотренных выше отложениях, составляя до 80% объема в отдельных разрезах. Состав глинистой фракции изучался фрагментарно в работах Н. С. Лагутенковой (1963), Л. И. Горбуновой (1963), М. М. Веселовской (1969),

В. В. Власова и В. А. Севастьянова (1967) и др. Более детально состав и распределение глинистых минералов были рассмотрены в работах Е. М. Аксенова и С. А. Волковой (Аксенов, Волкова, 1969; Аксенов и др., 1970; Волкова, 1974, 1976). Авторами перечисленных работ был установлен сложный многофазный состав глинистой фракции, было зафиксировано наличие минералов групп гидрослюд, хлоритов, монтмориллонита, смешанослойных образований. Достаточно широко распространенным является также каолинит. Он отмечается во всех литологических разностях пород, будучи наиболее типичным для песчаников, в меньшей мере — для алевролитов и аргиллитов, и локально развит в туфогенных породах. Детальное изучение структурно-морфологических характеристик каолинитов отложений валдайской серии позволило выявить ряд типоморфных особенностей этого минерала, суть которых излагается в настоящей работе.

Вопросы идентификации структурных разновидностей каолинитов дифракционными методами (электронография и рентгеновский анализ) детально рассмотрены в работах Б. Б. Звягина (1964) и М. Г. Бергера и В. И. Ремизова (1974).

В настоящей работе структурная диагностика каолинитов в присутствии других глинистых минералов осуществлялась методом «рентгеновских косых текстур» (Кринари, 1975; Волкова и др., 1976), установка ДРОН-1,5. Размер кристаллов определялся по приближенной формуле Уоррена: $L = 1,84 \lambda / V_d \cos \theta$ (Бриндли, 1965). Электронно-микроскопические исследования проводились на приборе УЭМВ-100 К.

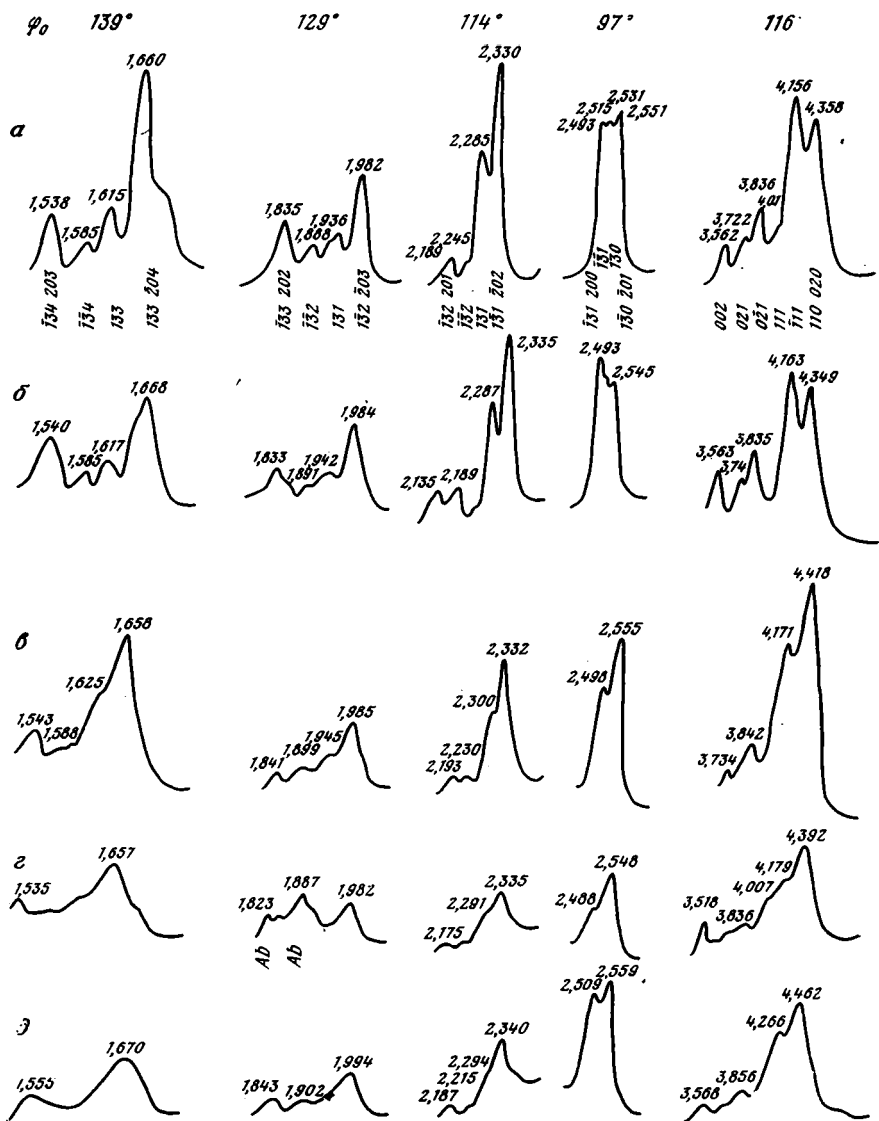
По особенностям структурного мотива и степени упорядоченности изучаемые каолиниты можно расположить в ряд от триклинных структурно упорядоченных до минералов с беспорядочным взаимным расположением слоев и моноклинной симметрией. В этом ряду по совокупности признаков отчетливо обособляется три типа каолинитов, имеющие также наибольшее развитие и определенную литологическую приуроченность, условно обозначаемые в дальнейшем изложении типами А, Б и В.

Тип А. Характеризуется расщеплением рефлексов $\bar{1}11$ и 021 и довольно интенсивными четкими максимумами 4,156; 4,014; 3,836 и 3,722 Å на рентгенограммах косых текстур (фиг. 1, а, $\phi_0 = 116^\circ$). Четверки рефлексов содержат все отражения типа $\bar{3}1$, $\bar{1}3(l+1)$; $\bar{2}0$ ($l+1$) и $20l$, причем средние рефлексы равноудалены от крайних, будучи несколько сближены между собой. Подобное распределение рефлексов соответствует триклинной элементарной ячейке и высокой степени упорядочения взаимного расположения в наложении слоев. Каолиниты этого типа отождествляются с 1-й структурной группой по Б. Б. Звягину (1964) (см. фиг. 1, а).

К этому же типу можно отнести и каолиниты с несколько менее совершенной структурой (группа II по Б. Б. Звягину), характеризующиеся некоторым ослаблением общей дифракционной картины и повышенным промежуточным фоном, так как в структуре каолинита этой разности присутствуют зоны беспорядочного рассеяния (см. фиг. 1, б).

Размер кристаллитов (L), рассчитанный по приближенной формуле Уоррена для каолинитов типа А, составляет ~ 180 Å.

Под электронным микроскопом каолинит типа А наблюдается обычно в виде хорошо образованных кристаллов гексагональной формы, размером 0,8—1,2 мкм, реже встречаются более мелкие (0,2—0,6 мкм) пластинки, а также ромбические формы (фиг. 2, а). Наряду с плотными непрозрачными зернами характерными являются четкие псевдогексагональные кристаллы и двойниковые сростки в виде тонких полупрозрачных листочков с муаровым узором (см. фиг. 2, б, в). Муаровая картина проявляется как в виде полос, так и в виде плавного и неровного затемнения участков кристалла. По-видимому, это сложный эф-

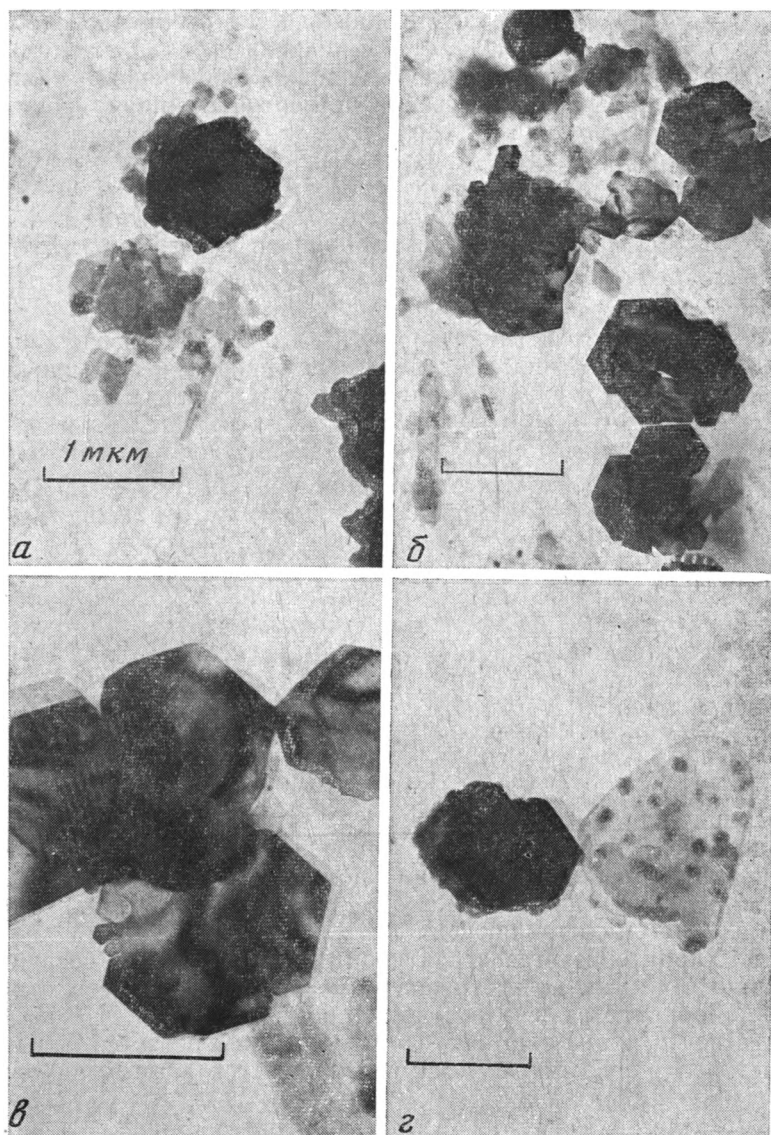


Фиг. 1. Фрагменты дифрактограмм каолинитов типа А (а — обр. 228, скв. Рязань-30, б — обр. 17, скв. Рудня); типа Б (в — обр. 312, скв. Обозерская, г — обр. 101, скв. Котлас-1) и типа В (д — обр. 14, скв. Рудня)
Значения d/n приведены в Å; Ab — рефлексы альбита

фект от нескольких сеток, разноразвернутых друг относительно друга. Параллельные, без сбоев, муаровые полосы указывают на упорядоченность структуры каолинита и отсутствие дефектов.

Среди каолинитов типа А удалось наблюдать раскристаллизацию каолинита, образующего мелкие блоки по зернам первичного каолинита, монтмориллонита и смешанослойного минерала. На снимке (см. фиг. 2, г) видно, что гексагональный плотный кристалл каолинита обрастает по краям неровной каемкой вторичного каолинита, отчего зерно имеет «разлохмаченный» контур; слева на тонкой пластинке видны следы рекристаллизации.

Размеры частиц каолинита типа А из цемента песчаников, по данным электронной микроскопии, колеблются в пределах 0,2—1,2 мкм, чаще 0,8—1,0 мкм. Рассчитанные же по отражениям двумерной дифрак-



Фиг. 2. Электронные микрофотографии каолинитов типа А
 а — обр. 40; скв. Переславль-1; б — обр. 217, скв. Старцево; в — обр. 33, скв. Котлас-1; г — обр. 75, скв. Рудня

ции величины L ($\sim 0,018$ мкм) относятся к размерам блоков, составляющих кристаллы каолинита.

Каолинит типа А развит преимущественно в песчаниках и гравелитах. Характерный «муаровый» каолинит в виде хорошо образованных кристаллов фиксируется в основном именно в этих литологических разностях пород и гораздо реже в алевролитах и аргиллитах. Он присутствует в песчаниках разных стратиграфических горизонтов как в пределах Московской синеклизы, так и в Верхнекамской впадине. С каолинитом типа А ассоциируют обычно гидрослюда, реже хлорит и смешанослойный минерал.

Тип Б. Структура каолинитов этого типа характеризуется нестрогим периодом по оси c , что выражается в значительном ослаблении реф-

лексов с $k \neq 3n$ на фрагментах дифрактограмм от препаратов, снятых под углом $\varphi_0 = 116^\circ$ (см. фиг. 1, *в*). Отражения с $k = 3n$ также ослаблены и имеют обычно широкие размытые или раздвоенные максимумы, особенно характерные для третьей и четвертой серии четверок. Такая конфигурация характерна для каолинитов с промежуточной триклинно-псевдомонотриплексной структурой. В разных образцах каолиниты типа Б имеют различную степень упорядоченности по оси c , т. е. относятся обычно к IV—VI структурным группам по Б. Б. Звягину (1964). Характерной структурной особенностью каолинитов типа Б является значительное ослабление рефлексов $20\ l$ относительно $\bar{2}0\ (l+1)$; отношение интенсивности рефлексов $\bar{2}0\ (l+1)$ к $20\ l$ имеет значения больше 1,5, в то время как в других типах каолинитов оно не превышает 1,3.

Среди каолинитов типа Б встречаются образцы и с меньшей степенью совершенства структуры, близкие к VIII группе по Б. Б. Звягину. Рефлексы с $k \neq 3n$ и $k = 3n$ почти погасают, в четвертой четверке рефлексов они едва заметны (см. фиг. 1, *г*). Однако соотношение интенсивностей $\bar{2}0\ (l+1)$ и $20\ l$ -рефлексов остается большим 1,5.

Размеры блоков кристаллов, рассчитанные по отражениям двумерной дифракции, находятся в пределах 150—160 Å.

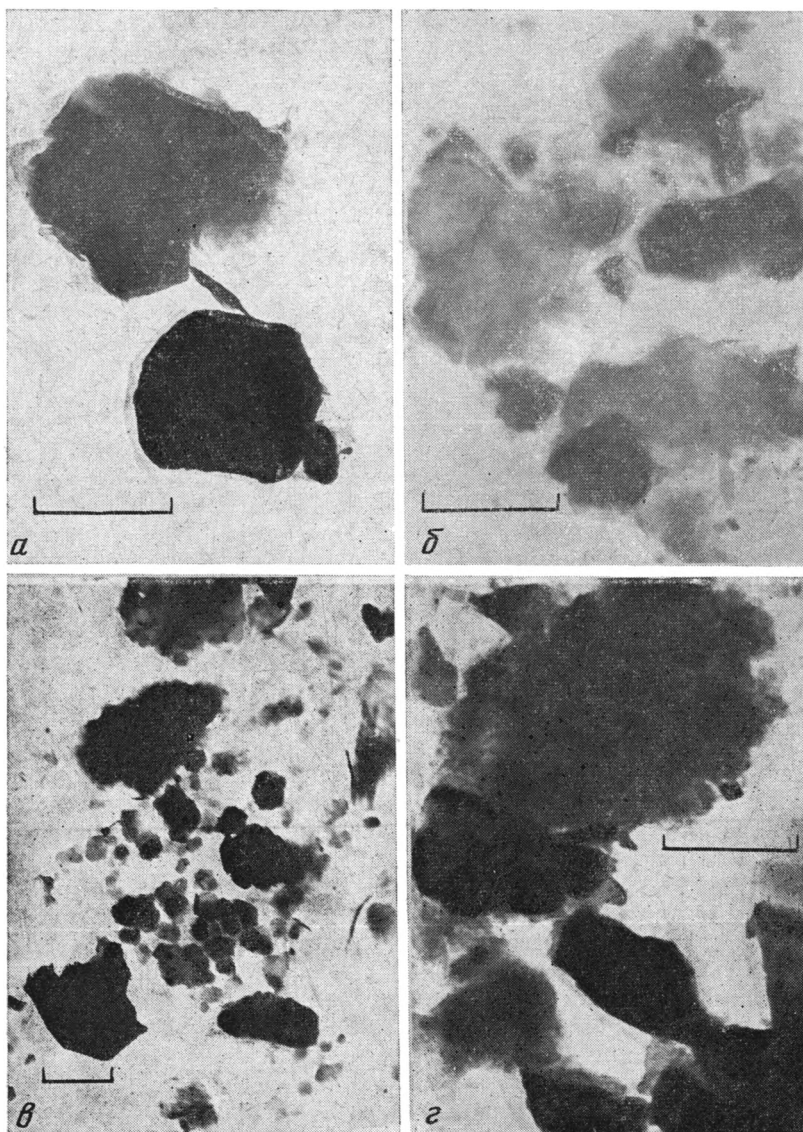
Морфология частиц каолинитов этого типа довольно своеобразна. Четкие изометричные псевдогексагональные зерна редки, более обычны пластинки разной формы, частью с четким, частью с расплывчатым контуром. В отдельных кристаллах видны гексагональные очертания одной стороны зерна, другая имеет «размытый» контур (фиг. 3, *а*, *б*). Размер зерен каолинита типа Б составляет 0,5—1,5 мкм. Отдельные образцы, имеющие более низкую степень совершенства структуры, сложены частицами меньшего размера — 0,1—1,2 мкм, чаще 0,5 мкм.

Каолиниты типа Б развиты в туфах и туффитах усть-пинежской свиты и ассоциируют обычно с монтмориллонитом или смешанослойными монтмориллонит-гидрослюдистыми минералами. В составе тонкой фракции пирокластов валдайской серии каолинит менее обычен, чем смектитовые минералы, однако локально развит интенсивно, слагая до 80—90% глинистой составляющей.

Тип В. Характеризуется структурой низкой степени совершенства. На дифрактограммах косых текстур ($\varphi_0 = 116^\circ$) в области отражений 4,5—3,5 Å проявляется рефлекс двумерной дифракции II с $d = 4,46$ Å, остальные почти полностью исчезают, вместо них остается повышенный фон со стороны больших углов и увеличивается асимметрия профиля пика II. Иногда слабо проявляются рефлексы $\bar{1}11$ и 021 , и по ним можно судить о принадлежности минерала к моноклинной сингонии (см. фиг. 1, *д*). Четверки рефлексов в целом ослаблены, в них либо полностью (четвертая четверка), либо частично (первая и третья четверки) погасают рефлексы $13\ l$ и $\bar{1}3\ (l+1)$ и ослаблены рефлексы $20\ l$. По реликтам рефлексов второй четверки — 131 (2,294 Å) и 132 (2,215 Å), сдвинутых к крайним членам четверки рефлексов (см. фиг. 1, *д*), можно отнести реликтовую ячейку к псевдомонотриплексной. Для последней характерна неупорядоченность в наложении слоев, выражающаяся в полном или почти полном погашении рефлексов с $k \neq 3n$, ослабленные рефлексы с $k = 3n \neq 0$ и общая значительная разупорядоченность, приводящая к ослаблению и малочувствительных к неупорядоченности по оси c рефлексов с $k = 0$. Псевдомонотриплексность ячейки и нестрогий период по оси c свидетельствует о принадлежности каолинитов типа В к VIII или IX структурным группам Б. Б. Звягина.

Размер кристаллов-блоков, рассчитанный по формуле Уоррена, составляет примерно 140—150 Å.

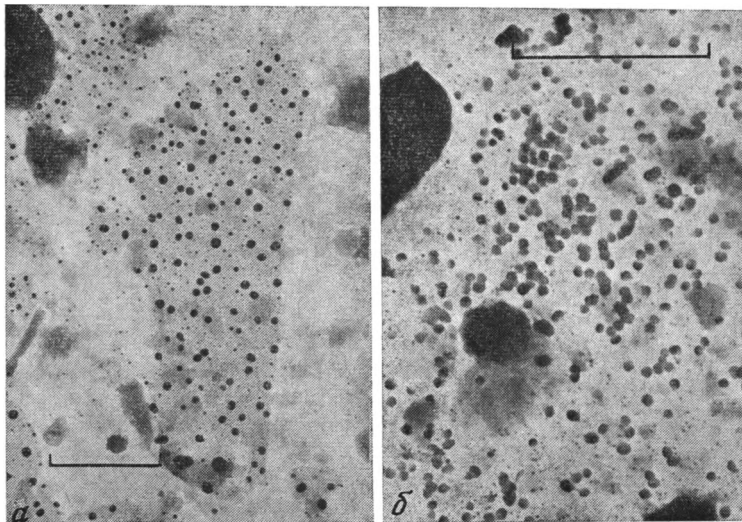
Форма частиц каолинита типа В изометричная, иногда несколько удлинённая, обломочная, редко сохраняются две-три грани гексагона.



Фиг. 3. Электронные микрофотографии каолинитов типа Б (а, б — обр. 72, скв. Переславль-1) и типа В (в — скв. Архангельск, инт. 250 м, з — обр. 225, скв. Старцево). Длина отрезков здесь и на фиг. 4 соответствует 1 мкм

Частицы полиразмерны, но преобладает величина 0,2—0,5 мкм (см. фиг. 3, в). В алевролитах сохранность форм зерен несколько лучше, чем в аргиллитах, в последних реликты гексагональных форм практически не наблюдаются (см. фиг. 3, з). В ряде образцов каолинит высокодисперсный, частицы имеют неправильный, редко ромбоэдрический облик.

Интересный случай нахождения каолинита типа В установлен в тонкой фракции аргиллита решминской свиты в скв. Переславль-1, где он составляет более половины фракции. Под электронным микроскопом наблюдаются крупные тонкие пластинки слюды, по всей поверхности которых рассеяны мелкие точки и темные кружочки (фиг. 4, а). При более сильном увеличении (фиг. 4, б) видно, что эти образования являются псевдогексагональными мелкими частицами каолинита. Хорошо видно зарождение и рост кристаллов каолинита по слюде. Статистиче-



Фиг. 4. Электронные микрофотографии каолинитов, развивающихся на пластинках слюды (обр. 52, скв. Переславль-1)

ский подсчет частоты встречаемости азимутальных ориентировок ясно выраженных граней гексагонов каолинита относительно некоторого постоянного направления в пределах слюдиистой частицы показывает четыре преимущественных направления: I — 0, 60 и 120°; II — 30, 90 и 150°; III — 10, 70 и 130°; IV — 20, 80 и 140° (фиг. 5, сверху). Геометрическое подобие структурных мотивов и близкие значения параметров a и b слюды и каолинита допускают образование закономерных сростков этих минералов в плоскости ab при совпадении направлений одноименных параметров и с разворотом сеток под углами 10, 20 и 30° (см. фиг. 5, внизу).

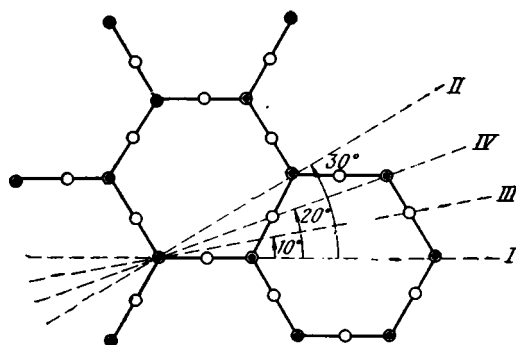
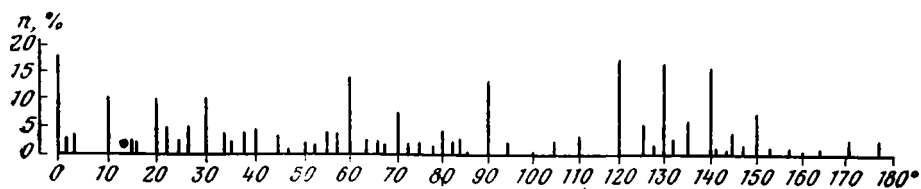
Каолиниты типа В развиты преимущественно в аргиллитах и алевролитах, характер их распределения по стратиграфическим единицам и площади контролируется историей геологического развития региона.

С каолинитами типа В ассоциирует обычно диоктаэдрическая гидрослюда, реже хлорит и смешанослойный монтмориллонит-гидрослюдистый минерал.

Из описанных выше трех типов каолинита (А, Б, В) наиболее концентрированным является тип А, развитый в глинистой фракции гравелитов, песчаников, в меньшей мере алевролитов; в наиболее природно обогащенных фракциях его содержание достигает 80%. Доминирование каолинита есть скорее всего следствие наложенных (вторичных, эпигенетических) процессов, которые продуцируют развитие аутигенного каолинита по первичному глинистому материалу. Этому соответствует и высокая степень совершенства его кристаллической структуры и морфологических форм.

Каолинит типа Б, как следует из вышеприведенного, развит гораздо более локально и приурочен к туфогенным толщам. Он также аутигенный, только формируется не по слоистой матрице, а по бесструктурному стекловатому базису. Он менее совершенен, чем тип А. Видимо, его формирование обусловлено локальным возникновением среды, благоприятной для образования каолинита, а эта среда определялась химизмом (кислым составом) исходных туфогенных субстратов (в более основных и богатых R^{+} - и R^{2+} -элементами породах доминирующим аутигенным слоистым силикатом является монтмориллонит).

Каолинит типа В, приуроченный к тонкой фракции собственно глинистых пород (аргиллитов и алевролитов), в меньшей степени, нежели



Фиг. 5. Вверху—распределение азимутальных ориентировок граней гексагонов каолинита в поле кристалла гидрослюда из обр. 52, скв. Переславль-1 (по горизонтали—азимутальные углы, по вертикали—частота встречаемости, %). Внизу—схема преимущественных взаимных положений гексагональных сеток в плоскости срастания гидрослюда и каолинита

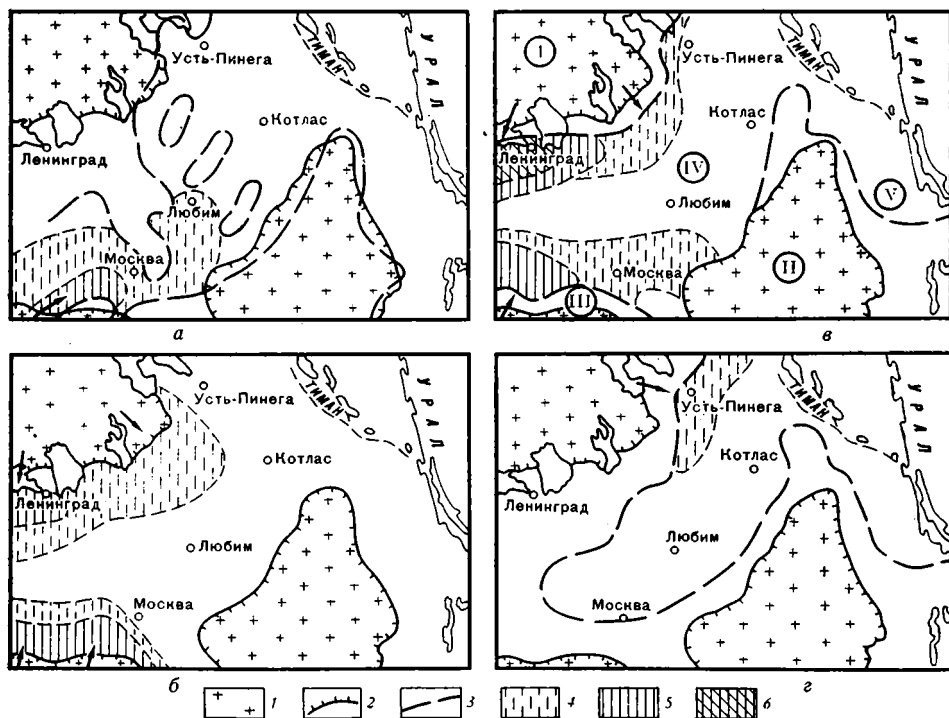


Рис. 6. Распространение каолинита в аргиллитах: а) плетневской, б) усть-пинежской, в) любимской и г) решминской свит

1—поднятия: I—Балтийский щит, II—Волго-Камский массив, III—Воронежское поднятие; впадины: IV—Московская синеклиза, V—Верхнекамская впадина; 2—современная граница распространения валдайской серии; 3—границы распространения свит; 4—6—содержания каолинита, %: 4—<20, 5—20—40, 6—40—60. Стрелкой показаны основные направления сноса

А и Б, несет на себе влияние аутигенности; он больше аллотигенный и его распространение контролировалось в основном источниками сноса и гидродинамикой бассейнов осадконакопления. Распространение его по свитам показано на схемах (фиг. 6).

Наибольшим развитием каолинит типа В пользуется в плетневской и усть-пинежской свитах. В плетневской свите область его распространения (см. фиг. 6, а) относится к юго-западной части территории Московской синеклизы при содержании его в аргиллитах 20—40%. Основное направление сноса — со стороны Воронежского щита. В усть-пинежское время (см. фиг. 6, б) бассейн был значительно шире и единая в предшествующее время каолинистая зона разобшилась на две: одна ближе к Балтийскому щиту, другая — к Воронежскому массиву. В вышележащей любимской свите область развития каолинита наследуется от предыдущего времени, но несколько уменьшается (см. фиг. 6, в) при одновременном уменьшении концентрации каолинита в глинистой фракции. Это совпадает с началом регрессивной стадии развития бассейна и общим уменьшением площади бассейна. В решминских образованиях зона распространения каолинита еще более уменьшилась и отодвинулась к северу (см. фиг. 6, г). Для отложений решминского возраста других областей каолинит не характерен.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов Е. М. Стратиграфия валдайской серии севера Русской плиты. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972.
- Аксенов Е. М., Власов В. В., Волкова С. А. К палеогеографии валдайской серии северо-востока Волго-Камского края. — Тр. Геол. ин-та, вып. 30. Казань, 1970.
- Аксенов Е. М., Волкова С. А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 3.
- Бергер М. Г., Ремизов В. И. Структурные особенности некоторых каолинитов коры выветривания и вопросы методики их определения. — В сб.: Конституция и свойства минералов, № 8. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Бриндли Г. В. Дифракция рентгеновских лучей от слоистых решеток. — В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Брунс Е. П. Русская платформа. Северо-западные, центральные и северные районы. — В сб.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Веселовская М. М. Эпигенетические изменения в породах иотния, рифея и венда на Русской платформе. — Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. нефтяного ин-та, вып. 74, 1969.
- Власов В. В., Севастьянов В. А. Минералого-петрографическая характеристика аргиллитовой толщи вендских образований на севере Волго-Уральской области. — Тр. Геол. ин-та, № 15. Казань, 1967.
- Волкова С. А. О минеральном составе глинистых отложений валдайской серии на севере Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 1.
- Волкова С. А. Глинистые минералы валдайской серии и их генезис. — В сб.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР. Казанский ун-т, 1976.
- Волкова С. А., Горбачев Б. Ф., Кринари Г. А. Исследование структурного несовершенства каолинитов различного генезиса путем рентгенографической съемки «на просвет». — Материалы XI Всесоюзн. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М., 1976.
- Горбунова Л. И. Новые данные о вулканогенных породах в бавлинской свите Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 2.
- Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., «Наука», 1964.
- Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). Очерки по региональной геологии СССР, вып. 2. Изд-во МГУ, 1968.
- Кринари Г. А. О возможностях использования ориентированных препаратов для регистрации небазальных рентгеновских отражений в тонкодисперсных слоистых силикатах. — В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Лагутенкова Н. С. Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавлинской серии Пермской области и Башкирской АССР. — Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 6.
- Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5.
- Соколов Б. С. Венд севера Евразии. — Геология и геофизика, 1971, № 6.

УДК 552.122 : 552.51 (477.62)

О СТИЛОЛИТАХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ВИЗЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

А. А. НИКИТИН

К настоящему времени в отечественной геологической литературе накоплен большой материал по сутуро-стилолитовым образованиям, известным как стилолиты (под стилолитами понимаются макроскопические образования в отличие от микростилолитов, видимых только под микроскопом), микростилолиты, стилолитовые каймы (швы), мелкоамплитудные швы (сутуры), стилолитовые и микростилолитовые поверхности (Копелиович, 1958; Теодорович, 1958; Бушинский, 1961; Кренделев, 1968; Каплан, 1975, и др.). Большинство работ посвящено стилолитизации карбонатных пород платформенных и геосинклинальных областей, так как главным образом с карбонатными породами связаны наиболее типичные находки стилолитов. Присутствие стилолитов установлено также и в других породах, например солях, аргиллитах, фосфоритах, песчаниках, кварцитах, что отмечено рядом авторов (Рухин, 1953; Шведов, 1958; Бушинский, 1961, и др.).

Объектом наших исследований явились стилолиты песчаников верхневизейского подъяруса нижнего карбона центральной и северной краевой частей грабена Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ).

Коллекция стилолитов из песчаников собрана в скважинах на разных поисково-разведочных площадях региона. По морфологическим особенностям эти стилолиты сходны с хорошо изученными стилолитами карбонатных пород. В единичных случаях стилолиты встречены также в алевролитах верхнего визе, но там они имеют слабо выраженные мелкобугорчатые формы с амплитудой 1—2 мм и в настоящей статье не рассматриваются.

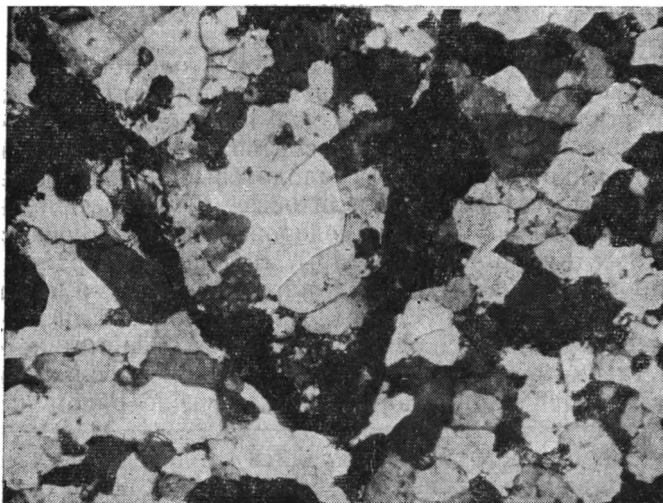
Необходимо подчеркнуть, что характерной особенностью верхневизейских стилолитизированных песчаников в пределах указанных выше тектонических частей грабена впадины является их мономиктовый кварцевый состав по всему разрезу верхневизейского подъяруса. Только иногда кварцевые песчаники содержат до 10—12% полевых шпатов или до 6—8% слюды, что позволяет отнести их к олигомиктовым кварцевым.

Преимущественно мономинеральный кварцевый состав песчаников верхнего визе центральной и северной краевой частей грабена впадины установлен на богатом керновом материале и отмечен в ряде работ по литологии нижнего карбона ДДВ (Канский и др., 1975; Кривошея, Тесленко-Пономаренко, 1977, и др.). Это подтверждают также просмотренные нами под микроскопом шлифы (около 300) стилолитизированных и нестилолитизированных верхневизейских песчаников, в том числе и шлифы стилолитовых швов (фиг. 1).

В фациальном отношении рассматриваемые терригенные породы относятся к баровым песчаникам (Лукин, 1977 и др.).

Таким образом, вмещающие стилолиты верхневизейские песчаники центральной и северной краевой частей грабена ДДВ на различных увеличивающихся в сторону Донбасса глубинах своего залегания (от 3500 до 5700 м и более) обладают одинаковыми первичными литолого-фациальными особенностями.

Песчаники же верхнего визе южной краевой части грабена ДДВ представлены поли- и мезомиктовыми разностями; они являются отложениями речных дельт (Казакова, 1974). Здесь встречаются только единичные слабо выраженные зачаточные формы стилолитов с амплитудой 0,5—1 мм в аркозах на глубинах >4000—4500 м в скважинах Николаевской и Руденковской площадей. Интересно отметить, что эти зачаточные формы стилолитов связаны с отдельными скоплениями контактирующих между собой кварцевых зерен. В основной же своей массе эти песчаники стилолитов не содержат.



Фиг. 1. Кварцевый песчаник с фрагментом стилолитового шва. N+, $\times 60$. Харьковцевская пл., скв. 8, глубина 4946—4956 м

В связи со сказанным выше обращает на себя внимание то обстоятельство, что ярко выраженные типичные стилолиты (стилолитизация проявляется интенсивно) приурочены фактически к мономиктовым песчаникам. Это согласуется с выводами П. Трурнита (Turnit, 1969), что стилолитообразование происходит в породах, состоящих из минералов с одинаковой или очень близкой относительной растворимостью под давлением. В нашем случае песчаники сложены кварцевыми зернами, обладающими одинаковой относительной растворимостью под давлением, что располагает к стилолитообразованию. Итак, напрашивается вывод, что обнаруженные стилолиты своим ярко выраженным внешним обликом обязаны мономинеральному кварцевому составу вмещающих их песчаников, а глубина погружения последних оказала влияние как на размеры, так и на морфологию стилолитов.

По размеру среди обнаруженных стилолитов можно выделить мелкие (1—5 мм) и средние (5—30 мм) в соответствии с китайской классификацией, приводимой Г. И. Бушинским (1961). При выделении морфологических типов стилолитов мы исходили из классификации явлений растворения под давлением П. Трурнита (Turnit, 1969), в которой эти образования подразделяются на стилолиты I вида I порядка, I вида II порядка, II вида и III вида. Стилолиты I вида I порядка характеризуются развитием от плоских до крутых конусов; стилолиты I вида II по-

Вертикальное сечение	Вид	Порядок	Стилолиты
	I	0	Бугорчатые
		I	Конусовидные
		II	Сглаженно-конусовидные и усеченно-конусовидные
			Колонноподобные
	II		С нерастворенными головками
Лобовые поверхности стилолитов образованы стилолитами			
	III	0	I вида, 0 порядка
		I	I вида, I порядка
		II	I вида, II порядка

Фиг. 2. Морфологическая классификация стилолитов, принятая в статье

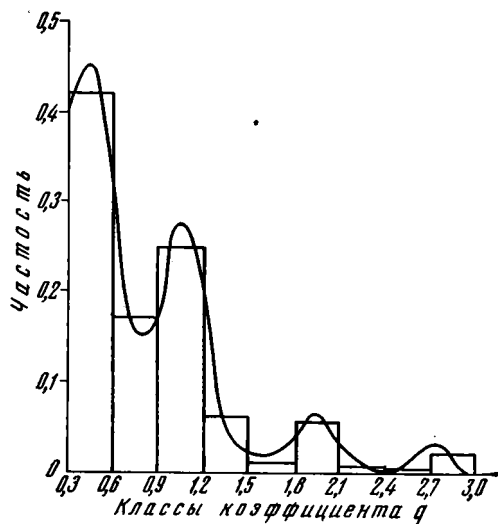
рядка отличаются от первых развитием колонн из конусов и по форме могут быть усеченно-конусовидными, колонноподобными (усеченные и сглаженные колонны). Стилолитам II вида присуща форма колонн с нерастворенными головками, а стилолиты III вида имеют форму колонн с дифференцированной лобовой поверхностью. Однако П. Трурнитом не учитываются парастилолиты М. С. Швецова (1958), или бугорчатые стилолиты Г. И. Бушинского (1961), весьма широко развитые в различных типах пород, в том числе и в рассматриваемых песчаниках. Тем не менее выделяемые П. Трурнитом типы стилолитов дают возможность более четко проследить усложнение морфологии стилолитов с возрастанием интенсивности процессов стилолитобразования. Поэтому для уяснения последнего бугорчатые стилолиты рассматриваются нами в качестве стилолитов I вида 0 (нулевого) порядка. Кроме того, среди стилолитов III вида нами выделяются стилолиты III вида 0 порядка, стилолиты III вида I порядка и стилолиты III вида II порядка, лобовые поверхности которых соответственно образованы более мелкими стилолитами I вида 0 порядка, I вида I порядка и I вида II порядка (фиг. 2).

В соответствии с приведенной классификацией, а также с учетом дополнений к ней в верхнем виде ДДВ можно выделить стилолиты I вида 0, I и II порядка и стилолиты III вида, 0, I и II порядка. Стилолиты II вида не обнаружены.

Для более полной характеристики стилолитов мы предлагаем ввести коэффициент отношения высоты к ширине основания стилолита в его вертикальном сечении (q). Статистический анализ 513 замеров показал, что в кварцевых верхневизейских песчаниках ДДВ существуют четыре обособленные совокупности стилолитов. Это иллюстрируется вариационной кривой распределения коэффициента q (фиг. 3). В соответствии с этим можно выделить четыре разновидности стилолитов: уплощенные ($q=0,3-0,8$), изометрические ($q=0,8-1,3$), вытянутые ($q=1,3-2,3$) и сильно вытянутые ($q=2,3-3$ и более). Это полностью согласуется и с геометрическими построениями различных вариантов вертикальных сечений стилолитов.

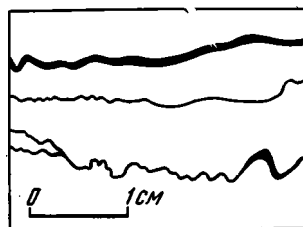
Ниже рассматривается характеристика стилолитов в соответствии с глубинами залегания кварцевых песчаников верхнего визе.

Интервал 3400—4100 м. Характерны мелкие уплощенные и изометричные стилолиты I вида 0 порядка с шириной основания 2,5—5 мм (Артюховская пл., скв. 3, глубина 4056—4062 м, фиг. 4; Тимофеевская пл., скв. 2, глубина 3776—3788 м; Солоховская пл., скв. 55, глубина 3520—3522 м; Опошнянская пл., скв. 14, глубина 3962—3970 м, и др.). Уплощенные стилолиты резко преобладают над изометричными. Развиваются эти стилолиты в слоистых и неслоистых мелкозернистых кварцевых



Фиг. 3

Фиг. 3. Гистограмма распределения коэффициента q стилолитов ДДВ



Фиг. 4

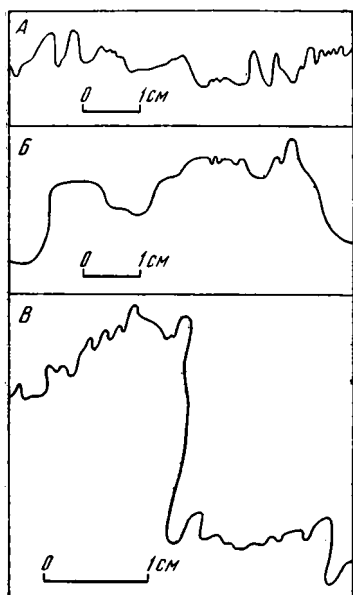
Фиг. 4. Швы, образованные вертикальными сечениями мелких стилолитов I вида 0 порядка; кварцевый песчаник; Артюховская пл., скв. 3, глубина 4056—4062 м

песчаниках. С глубины 3800—3900 м в тонкозернистых кварцевых песчаниках, местами с вертикальными и горизонтальными трещинами более поздней генерации по отношению к стилолитам, появляются мелкие уплощенные и изометричные, редко вытянутые стилолиты I вида I порядка с шириной основания 2—4 мм (Опошнянская пл., скв. 12, глубина 3837—3853 м; Чижевская пл., скв. 21, глубина 3796—3809 м). Средние стилолиты отсутствуют.

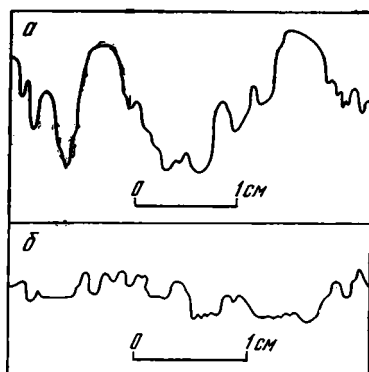
Интервал 4100—4900 м. Верхняя граница интервала проведена по появлению в разрезе средних изометричных и вытянутых стилолитов I вида I и II порядка. Здесь развиты мелкие уплощенные и изометричные с шириной основания 2—5 мм (Гадяцкая пл., скв. 4, глубина 4598—4606 м; Яровская пл., скв. 1, глубина 4884—4893 м; Харьковцевская пл.,

скв. 8, глубина 4487—4485, 4578—4585, 4609—4619 м), вытянутые (Гадячская пл., скв. 487, глубина 4640—4649 м) и сильно вытянутые (Анастасьевская пл., скв. 11, глубина 4411—4418 м) стилолиты I вида I и редко II порядка с шириной основания 2—3 мм. Иногда отмечается присутствие мелких (1,5—2 мм) уплощенных и изометричных стилолитов I вида 0 порядка (Анастасьевская пл., скв. 9, глубина 4185—4195, 4272—4280 м); такие стилолиты встречаются и в сочетании с мелкими стилолитами I вида I и II порядка (Анастасьевская пл., скв. 11, глубина 4411—4418 м).

Наряду с мелкими стилолитами в кварцевых песчаниках присутствуют средние изометричные стилолиты I вида II порядка с шириной основания 6—20 мм (Солоховская пл., скв. 43, глубина 4160—4173 м) и средние уплощенные стилолиты III вида 0 порядка с шириной основания 10—25 мм (Гадячская пл., скв. 4, глубина 4598—4606 м, скв. 487, глубина 4640—4649 м).



Фиг. 5



Фиг. 6

Фиг. 5. Различные сечения стилолитов: А — шов, образованный вертикальными сечениями мелких и средних стилолитов I вида I и II порядка; кварцевый песчаник; Березовская пл., скв. 485, глубина 5453—5465 м. Б — вертикальное сечение среднего уплощенного стилолита III вида II порядка; кварцевый песчаник; Березовская пл., скв. 485, глубина 5453—5465 м. В — фрагменты вертикальных сечений двух смежных средних стилолитов III вида II порядка; разрез через общую боковую и дифференцированные лобовые поверхности; кварцевый песчаник; Харьковцевская пл., скв. 8, глубина 4928—4934 м

Фиг. 6. Шов, образованный вертикальными сечениями: а — средних стилолитов I вида II порядка и III вида II порядка. Кварцевый песчаник. Харьковцевская пл., скв. 8, глубина 5048—5058 м; б — мелких стилолитов I вида I и II порядка и III вида I порядка. Кварцевый песчаник; Харьковцевская пл., скв. 8, глубина 4946—4956 м

Интервал 4900—5500 м. В данном интервале глубин наблюдается наиболее резкий скачок в изменении морфологии и размеров стилолитов. Верхняя граница интервала проведена по появлению средних изометричных стилолитов III вида I и II порядка. В этом интервале наряду с мелкими преимущественно изометричными стилолитами I вида I и II порядка с шириной основания 1,5—5 мм (Березовская пл., скв. 485, глубина 5332—5342, 5453—5465 м; Харьковцевская пл., скв. 8, глубина 4946—4956, 5048—5058 м) широко развиты средние изометричные, вы-

тянутые и очень вытянутые стилолиты I вида I и II порядка с шириной основания 3—15 мм, средние уплощенные стилолиты III вида I и II порядка (фиг. 5, Б), а также появляются изометричные стилолиты III вида II порядка с шириной основания 10—30 мм и более (фиг. 5, В, 6, а) и очень вытянутые стилолиты III вида II порядка (Харьковцевская пл., скв. 5, глубина 5195—5207 м). Мелкие уплощенные и изометричные стилолиты I вида II порядка иногда осложняются одним — двумя микро-стилолитами (0,5—0,9 мм) или мелкими (1—1,2 мм) стилолитами I вида I порядка, обнаруживая тем самым тенденцию к образованию мелких стилолитов III вида I порядка (фиг. 5, Б, 6, б). Приурочены стилолиты рассматриваемого интервала к мелкозернистым кварцевым песчаникам.

Таким образом, по мере погружения кварцевых песчаников верхнего визе ДДВ на глубину происходит увеличение размеров и усложнение морфологии содержащихся в них стилолитов. Особенно контрастно это проявляется при сравнении интервалов 3400—4100 и 4900—5500 м. Четко определенной закономерности в изменении введенного нами для характеристики стилолитов коэффициента q с глубиной не обнаруживается. Можно говорить лишь о том, что на самых глубоких горизонтах залегания верхневизейского подъяруса вытянутые и сильно вытянутые стилолиты в кварцевых песчаниках преобладают количественно над уплощенными и изометричными, т. е. в какой-то мере возросшая с глубиной интенсивность стилолитообразования сказалась на образовании преобладающего количества стилолитов с высокими значениями коэффициента q .

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что эволюция размеров и морфологии стилолитов с глубиной во впадине прослежена нами в однородных в литолого-фациальном отношении кварцевых песчаниках верхневизейского подъяруса. В других литолого-фациальных типах пород подъяруса, за исключением редких находок слабо выраженных очень мелких стилолитов в алевролитах на глубинах 3500—4000 м, стилолиты пока не встречены.

ВЫВОДЫ

1. В пределах центральной и северной краевой частей грабена ДДВ по мере погружения верхневизейских кварцевых стилолитизированных песчаников с северо-запада на юго-восток (по направлению к Донбассу) обнаруживается четкая тенденция в увеличении размеров (от мелких до средних) и усложнении морфологии (от I вида I порядка до III вида II порядка) стилолитов, что свидетельствует о возрастании степени интенсивности процессов стилолитообразования в названных песчаниках с увеличением глубины их погружения. Интересно отметить, что в том же направлении, т. е. в глубину, возрастает и степень интенсивности катагенетических процессов во впадине (Логвиненко, 1968; Карпова и др., 1969; Лукин, 1977; и др.). Поэтому, возможно, между степенью интенсивности стилолитообразования и катагенетическими процессами в ДДВ существует прямая зависимость.

2. Учитывая возрастание степени интенсивности процессов стилолитообразования с глубиной, на глубинах 6000—7000 м и более в кварцевых песчаниках впадины можно предполагать широкое развитие средних стилолитов III вида II порядка, а также появление крупных стилолитов (50—100 м) I вида II порядка и III вида II порядка.

3. Для выяснения связи морфологии стилолитов со степенью интенсивности процессов стилолитизации более удобна классификация стилолитов, предложенная нами.

4. Для более полной характеристики стилолитов полезно использовать предлагаемый нами коэффициент отношения высоты к ширине ос-

нования стилолита (коэффициент q), в соответствии со значениями которого выделяются уплощенные (0,3—0,8), изометричные (0,8—1,3), вытянутые (1,3—2,3) и очень вытянутые (2,3—3,0 и более) стилолиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О стилолитах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 8.
Казакова С. М. Фации и перспективы нефтегазоносности нижнекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, вып. 38. Киев, «Наукова думка», 1974.
Канский Н. Е., Бергер М. Г., Машир В. Н. Терригенные породы глубоких горизонтов карбона центральной части Днепровско-Донецкой впадины и перспективы их нефтегазоносности. М., «Недра», 1975.
Каплаз М. Е. Происхождение стилолитов.— ДАН СССР. Сер. геол., 1975, т. 221, № 4.
Карпова Г. В., Лукин А. Е., Шевякова Э. П. Катагенез каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1.
Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.
Кренделев Ф. П. Стилолиты в породах Енисейского кряжа.— Геол. и геофиз., 1968, № 10.
Кривошея В. А., Тесленко-Пономаренко В. М. Влияние постседиментационных процессов на коллекторские свойства нижнекаменноугольных отложений центральных районов Днепровско-Донецкой впадины. М., «Недра», 1977.
Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. М., «Недра», 1977.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.
Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Trurnit P. Die relative Druck-Löslichkeit detritischer Mineralien und Gesteine.— Geologie, 1969, No. 1.

Филиал Коммунарского горно-металлургического института, г. Стаханов

Дата поступления
21.III.1979

УДК 550.4+546.59(001.5)

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА НА ПРИРОДНЫХ СОРБЕНТАХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАДИОИЗОТОПА ^{195}Au

С. М. ЖМОДИК, А. Г. МИРОНОВ, Ф. П. КРЕНДЕЛЕВ

Вопрос о природе ассоциаций гипергенного золота с некоторыми минералами зон окисления рудных месторождений, особенно с минералами, относимыми к слоистым алюмосиликатам и к группе гидратов окислов железа, неоднократно рассматривался в литературе (Крейтер и др., 1958; Белоглазов, Усатая, 1937, и др.). Вместе с тем причины, определяющие такие ассоциации, остаются во многом не ясными. Есть основания полагать, что они в большей мере связаны с явлениями сорбции, значение которой при формировании гетерогенных систем широко известно (Рачинский, 1964). Для золота это показано в работах Г. Швейцера, В. Бишоп (Schweitzer, Bishop) (1953), И. Е. Старика (1969) и др.

Ранее нами на экспериментальном материале был изучен характер сорбции золота наиболее распространенными в зоне гипергенеза слоистыми алюмосиликатами — вермикулитом, монтмориллонитом, иллиитом, каолинитом и гидроокислами железа (Кренделев и др., 1978).

**Процент сорбции и максимальная «удельная» сорбция золота слоистыми
алюмосиликатами и гидроокислами из растворов различной кислотности**

Минерал	% сорбции			Удельная сорбция $n \cdot 10^{-11}$ г/г ²
	pH 1,6	pH 6,2	pH 10,2	
Вермикулит	88,8	59,1	75,1	12,0
Монтмориллонит	98,1	94,9	58,1	0,29
Иллит	94,5	81,6	49,6	1,30
Каолинит	97,2	95,8	69,3	0,83
Гетит	97,8	89,5	29,8	0,28
Fe(OH) ₃ искусств. (сорбция)	98,0	—	30,8	—

В данной работе излагаются результаты дальнейших исследований сорбции золота природными сорбентами. По сравнению с предыдущими опытами здесь расширен круг минералов-сорбентов (кроме названных минералов еще пирролизит и искусственная гидроокись железа), использовано большее количество растворов (лиганды OH^- , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{--}) и увеличен диапазон концентраций в них золота ($1 \cdot 10^{-8}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ г/л). Основное внимание было уделено изучению характера распределения золота на различных сорбентах. Кроме того, проведено исследование влияния кислотности растворов на сорбцию золота.

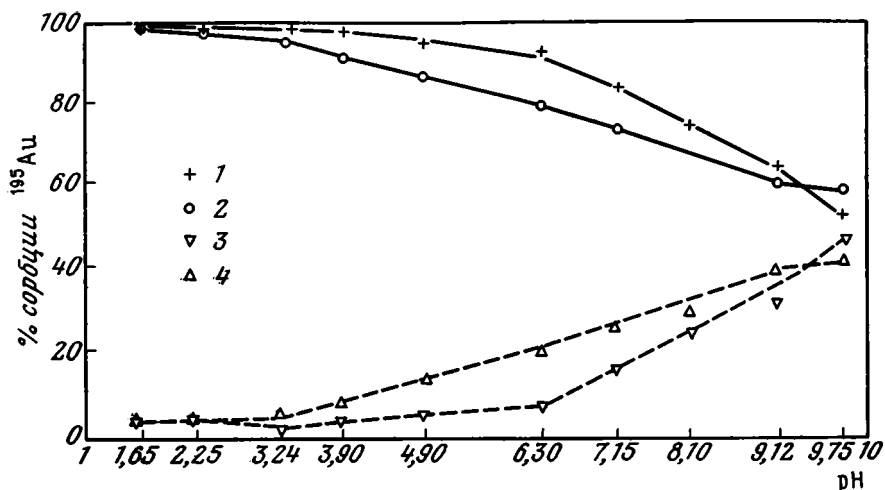
Методическая часть проведенных экспериментов и характеристики минералов-сорбентов подробно изложены в предыдущей работе (Кренделев и др., 1978). Здесь только отметим основные моменты. Для опытов использовался радионуклид ^{195}Au с периодом полураспада 185 суток, добавленный в качестве метки к стабильному золоту. Изучение характера распределения золота на сорбенте осуществлялось с помощью авторадиографии этого радионуклида на рентгеновской пленке РМ-1 и технической фотопленке OPWO FO 5. Сорбция проводилась в статических условиях (48—60 час., температура 20°С, при постоянном встряхивании). Соотношение между твердой и жидкой фазами 1:170. По истечении времени раствор фильтровался через мембранный фильтр или центрифугировался. Золото (^{195}Au) в сорбентах и растворах определялось с помощью сцинтилляционного детектора NaI(Tl).

Исследование влияния кислотности растворов на сорбцию золота осуществлялось в экспериментах с монтмориллонитом и гетитом. Для этого было взято 10 растворов, различающихся на единицу pH (лиганды Cl^- , OH^-) с содержанием ($\text{Au}_{\text{стаб}}$ — ^{195}Au) $1 \cdot 10^{-6}$ г/л. Проведены также опыты по сорбции и соосаждению золота с искусственной гидроокисью железа. В первом случае предварительно полученную Fe(OH)_3 помещали в кислый и щелочной растворы с золотом ($1 \cdot 10^{-8}$ г/л ^{195}Au). Во втором — к раствору хлорного железа с ^{195}Au ($1 \cdot 10^{-8}$ г/л) приливался избыток аммиака и велось соосаждение гидроокиси Fe и золота.

Изучение форм нахождения золота в растворе нами не проводилось. Согласно общим представлениям (Реми, 1974), наиболее вероятные формы золота в растворах с HCl и NH_4OH были обсуждены ранее (Кренделев и др., 1978). Что касается форм нахождения Au в средах с лигандами SO_4^{--} и HCO_3^- , то можно лишь предполагать наличие сульфатных $[\text{Au}(\text{SO}_4)_2]$ и гидрокарбонатных комплексов (Росляков и др., 1972), существование которых теоретически вполне возможно.

В результате экспериментов, как нами уже отмечалось (Кренделев и др., 1978), установлено, что названные минералы в различной степени сорбируют золото, причем поглощение его происходит уже при концентрациях $n \cdot 10^{-8}$ — 10^{-9} г/л. Максимальной удельной сорбционной емкостью обладает вермикулит с высоким значением емкости ионного обмена (Грим, 1956), а наименьшая общая сорбция присуща гетиту и монтмо-

риллониту (таблица), обладающим самой большой из рассматриваемых минералов удельной поверхностью (Кренделев и др., 1978). Ряд рассматриваемых минералов, расположенных по степени уменьшения сорбции золота на единицу поверхности, выглядит следующим образом: вермикулит — иллит — каолинит — монтмориллонит — гетит. Наиболее интенсивно сорбция протекает в кислой и нейтральной средах. Основным процессом поглощения золота из растворов минералами глин и гидроокислами, вероятно, является адсорбция с прочным характером связи (хемосорбция).



Фиг. 1. Количество золота, сорбированного тетитом (кривая 1) и монтмориллонитом (кривая 2); кривые 3 и 4 — количество золота, оставшегося после сорбции в растворах (3 — с гетитом; 4 — с монтмориллонитом), при различных pH среды (HCl; NH_4OH)

Распределение золота в остаточном растворе и в минералах: тетите и монтмориллоните — после сорбции в интервале pH от 1,65 до 9,75 показано на фиг. 1. Для гетита характерна более широкая область pH (1,65—6,30), в которой происходит интенсивное поглощение золота (94—97%), в сравнении с монтмориллонитом (pH 1,65—3,90). Резкое уменьшение сорбции золота гетитом происходит при смене знака заряда поверхности гидроокисла с положительного на отрицательный (Гребенщикова, Прокудина, 1965) (изоэлектрическая точка $\text{Fe}(\text{OH})_3$ соответствует pH 7).

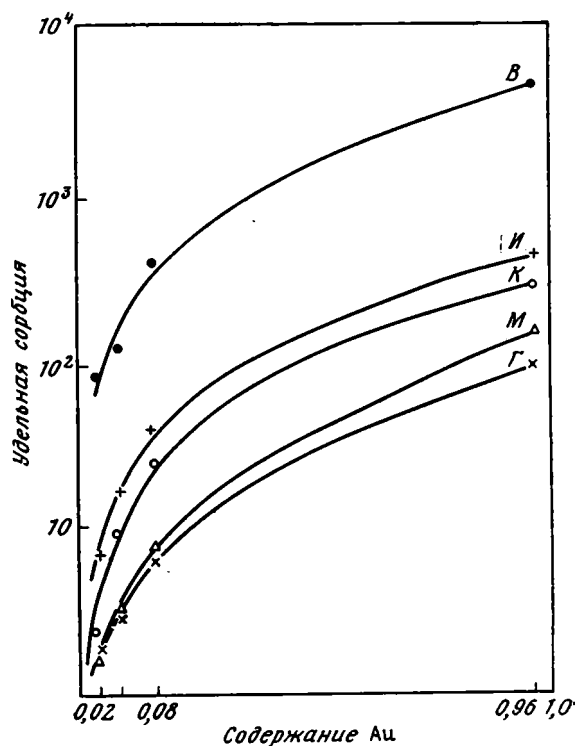
В щелочной среде процессы сорбции золота резко ограничены. Наблюдаемая зависимость сорбции золота от величины pH характерна для всех использованных в экспериментах минералов (исключая вермикулит?) независимо от лиганда, определяющего щелочно-кислотные характеристики (Cl^- , SO_4^{--} , OH^- , HCO_3^-). В строгом соответствии с этим максимальное количество золота после сорбции сохраняется в щелочных растворах, минимальное — в кислых (см. фиг. 1).

График зависимости сорбции золота единицей площади минерала от содержания золота в гидрокарбонатных растворах (фиг. 2) показывает увеличение количества сорбированного Au и при повышении его концентраций в растворе.

Сравнение количеств поглощенного золота искусственной гидроокисью железа из кислой и щелочной сред, а также после соосаждения Au с $\text{Fe}(\text{OH})_3$ показывает, что в растворах после опытов осталось соответственно 20,0, 69,2 и 51,1% ^{195}Au . Таким образом, концентрация золота, сорбированного из кислых растворов, превышает количество Au, соосадившегося с $\text{Fe}(\text{OH})_3$, и извлеченного из щелочной среды. Эти данные

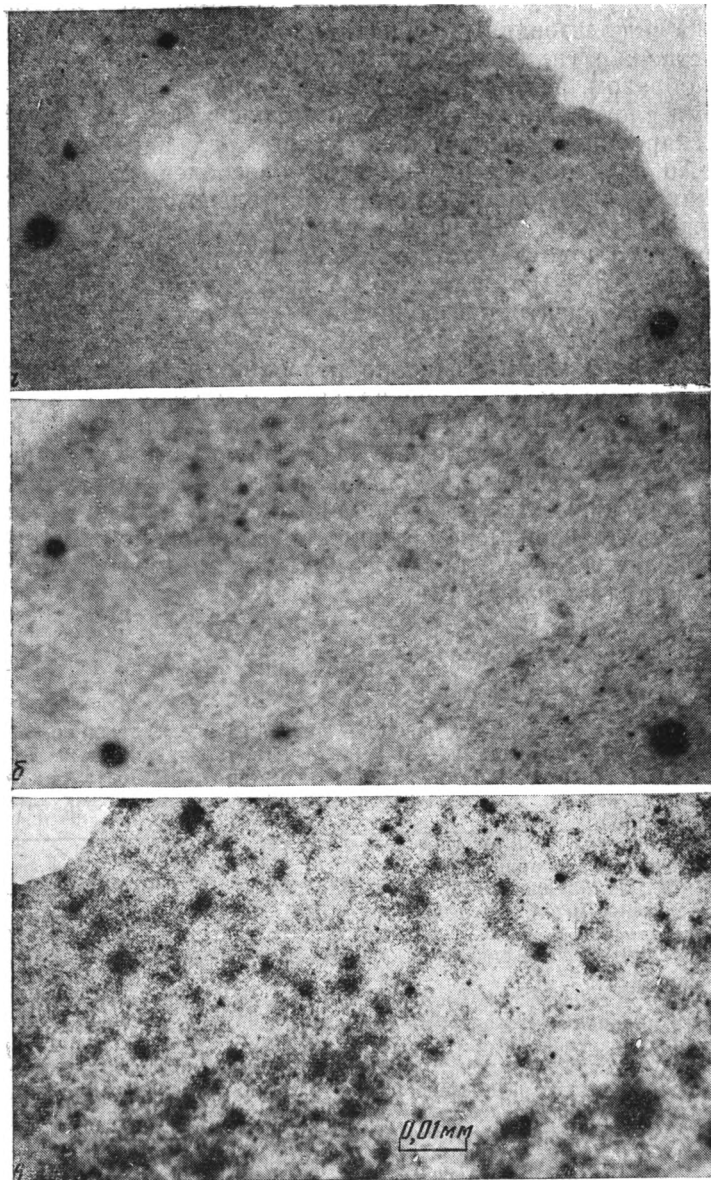
являются подтверждением результатов более ранних исследований, полученных в экспериментах с повышенными содержаниями золота (Коротаева и др., 1976).

Десорбции при промывании минералов-сорбентов водой и гидрокарбонатными растворами (рН 9,2) практически не наблюдается, что позволяет говорить о прочном типе связи с ними золота. С выводом о прочной адсорбции (хемосорбции) золота согласуются также данные по радиографии прокаленных ($t=250^\circ$ и 450°C) сорбентов. Известно, что при хемосорбции в отличие от физической адсорбции адсорбированные молекулы не могут перемещаться по поверхности адсорбента даже при повышенных температурах (Кельцев, 1976). В данном случае не наблюдается отличий пространственного распределения ^{195}Au и интенсивности почернения пленок до и после прокаливания минералов. Авторадиографи-



Фиг. 2. Зависимость сорбции золота ($n \cdot 10^{-5}$ г/м²) поверхностью вермикулита (В), иллита (И), каолинита (К), монтмориillonита (М), гетита (Г) от содержания Au в растворе $n \cdot 10^{-5}$ г/л

ческое изучение препаратов минералов-сорбентов показывает, что при сорбции золота из растворов наряду с равномерным распределением ^{195}Au наблюдаются относительно крупные его скопления (фиг. 3, а, б, в). Точно диагностировать такие обособления методами оптической микроскопии и лазерного микроанализа (LMA-1) не удается в связи с очень малыми их размерами ($\sim 0,5\text{—}1,5$ мкм). Судя по интенсивному почернению пленки над этими обособлениями, они имеют состав металлического золота. Каких-либо отличий в характере распределения Au на поверхности частиц различных минералов (кроме пиролюзита), сорбирующих золото из нейтральных и кислых растворов, не наблюдается. Количество микровыделений уменьшается при высоких значениях рН



Фиг. 3. Авторадиограммы распределения ^{195}Au
 а) на гетите при pH 2,25; б) на монтмориллоните при pH 9,75; в) на
 искусственной гидроокиси железа при pH 6,80

раствора с NH_4OH и увеличивается при наличии в растворе ионов HCO_3^- . Распределение их крайне неравномерное. На поверхности пиролюзита авторадиограммы фиксируют только равномерно рассеянное золото; скопления его отсутствуют.

Наиболее вероятным механизмом, приводящим к возникновению обособлений золота, является переход Au в коллоидальное состояние в самом растворе. Появление сорбента в нем, по-видимому, вызывает коагуляцию золота или по крайней мере части его, с последующей сорбцией минералами. Нельзя отрицать и возможность обособления Au в результате старения первично сорбированных форм (Нарсеев, 1979), а также вследствие осаждения Au на частицах самородного золота, нахо-

дящихся до сорбции в минералах. Спектрохимический анализ дает содержание в использованных образцах минералов $n \cdot 10^{-7} - 10^{-8}$ вес. % Au. Искусственная гидроокись не анализировалась.

Таким образом, результаты изучения сорбции золота из растворов природными слоистыми силикатами и гидроксилами, а также искусственной гидроокисью железа показывают, что наряду с равномерной сорбцией Au возникают его локальные обособления. Вполне вероятно, что эти микровыделения золота при длительном протекании процесса могут служить «зародышами» для образования более крупных выделений самородного золота даже при очень низких концентрациях металла в растворе ($n \cdot 10^{-9} - 10^{-8}$ г/л). Это объясняет многие факты приуроченности высоких концентраций золота к глинистым минералам и гидроокислам железа, вплоть до появления его в металлическом виде и возникновения так называемого новообразованного золота в корях выветривания, зонах окисления, аллювиальных отложениях и т. д. (Петровская, 1973; Яблокова, 1972; Петров, 1976; Росляков и др., 1977, и др.). Возможно, что этот процесс играет решающую роль в обогащении золотом зон окисления и формирования россыпных месторождений.

Частая встречаемость высоких концентраций золота в ассоциации с гетитом в значительной мере объясняется интенсивной сорбцией золота на гидроокислах железа в более широком диапазоне pH по сравнению со слоистыми алюмосиликатами.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоглазов К. Ф., Усатая Е. С. Поглощение золота из коллоидных растворов различными природными минералами.— Материалы ЦНИГРИ, общ. вып. 3, 1937.
- Гребенщикова В. И., Прокудина А. Ф. Изучение механизма захвата La, Eu, Sc гидроокисью железа.— В сб.: Соосаждение и адсорбция радиоактивных элементов. М.— Л., «Наука», 1965.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
- Кельцев В. Н. Основы адсорбционной техники. М., «Химия», 1976.
- Коротаева И. Я., Поликарпочкин В. В., Поддубная Л. П. Соосаждение золота гидроокисью железа.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4.
- Крейтер В. М., Аристов В. В., Волюнский В. С., Крестовников А. Н., Кувичинский В. В. Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений. М., ГОНТИ, 1958.
- Кренделев Ф. П., Жмодик С. М., Миронов А. Г. Экспериментальное исследование сорбции золота природными слоистыми силикатами и гидроокислами железа с использованием радиоизотопа ^{195}Au .— Геохимия, 1978, № 6.
- Нарсеев В. А. Об одном возможном механизме образования минеральных микровключений.— В сб.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., Изд. ИМГРЭ, 1969.
- Петров В. Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной части Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973.
- Рачинский И. В. Введение в общую теорию динамики сорбции и хроматографии. М., «Наука», 1964.
- Ремь Г. Неорганическая химия. т. II. М., «Мир», 1974.
- Росляков Н. А., Непешина Л. А., Цимбалист В. Г., Ушаков Г. Д., Пещевский Б. И. Формы нахождения и миграции золота в коре выветривания золотосульфидных месторождений.— В сб.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Росляков Н. А., Поликарпочкин В. В., Нестеренко Г. В., Удодов П. А., Шварцев С. Л., Мельникова Р. Д., Гапон А. Е., Шергин Б. В. Условия гипергенной миграции и концентрации золота.— Геол. и геофиз., 1977, № 6.
- Старик И. Е. Основы радиохимии. Л., «Наука», 1969.
- Яблокова С. В. О новой морфологической разновидности золота и ее происхождении.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 4.
- Schwietzer G. K., Bishop W. N. Low concentration chemistry. Some properties of tracer gold in solution.— J. Amer. Chem. Soc., 1953, v. 75, № 24.

МЕТОДИКА

УДК 549.12

ПРИМЕНЕНИЕ АНТИСТАТИКА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ДИЭЛЕКТРИКОВ В РАСТРОВОМ ЭЛЕКТРОННОМ МИКРОСКОПЕ

Р. А. КОНЫШЕВА, В. Г. ДЮКОВ, М. И. КОЛОМЕЙЦЕВ

Известно, что большинство геологических объектов — горные породы, кроме рудных минералов, являются диэлектриками. Поэтому при изучении естественных склонов горных пород и минералов с помощью растрового электронного микроскопа для снятия зарядов необходимо нанесение на их поверхность проводящего слоя. Известно также, что лучшими свойствами для этих целей обладает золото (высокая проводимость; высокая эмиссия вторичных электронов; минимальная зернистость при напылении в вакуумном испарителе, невидимая во всем диапазоне увеличений растрового электронного микроскопа; минимальное загрязнение микроскопа и образца). Рекомендуются также сплавы золота (60%) с палладием (40%) и др., но они являются очень тугоплавкими и требуют высокого вакуума для распыления.

При всех достоинствах драгоценных металлов у них недостаточная способность диффундировать, проникать в тонкие поры сложного строения и поэтому пористые, тонкопористые и рыхлые образцы трудно, а иногда и просто невозможно исследовать с помощью растрового электронного микроскопа, даже после напыления золотом. Обычно в этих случаях рекомендуется двойное напыление: вначале углеродом (у него высокая диффундирующая способность), а затем золотом.

Нами проведено методическое исследование с целью выяснения возможности использования антистатику для защиты горных пород и других диэлектриков от зарядов при работе с ними в растровом электронном микроскопе. Подобные исследования для диэлектриков ранее проводились за рубежом (Pfefferkorn, 1973). Настоящая работа предприятия для реализации этой идеи на конкретных образцах. Для отработки методики были выбраны самые различные объекты: минералы с хорошей спайностью и гладкой поверхностью (кварцевое покровное стекло, исландский шпат, полевой шпат, мусковит), тонкопористые, рыхлые и сыпучие образцы (диатомит, опока, трепел, писчий мел, боксит, глины различного состава, полимиктовый нефтеносный песчаник, кварцевый песок), а также бетон, керамика и некоторые органические объекты (современная пыльца и др.).

Для отработки методики использовались обычные бытовые препараты антистатику. В качестве растворителя применялся спирт-ректификат. Соотношение антистатику и растворителя может варьировать в широких пределах в зависимости от объекта исследований и целей.

При исследовании необходимо было выяснить: 1) защитное действие раствора антистатика для снятия электрических зарядов с образцов-диэлектриков при различных режимах работы микроскопа; 2) взаимодействие раствора антистатика с объектом исследования; 3) влияние коллоидной пленки раствора антистатика на качество изображения объекта при разном диапазоне увеличений.

Из указанных объектов готовилось по четыре образца (естественные сколы для пород и минералов): I — без всякой обработки; II — напыленный золотом; III — пропитанный спиртовым раствором антистатика; IV — пропитанный раствором антистатика с последующим напылением золотом. Все образцы были последовательно исследованы в растровом электронном микроскопе, проведен анализ полученных изображений и оценка методов подготовки образцов-диэлектриков для исследований в растровом электронном микроскопе.

На основании проведенных методических исследований можно сделать следующие выводы.

1. Спиртовой раствор антистатика можно использовать для пропитки пористых и рыхлых объектов-диэлектриков с целью снятия электрических зарядов при исследовании их в растровом электронном микроскопе. Причем такая пропитка позволяет работать с образцами длительное время, что является немаловажным обстоятельством. Коллоидный раствор антистатика на спирте проникает практически во все поры образца, спирт быстро испаряется, а тонкая коллоидная пленка антистатика (видимо, порядка десятка ангстрем), осевшая на стенках каналов, пустот, обеспечивает хорошую электрическую проводимость образца.

2. Видимого взаимодействия спиртового раствора антистатика с исследованными объектами (растворения, вскипания и т. п.) не наблюдалось.

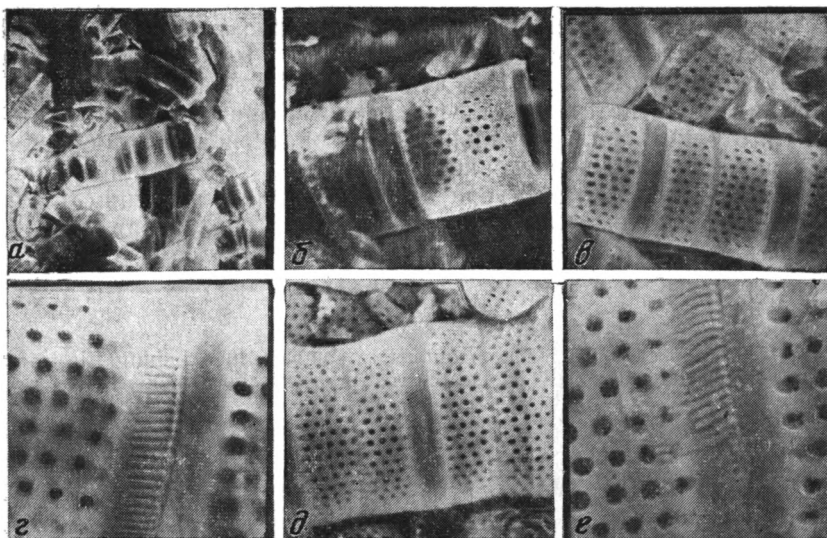
3. Влияние коллоидной пленки спиртового раствора антистатика на качество изображения следует рассматривать дифференцированно. При относительно малых увеличениях ($1000\times$, иногда 2000 и даже $3000\times$) — изображения хорошего качества, иногда даже лучше, чем с одним золотом, так как при напылении одним золотом остаются участки непроводящие, где скапливаются заряды и портят общую картину.

4. Гладкие поверхности — стекло, грани кристаллов, спайные поверхности — лучше исследовать при напылении одним золотом. Раствор антистатика хотя и позволяет работать с ними длительное время, но эмиссия вторичных электронов хуже, разрешение — хуже, и, кроме того, при больших увеличениях ($3000\times$ и больше) бывает видна коллоидная пленка антистатика, а на отдельных участках и его скопления в виде глобул, дендритов или пятен неправильной формы.

При нанесении на антистатик слоя золота проявление коллоидного слоя антистатика усиливается — золото декорирует антистатик. Однако этот эффект, видимо, можно успешно использовать при некоторых специальных исследованиях морфологических особенностей гладких, на первый взгляд, поверхностей, так как при этом лучше проявляются различные неоднородности в строении вещества.

При использовании раствора антистатика следует также осторожно подходить к интерпретации фотоснимков в отношении процессов растворения, установления характера флюида и т. п. в образцах, так как коллоидная пленка антистатика может сглаживать в какой-то степени детали контуров объекта и при больших увеличениях ($3000\times$ и более) ее можно принять за результат указанных процессов.

5. При исследовании пористых и рыхлых объектов, с которыми очень трудно работать в растровом электронном микроскопе, имеет смысл делать пропитку спиртовым раствором антистатика с последующим напылением золотом. Это позволяет спокойно исследовать всю поверхность



Диатомит

Образец снят без всякой подготовки; увеличение: а — 1000, б — 3000

Образец пропитан раствором антистатика; увеличение: в — 3000, г — 10 000

Образец пропитан раствором антистатика с последующим напылением золотом; увеличение: д — 3000, е — 10 000

образца, так как образцы после такой подготовки практически не заряжаются и имеют достаточно высокую эмиссию вторичных электронов.

Для сравнения влияния различной подготовки образца на качество изображения приведены фотоснимки однотипного участка диатомита (фигура). Снимки сделаны при ускоряющем напряжении 25 кВ; увеличения соответствуют размерам кадра при съемке на приборе (10×10 см); в статье изображения уменьшены в 4 раза. На фигуре, а, б — образец снимался без всякой подготовки. Даже такое изображение можно получить лишь в первые мгновенья, через некоторое время получить изображение вообще бывает невозможно. На фигуре, в, г — образец пропитан раствором антистатика. Работать с образцом можно длительное время. Даже при больших увеличениях можно получить изображение, хотя не всегда с хорошим разрешением. На фигуре, д, е — образец пропитан антистатиком, затем напылен золотом. Изображение лучше, увеличивает разрешение — видны более четко тонкие детали строения водоросли и даже фрагмент прозрачного детрита, через который просвечивают ажурные поры.

Методические рекомендации при работе с антистатиком в отношении концентрации раствора и режима работы микроскопа сводятся к следующим положениям:

1. Практически с образцами, обработанными раствором антистатика, в растровом электронном микроскопе можно работать во всем диапазоне ускоряющего напряжения и увеличений, позволяющих получить максимальное разрешение. Оптимальный же режим работы микроскопа и концентрации раствора антистатика устанавливаются эмпирически в зависимости от объекта и целей исследования.

2. При больших ускоряющих напряжениях коллоидная пленка антистатика меньше влияет на изображение объекта, т. е. изображение лучше, чем при работе на малых ускоряющих напряжениях.

3. При работе на больших ускоряющих напряжениях концентрация раствора антистатика необходима несколько большая, чем при малых ускоряющих напряжениях.

4. При работе с образцами, требующими последующего напыления золотом, концентрация раствора антистатика может быть ниже, чем уменьшается отрицательная роль декорирования золотом.

5. Излишки антистатика на исследуемом образце можно растворить спиртом и оттянуть фильтровальной бумагой, не повредив образца.

На основании вышеизложенного можно сделать общий вывод: использование спиртового раствора антистатика при изучении диэлектриков в растровом электронном микроскопе для снятия зарядов вполне возможно и является очень быстрым и дешевым методом.

ЛИТЕРАТУРА

G. E. Pfefferkorn. Techniques for non-conductive samples, in *Scanning Electron Microscopy/1973*, O. Iohari (ed.), IIT Research Institute, Chicago, Illinois, 1973.

ИГиРГИ, ВНИИМС,
Москва

Дата поступления
13.VIII.1979

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 552.57

К ВЫХОДУ В СВЕТ ПЕРЕВОДА КНИГИ «ПЕТРОЛОГИЯ УГЛЕЙ»*

Н. Б. ВАССОВИЧ, М. М. ЛИФШИЦ

Быстрому развитию за последние 20—30 лет углепетрографии, одной из научных дисциплин, призванных обслуживать угольную промышленность, способствовали как общий прогресс науки и техники, так и запросы нефте- и газодобывающей промышленности. Углепетрография обогатилась новыми разнообразными тонкими методами изучения состава и структуры углей. Существенно усовершенствовалась техника исследования. Успешное решение получили многие генетические вопросы, и это превратило описательную углепетрографию в фундаментальную *углепетрологию* — науку о законах образования и изменения ископаемых углей. Углепетрология нашла широкое применение при геологическом изучении не только угольных месторождений (а также при промышленном использовании углей), но и при поисках и разведке залежей нефти и газа. Несмотря на это за последние 20 лет не было опубликовано ни монографий, посвященных современному состоянию петрологии углей, ни обстоятельных учебных руководств. И только в 1975 г. вышла в свет столь необходимая книга, а именно второе, полностью переработанное и переведенное с немецкого на английский язык известное руководство Э. Штаха по углепетрографии под названием «Stach's Textbook of Coal Petrology» (Gebrüder Borntraeger, Berlin — Stuttgart, 1975). Авторы этого издания — крупные геологи-угольщики, углепетрографы — обеспечили высокое качество книги. Она содержит изложение основ углепетрографии, описание петрографических компонентов, их свойств. Много внимания уделено методам исследования. Ценным является обстоятельное рассмотрение области использования углепетрографии (прикладная углепетрография). Вопросы происхождения компонентов углей и самих углей нашли в книге должное освещение. Авторы следует упрекнуть в том, что они мало использовали результаты работ советских ученых и не упомянули о некоторых новых интересных работах иностранных исследователей.

К сожалению, при переводе книги допущено много недочетов.

В оглавлении оригинала книги при названии каждой главы или даже небольшого раздела в главе указаны имена авторов и переводчиков на английский язык. В рассматриваемой книге это особенно важно потому, что, как предупреждают авторы в предисловии, *в главах разных авторов*

* Э. Штах, М.-Т. Маковски, М. Тейхмюллер, Г. Тейлор, Д. Чандра, Р. Тейхмюллер. Петрология углей. Пер. с англ. под ред. И. В. Еремина и Н. П. Гречишников. М., «Мир», 1978.

встречаются расхождения во мнениях. В русском же переводе в оглавлении приведены только имена переводчиков. Такие ошибки в серьезном научном издании непростительны. Неуважительное отношение к авторам сказывается и в искажении имени: в предисловии к русскому изданию д-р Марлиз Тейхмюллер фигурирует как д-р Мария Тейхмюллер.

Много ошибок встречается в передаче терминов. Широко применяется название «сырая нефть» (это вообще распространенная ошибка — неправильный перевод термина *crude oil*, означающего в буквальном переводе «природное масло», а в смысловом — просто «нефть»). Определение «сырая», указывающее, что нефть не подвергалась очистке или переработке, совершенно неуместно в тексте, где говорится о происхождении нефти. Употребляется термин «битуминозный уголь». В русском языке такого термина нет. Английскому *bituminous coal* соответствует *каменный уголь*. Это типичный пример так называемых «ложных друзей, или предателей переводчика» (*lex faux-ami* ou *lex trahison du vocabulaire*), т. е. слова, одинаковые по звучанию и/или написанию в разных языках, но имеющие различный смысл¹. К числу таких слов относится «диагенез». Авторы переведенной книги под этим термином понимают не только постседиментационные изменения *осадка*, как у нас в СССР, но и последующие изменения *породы* (т. е. *катагенез* в нашем понимании), вплоть до наступления собственно метаморфизма. В книге в основном идет речь именно о *катагенезе*, а не о *диагенезе*. Переводчики это, однако, не учли.

В отношении специальных терминов наблюдается явная тенденция переносить их в русский текст без перевода. Так, мы встречаем:

аккумуляция (осадка)	вместо	<i>накопление,</i>
флювиальные (отложения)	вместо	<i>речные,</i>
трансформация (лигнина)	вместо	<i>превращение,</i>
абсорбция (света)	вместо	<i>поглощение,</i>
супендированный	вместо	<i>взвешенный</i>
индикатор (метаморфизма)	вместо	<i>показатель,</i>
деградация (растительного материала)	вместо	<i>измельчение,</i>
флюидальность (при карбонизации)	вместо	<i>текучесть массы при коксовании.</i>

Иногда без перевода употребляются не только термины, но и слова общего значения, причем текст становится непонятным. Например, на с. 73 о сильнофлюоресцирующих органических веществах сказано: «Отчасти они эмануруют в первичных липтинитовых мацералах и, очевидно, являются экссудатами из этих мацералов», что означает: «Отчасти они происходят из первичных лейптинитовых мацералов и являются, очевидно, их выделениями (экссудатами)». Оставлено без перевода принятое в английском языке, но непонятное русскому читателю, латинское словосочетание «*inter alia*», означающее «*между прочим*»; значение его можно найти в Большом англо-русском словаре (1972). Иногда интернациональные термины даются в неправильной форме: липтинит вместо *лейптинит*, изоволы вместо *изоволи*.

Неправильная транскрипция иностранных собственных имен, отчего они становятся неузнаваемыми: месторождение Лоррейн вместо *Лотарингия*, пласт Зольверейн вместо *Цолльферей*, Зирке вместо *Цирке*, Матешу вместо *Матееску*, Зос, вместо *Шоош*, Шерман вместо *Шюрманн*, ван Хик вместо *ван Хеек*, Крейци-Граф вместо *Крейчи-Граф*. Приведено уравнение Фреснелла — Бира, и мы с трудом узнаем старых знакомых по учебнику физики *Френеля и Бера*.

Нет единообразия в передаче некоторых названий: на с. 15 без перевода — Рениш Шифергебирге, на с. 429 переведено — Рейнские сланцевые горы.

¹ Н. Б. Вассоевич, Е. Г. Гладкова. О ложных друзьях переводчика (на примере марочных названий ископаемых углей). — Сов. геология, 1978, № 7, с. 154—157.

Есть грамматические ошибки перевода, которые могут ввести читателя в заблуждение. В переводе читаем: «Торфа с семенами папоротника» (с. 16) — в оригинале: seed fern — семенной папоротник, а не семена папоротника. На с. 49 и 66 удивляют читателя «кинетические реакции» — в оригинале: reaction kinetic — кинетика реакции. На с. 357 находим: «Для контроля отклика линейности требуется применять серые фильтры» — в оригинале: the linearity of the response, так что это не «отклик линейности», а «линейность отклика». Слова «контроль» и «отклик», по-видимому, должны быть заменены другими.

Есть случаи полного искажения смысла. Приведем примеры.

Переведено

Должно быть

С. 11

Измерение отражательной способности можно с успехом применять для:

2) характеристики степени нагревания и специфических особенностей удельных весов газов при этих процессах;

4) классификация углей по степени сгорания;

6) подразделения углей некоторых регионов в соответствии с существующей в настоящее время классификацией углей.

С. 65

Таким образом, для достижения определенной степени метаморфизма требуется резкое повышение температуры нагревания (контактный метаморфизм), а не медленное нагревание, как при постепенном погружении.

С. 81

По поводу «скачка углефикации» в углях с низкой степенью метаморфизма (который происходит, если у витринита выход летучих веществ равен 29%) можно сказать, что содержание водорода пропорционально увеличивается в экзините, а содержание углерода — в инертните.

С. 350

Вообще невозможно для различных угольных отложений земного шара получить обоснованный критерий в качестве определенного признака двойной отражательной способности.

Неправильно употребляют индексы, указывающие, к какой массе относятся аналитические показатели. Пересчет на сухую беззольную массу отмечается индексом dar (dry, ash-free) при букве, обозначающей показатель: выход летучих веществ — V^{dar} , %, углерод — C^{dar} , %, водород — H^{dar} , %. Авторы перевода считают, что только буква V может быть носителем индекса, и при любом показателе ставят в скобках V^{dar} . Например, на с. 264: $C\% (V^{\text{dar}})$, $H\% (V^{\text{dar}})$. Не сразу можно понять смысл такой записи.

На фиг. 95 (с. 353) представлена гистограмма распределения значений отражательной способности витринита R^0 , полученных при многократных замерах на одном образце. На оси ординат отложена часть (%) значений R^0 в интервале 0,05%. А в переводе на этой оси написано: «Выход летучих (%) в диапазоне отражательной способности 0,05%». Невозможно представить, откуда взялся выход летучих.

На том же графике записаны два бессмысленных равенства:

$$n_0 = 546 \text{ нм},$$

$$24^\circ \text{C} = 1,5176.$$

2) определения теплоты сгорания и удельного веса газов, образующихся при этих процессах;

4) разделения углей на категории для определенных способов сжигания;

6) для дополнительного разделения углей в некоторых частях существующей системы классификации углей.

Таким образом, для достижения определенной степени метаморфизма при более высоких скоростях нагревания (контактный метаморфизм) требуется более высокая температура, чем при более медленном нагревании (постепенное погружение).

На стадиях метаморфизма ниже «скачка углефикации» (который происходит при выходе летучих веществ витринита 29%) содержание водорода в угле возрастает с увеличением содержания экзинита, а содержание углерода — с увеличением содержания инертнита.

Невозможно для различных угольных месторождений мира дать общий для всех критерий первого проявления заметного двуотражения.

А должно быть: $n_0^{546\text{nm}}_{24^\circ\text{C}} = 1,5176$, что означает: показатель преломления иммерсионного масла n_0 при монохроматическом свете с длиной волны 546 нм и при 24°С равен 1,5176. График был перечерчен, но не проверен.

На фиг. 96 (с. 355), показывающей ход светового потока в приборе при определении отражательной способности, тоже неправильные надписи: «возбужденно-отраженный свет» вместо «падающий свет» и «часть отраженного света» вместо «отраженная часть света». Интересно, в каком словаре переводчик нашел для «incident light» значение «возбужденно-отраженный свет»?

В переводе заметна небрежность в языке. Например: «угольные месторождения, залегающие в краевых прогибах...» (с. 29) или «фосфор встречается в углях в виде растительной золы...» (с. 177).

Читатель должен критически относиться к тексту книги. Во избежание недоразумений лучше воздержаться от ее цитирования и от критики авторов, не сверившись прежде с оригиналом. Доверяя высокому авторитету авторов, неопытный читатель может поверить, что в угольных почках из пластов А и В Вестфальского яруса «в изобилие встречаются семена папоротника» (с. 42) или что «при травлении кислородом в первую очередь окисляется микринит» (с. 302).

Указанные ошибки обнаружены при выборочном чтении отдельных разделов и беглом просмотре других и не все приведены в рецензии. Чтобы вернуть ценность интересной и нужной книге, издательству «Мир» следует еще раз тщательно проверить перевод и составить список существенных исправлений; отпечатать заново оглавление с указанием авторов разделов и список исправлений и высылать эти листы библиотекам и владельцам книг по их заявкам.

Преподаватели должны предупредить студентов и аспирантов о грозящих им опасностях при пользовании «Петрологией углей», выпущенной в свет издательством «Мир».

Московский институт
нефтехимической и газовой промышленности,
Москва

Дата поступления
12.VI.1979

ХРОНИКА

УДК 553.63 : 551.71/72

ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР ПО КАРБОНАТНОМУ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЮ И ПРОБЛЕМЕ ЭВАПОРИТОВ В ДОКЕМБРИИ

В. В. ЗАКРУТКИН, В. Е. ЗАКРУТКИН

Семинар проходил с 6 по 9 июня 1978 г. в Ростове-на-Дону. Он был организован Межведомственным литологическим комитетом СССР, Северо-Кавказским научным центром высшей школы, Лабораторией осадочных полезных ископаемых АН СССР и Ростовским государственным университетом. Организация семинара проводилась в соответствии с рекомендациями X Всесоюзного литологического совещания¹ вслед за семинаром по докембрийским корам выветривания² (март 1975 г., г. Москва) и семинаром по терригенным породам раннего докембрия (июнь 1977 г., г. Апатиты)³ в рамках проекта «Металлогении докембрия» Международной программы геологической корреляции МПГК. В работе семинара приняли участие 98 представителей от 30 организаций. На пленарном и четырех секционных заседаниях заслушано 32 доклада. К началу семинара были опубликованы тезисы докладов⁴.

Пленарное заседание открыл председатель Северо-Кавказского научного центра высшей школы, ректор Ростовского государственного университета член-корр. АН СССР Ю. А. Жданов. Он познакомил собравшихся с научной деятельностью центра и перспективами его развития. С приветствием от Межведомственного литологического комитета и Президиума АН СССР выступил заместитель председателя оргкомитета В. В. Закруткин.

Об основных итогах и перспективах исследований карбонатных и хемогенных отложений докембрия доложили А. В. Сидоренко и О. М. Розен. Авторы подчеркнули, что присутствие карбонатных отложений установлено на всем доступном геологическому изучению отрезке времени вплоть до 3,2—3,7 млрд. лет назад. Основными вопросами дальнейших исследований карбонатонакопления в докембрии становятся реальные модели физико-химических условий карбонатной седиментации с учетом эволюции Земли и биоса, в особенности выделяющих микроорганизмов в накоплении карбонатных отложений. Авторы отметили слабую разработанность проблемы галогенеза и сульфатонакопления в докембрии.

В докладе В. А. Тенякова «Докембрий Земли и новые проблемы сравнительной планетологии» показана плодотворность нового космогонического аспекта познания «земных» (экзогенного, биогенного и метаморфического) процессов. В целях выявления и познания осадочной и осадочно-метаморфической оболочек, слагающих их комплексов на планетах «земного типа» и следов проявления в них былой жизни следует развивать и совершенствовать дистанционные методы их дешифрирования и картирования, а также методы сравнительного анализа экзогенных, биогенных и метаморфических процессов.

Н. А. Созинов и Св. А. Сидоренко охарактеризовали карбонатно-углеродистые формации докембрия и фанерозоя. В истории Земли эти формации возникали неоднократно. В. В. Закруткин подверг сомнению бытующий в некоторых работах вывод о том, что характерной чертой осадконакопления в раннем докембрии является отсутствие карбонатов или по крайней мере угнетенный режим карбонатообразования. Правильнее говорить не об угнетенном режиме этого процесса, а о рассеянном характере карбонатов. Это проявляется в пониженном распространении чисто карбонатных пород

¹ Литология и полезные ископаемые, 1974, № 3.

² Геология рудных месторождений, 1975, № 6.

³ Литология и полезные ископаемые, 1978, № 5.

⁴ Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Изд. Ростовского университета, Ростов-на-Дону, 1978.

и в очень широкой распространенности смешанных терригенно-карбонатных образований, превращенных в результате метаморфизма в разнообразные мезо- и меланократовые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, основные чарнокиты и другие метаморфиты.

Ю. П. Казанский сообщил о возможности реконструкции особенностей докембрийского карбонатонакопления по экспериментальным данным. Воды древних морей отличались несколько более высоким содержанием ионов бикарбоната и карбоната магния и кальция, а среди растворенных газов — NH_3 и CO_2 . В раннем докембрии благодаря высоким значениям pH наиболее распространенным типом морских карбонатных пород были известняки, а доломиты формировались в прибрежных зонах.

Дальнейшая работа семинара проходила по четырем главным направлениям: 1 — литология, геохимия и условия формирования карбонатных отложений докембрия (8 докладов); 2 — проблема эвапоритов в докембрии (5 докладов); 3 — органическое вещество в карбонатных породах докембрия (5 докладов); 4 — металлогения докембрийских карбонатных отложений (9 докладов).

Первое направление. Проблему распространения и петрохимии карбонатных образований Дальнего Востока рассмотрел Е. А. Кулиш. Распространение карбонатных пород в докембрийских комплексах более высокое в протерозое, чем в архее, хотя в возрастном ряду наблюдаются широкие вариации. Е. П. Миронюк и А. Н. Вишневецкий доложили о карбонатных формациях архея Северо-Восточной Азии; П. М. Билонижка, Н. К. Геренчук, С. Н. Зубова, В. П. Кирилук и С. С. Мартынов — об аналогичных формациях западной части Украинского щита; А. А. Предовский, В. А. Мележик, В. В. Любцов, И. А. Петерсилье, Т. А. Федкова, а также Св. А. Сидоренко и А. Г. Зайцев — о карбонатных породах восточной части Балтийского щита. А. С. Корякин охарактеризовал континентальное карбонатообразование в протерозойских метаморфизованных профилях выветривания.

Проблема эвапоритов. О. М. Розен рассмотрел вопросы седиментации, метаморфизма и восстановления исходного облика сульфатсодержащих осадков раннего докембрия. Критерии осадочного генезиса магнетитов среди докембрийских доломитовых толщ рассмотрены в сообщениях П. П. Смолина, В. И. Киселева, А. И. Шевелева и Л. В. Анфилова, Б. Д. Бусыгина, А. М. Сульман.

Органическое вещество в карбонатных породах докембрия. В. Е. Закруткин сообщил, что формирование древнейших карбонатных пород в раннем докембрии стало возможным лишь после появления и развития организмов с хорошо функционирующим фотосинтетическим аппаратом. Древнейшие известняки и доломиты — исключительно мелководные. Критическая глубина их формирования соответствовала нижней границе активного фотосинтеза. Большое значение простейших организмов докембрия при образовании карбонатных толщ Криворожья отмечали также Г. И. Каляев и А. М. Снежко. О распределении органического вещества йода и метана в карбонатных породах протерозоя северо-восточной части Балтийского щита доложили А. М. Ахмедов и Л. Я. Крылова.

Проблемы металлогении докембрийских карбонатных отложений рассматривались в докладах Н. И. Юдина, Е. К. Герасимова, Р. Г. Матухина, Г. Н. Перозо, М. В. Суховерховой, Ю. А. Ходака, Е. М. Грибова, Е. М. Гурвич, И. Г. Ганеева, Р. П. Котиной, Е. К. Малиновской, Д. Н. Алексеева, Г. А. Афонина, В. Г. Васильева, Л. Я. Ходяш, И. П. Дружинина.

На семинаре принято решение о дальнейших исследованиях. 1. Выявление и изучение различных типов карбонатных и эвапоритовых пород, их эталонных разрезов, формационной принадлежности и условий образования. 2. Количественная оценка распространенности карбонатных, эвапоритовых и ассоциирующих с ними пород, а также их метаморфических производных (по соотношению мощностей, площадей распространения и объемов). 3. Изучение эволюции карбонато- и эвапоритонакопления в различных структурных элементах земной коры. Выяснение специфики ранне- и позднедокембрийского карбонато- и эвапоритообразования в сравнении с фанерозойским. 4. Усовершенствование методов расшифровки первичной природы глубокометаморфизованных пород, включая карбонат- и эвапоритсодержащие разности. 5. Разработка и привлечение новых методов исследования с целью определения параметров атмосферы и гидросферы геологического прошлого. 6. Усиление исследований генетической связи накопления карбонатных и эвапоритовых отложений и их метаморфизма с формированием месторождений полезных ископаемых.

Также принято решение о необходимости регулярного (не реже 1 раза в 4 года) обсуждения данной проблемы. Намечено проведение очередного семинара в Ростове-на-Дону в 1982 г. По окончании семинара состоялась экскурсия на Приазовский кристаллический массив.



ГЕОРГИЙ ИВАНОВИЧ БУШИНСКИЙ

3 января 1980 г. советская наука понесла утрату: на 77-м году жизни скоропостижно скончался главный редактор нашего журнала, доктор геолого-минералогических наук Г. И. Бушинский.

Георгий Иванович родился 21 января 1903 г. в с. Беззубики Смоленской области в многодетной крестьянской семье. Начиная с 1911 г. Г. И. Бушинский учился сначала в сельских школах, а позднее — в 9-й школе второй ступени в Смоленске, которую и закончил в 1921 г. С 1921 по 1923 г. он служил в РККА, а позднее поступил сначала в Смоленский, а затем в Московский государственный университет, который окончил в 1930 г. по специальности «геология».

Годы учебы в МГУ оставили неизгладимый след в мировоззрении молодого ученого. В то время Московский университет представлял собой средоточие лучших геологических сил страны; в нем преподавали такие выдающиеся геологи, как академики А. П. Павлов и А. Д. Архангельский, профессора О. К. Ланге, А. Н. Мазарович, Е. В. Милановский, М. С. Швецов, Г. Ф. Мирчинк, Д. И. Иловайский, В. А. Варсанофьева, М. В. Павлова и мн. др. Однако душой и признанным лидером университетских ученых, бесспорно, оставался академик А. Д. Архангельский, под руководством которого в то время разворачивались крупные исследования месторождений фосфоритов, бокситов и железных руд, условий формирования современных осадков Черного и Каспийского морей, особенностей залегания нефти и нефтепроизводящих свит на Кавказе и в Приуралье.

Идеи Андрея Дмитриевича Архангельского, его личный пример и высокий творческий потенциал увлекли на стезю сравнительной литологии многих студентов университета; среди них был и Георгий Иванович Бушинский, судьба которого в первое время оказалась вплотную связанной с фосфатной геологией.

С 1927 по 1938 г. Г. И. Бушинский работает в Научном институте по удобрениям (НИУ), который в это время представлял собой очень сильную геологическую организацию; в ее составе тогда трудились будущие академики А. В. Пейве, А. Л. Яншин, известные ученые А. В. Казаков, Б. М. Гиммельфарб, А. С. Соколов, Н. П. Херасков, Н. С. Зайцев и мн. др. Здесь, в центре фосфатной мысли, Георгий Иванович прошел хорошую школу полевых работ и быстро выдвинулся как специалист, работая в должностях от коллектора вплоть до заведующего петрографической лабораторией. В этот период его внимание привлекают самые разнообразные месторождения фосфоритов Русской платформы и Кузбасса; через его руки проходят тысячи образцов как самих фосфоритов, так и вмещающих их пород, под его руководством составляются первые геологические и прогнозные карты фосфоритоносности различных районов Союза. За эти работы Ученым советом Ленинградского горного института в 1938 г. Г. И. Бушинскому была без защиты присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук.

Следует, однако, отметить, что по-настоящему большой талант Г. И. Бушинского развернулся только после Великой Отечественной войны, когда он стал сотруд-

ником Геологического института АН СССР. Здесь он начал новую большую работу, посвященную верхнемеловым отложениям юга Русской платформы. Под руководством академика Д. В. Наливкина Г. И. Бушинскому удалось собрать огромный фактический материал по вещественному составу мела, фосфоритов и кремнистых пород, нарисовать очень широкую палеогеографическую картину развития палеобассейна в верхнемеловое время. Чрезвычайный интерес в этом исследовании представляет раскрытие тонкой текстуры мела, его слоистости, обилия конролитов и следов деятельности илоядов; это стало возможным только благодаря применению нового метода пропитывания исследуемых штучных пород машинным маслом.

Оценивая монографию Георгия Ивановича, академик Н. М. Страхов позднее писал: «Без преувеличения можно сказать, что после классической монографии А. Д. Архангельского (1912) работа Г. И. Бушинского является самым ярким и талантливым исследованием в этой области не только у нас, но и за рубежом».

В 1948 г. Г. И. Бушинский успешно защитил докторскую диссертацию на тему «Литоология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины».

В дальнейшем все научные интересы Георгия Ивановича сосредотачиваются либо вокруг литологии и генезиса фосфоритов, либо вокруг литологии и генезиса бокситов.

Фосфориты являются областью, в которой Г. И. Бушинским выполнено наибольшее количество работ. Он, бесспорно, был крупнейшим знатоком петрографии и минералогии мезозойских фосфоритов Русской платформы и Сибири. Однако в конце 50-х годов внимание Г. И. Бушинского привлекают особенности строения синийских фосфоритовых месторождений Китая; лично изучив многочисленные фосфоритоносные районы КНР и Вьетнама, он публикует монографию «Древние фосфориты Азии и их генезис», в которой подводится итог многолетним наблюдениям над древнейшими пластовыми залежами огромной территории, от Западного Прибайкалья и Монголии вплоть до Бирмы и Лаоса. Примерно в то же время Г. И. Бушинский обобщает литературный материал, характеризующий пермские пластовые фосфориты западных штатов США; изданная им книга «Формация. Фосфория» является великолепным справочником, где на русском языке характеризуются эти сложные и интересные в научном плане объекты.

При истолковании генезиса фосфоритов Г. И. Бушинский высказал идею, несколько отличную от господствовавшей в то время концепции А. В. Казакова; согласно взглядам Георгия Ивановича, фосфор выпадает из морской воды не химическим путем, а вначале усваивается планктоном; затем разложение трупов организмов в осадке приводит к образованию либо конкреций, либо пластовых накоплений. Таким образом, Г. И. Бушинский, опираясь на большой фактический материал, обосновал биохомогенную гипотезу фосфоритообразования; в последнее время его взгляды стали завоевывать все большее признание.

Бокситы являются вторым объектом, над которым долгое время трудился Георгий Иванович Бушинский. В этой области им вначале была опубликована интересная сводка о растворимости Al_2O_3 в разных условиях, затем в ряде публикаций охарактеризованы общие закономерности залегания бокситов на северном Урале и в других перспективных районах СССР, выделены различные генетические типы этих образований, изучена геохимия элементов-примесей в бокситах и предложены новые прогнозные карты бокситоносности СССР.

Фундаментальные исследования бокситов, проведенные Г. И. Бушинским, завершились изданием широко известной монографии «Геология бокситов».

В толковании генезиса бокситов Г. И. Бушинский отошел от классической схемы А. Д. Архангельского и в сильно модернизированном и улучшенном виде возродил гипотезу М. Ф. Малявкина. Он представлял себе бокситы как механически переотложенную кору литеритного выветривания, глубоко переработанную диагенетическими процессами в структурном и минералогическом плане. Такая трактовка бокситообразования значительно глубже увязывается с особенностью их залегания в разных геологических условиях и, в частности, с широким распространением среди бокситов обломочных текстур, а также подтверждается малой геохимической подвижностью Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 в условиях щелочной и окислительной среды и многочисленными экспериментальными данными.

Как видно из изложенного, творческое наследство Г. И. Бушинского весьма значительно; им опубликовано более 120 научных работ, среди которых 5 крупных монографий. Многие произведения Г. И. Бушинского были переведены на английский, французский и немецкий языки; особенно много статей и книг Георгия Ивановича издано на языках стран народной демократии.

На протяжении последних 20 лет Г. И. Бушинский вел большую научно-организационную работу. Он являлся членом Международного комитета по седиментологии, почетным членом Международного комитета по бокситам и членом редколлегий трудов этого комитета, членом секции рудных полезных ископаемых НТС Министерства геологии СССР и членом Московского общества естествоиспытателей природы. Долгое время Георгий Иванович возглавлял секцию бокситов Научного совета по рудообразованию при ОГГиГ АН СССР.

Начиная с момента создания журнала «Литоология и полезные ископаемые» Г. И. Бушинский был членом редколлегии и в течение последних 10 лет — главным редактором. За это время он провел огромную и кропотливую работу, определяя содержание очередных номеров, рецензируя поступающий материал, редактируя рукописи и щедро

раздавая консультации и советы. Георгий Иванович любил работу ученого-журналиста и гордился достижениями журнала. Весь свой многогранный опыт ученого он отдавал начинающим авторам и беззаветно работал над улучшением качества статей.

Родина отметила заслуги Г. И. Бушинского перед наукой: он был награжден орденом «Знак Почета» и 5 медалями, среди которых «Ветеран труда» и «За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина».

Светлая память об ученом и журналисте, до конца выполнившем свой долг, навсегда сохранится в наших сердцах; имя Георгия Ивановича Бушинского, бесспорно, останется на скрижалях науки.

Межведомственный литологический
комитет

Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»



ИЛЬЯ ДАВЫДОВИЧ ЗХУС

(28.III.1918—21.VIII.1979)

Советская наука понесла тяжелую утрату: скончался крупнейший специалист в области литологии нефтегазоносных отложений, ведущий ученый по изучению глинистых минералов, доктор геолого-минералогических наук Илья Давыдович Зхус.

Илья Давыдович Зхус родился 28 марта 1918 г. в Москве в семье служащих. После окончания геолого-почвенного факультета МГУ в 1941 г. И. Д. Зхус был призван в Красную Армию, участвовал в сражениях под Москвой, Волховом, Ленинградом.

После демобилизации И. Д. Зхус был направлен в Геологическое управление центральных районов на восстановление Подмосковского угольного бассейна. Вскоре И. Д. Зхус становится руководителем работ по изучению стратиграфии и литологии осадочного чехла Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. С этого времени начинаются его исследования глинистых минералов и разработка специальных методов их изучения.

В 1959 г. И. Д. Зхус был переведен в Институт геологии и разработки горючих ископаемых, где работал до последних дней своей жизни. Очень плодотворными оказались его работы по Средней Азии, где им были исследованы отложения различной генетической принадлежности (континентальные, лагунные и морские образования, залегающие в аридных и гумидных климатических зонах).

В 1966 г. вышла в свет монография Зхуса «Глинистые минералы и их палеогеографическое значение». Эта работа представляет собой одну из первых попыток всестороннего рассмотрения палеогеографического значения глинистых минералов; при этом выяснилось, что комплексы глинистых минералов зависят как от климатических условий, так и от гидрохимического режима бассейна седиментации. Этот капитальный труд привлек внимание широкого круга нефтяников и принес И. Д. Зхусу заслуженный авторитет.

Особенно продуктивными были последние 10 лет творческой деятельности И. Д. Зхуса; при его непосредственном участии были выполнены работы по моделированию природных процессов трансформации глинистых минералов в разных термобарических условиях, в том числе в присутствии органических соединений.

До последних дней жизни Илья Давыдович сохранял высокий творческий потенциал, огромную трудоспособность и стремление к плодотворной научной деятельности. Широкая эрудиция, доброжелательность, человечность в сочетании с высокой принципиальностью завоевали ему глубокое уважение и сердечную признательность. Таким он останется в памяти коллег, друзей и ученых.

С. Г. Саркисян, М. В. Корж

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

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

Телефон 233-00-47 доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2.04.80	Подписано к печати 28.05.80	Т-08546	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 15,4	Уч.-изд. л. 16,8	Бум. л. 5,5 Тираж 1230 экз. Зак. 4958

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва К-62, Подсосенский пер., 21.
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»:

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ. 1975. 110 с. 72 к.

Сборник посвящен минералогии и физико-химическим условиям формирования глинистых минералов в различных профилях выветривания. Дается детальная характеристика продуктов гипергенного преобразования кристаллических и терригенно-эффузивных пород в Тункинской впадине, рассматривается состав и строение коры выветривания на траппах, подробно освещаются вопросы минералогии глинистых ассоциаций в четвертичных отложениях района Усть-Илимского водохранилища.

Книга рассчитана на литологов и минералогов.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ. Материалы Первого всесоюзного радиогеохимического совещания (15—19 мая 1972 г., Новосибирск). 1975. 295 с. 2 р. 93 к.

В работе отражены основные проблемы геохимии радиоактивных элементов в процессах эволюции земной коры. Приведены новые сведения о распределении и поведении этих элементов в процессах образования осадочных, магматических и метаморфических горных пород. Описаны современные методы определения содержания пространственного распределения и форм нахождения урана и тория в различных геологических объектах.

Сборник представляет интерес для геологов, литологов, петрологов, геохимиков.

Эти книги Вы можете приобрести во всех магазинах «Академкнига».

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493