



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

КОНТРОЛЬНЫЙ

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2

1989

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |     |
|--|-----|
| <i>Гаврилов Ю.О.</i> Осадконакопление в ранне- и среднеюрском водоеме Большого Кавказа (в связи с трансгрессиями и регрессиями) . . . . .                                  | 3   |
| <i>Вознесенская Т.А., Ратеев М.А., Хейров М.Б., Калашникова Н.Л., Шаброва В.П.</i> Тетрагенные и осадочные тонкозернистые породы осевой зоны варисцид Южной Монголии       | 16  |
| <i>Маслов А.В.</i> "Сверхмелководные" осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала . . . . .  | 28  |
| <i>Веретенников Н.В., Гулис Л.Ф., Махнач А.С.</i> Доломитовые породы рифея Белоруссии и их генезис . . . . .   | 43  |
| <i>Ципурский С.И., Голубовская Е.В.</i> Сметиты "табачных" руд Керченских месторождений . . . . .  | 58  |
| <i>Добрнянский Л.А., Курило М.В., Захаров Е.П., Борейко Л.Г.</i> Влияние процессов ката- и метазенеза на перераспределение ртути и полиметаллов в осадочной толще Донбасса | 74  |
| <b>Яржемский Я.Я., Третьяков Ю.А.</b> Вторичные изменения соляных пород Верхнекамского месторождения . . . . .   | 85  |
| <i>Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н.</i> Литология, фациальный состав и условия накопления новейших отложений Сейшельских островов . . . . .                                      | 93  |
| <i>Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Заикин В.Н.</i> Кобальт в железомарганцевых корках и конкрециях Тихого океана . . . . .  | 106 |

## Краткие сообщения

|   |     |
|---|-----|
| <i>Свальмов В.Н.</i> К вопросу о бактериоморфных образованиях в пелагических осадках и конкрециях . . . . .   | 122 |
| <i>Кулешов В.Н., Чистякова И.А.</i> $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ железомарганцевых конкреций Онежского залива Белого моря . . . . .    | 126 |
| <i>Халифа-заде Ч.М., Абасов Э.И.</i> Распространение смектитов на больших глубинах продуктивной толщи западного борта Южно-Каспийской впадины . . . . . | 130 |
| <i>Иевлев А.А., Беллев А.А.</i> Гипергенез черных сланцев Пай-Хоя (электронно-микроскопическое исследование) . . . . .                                  | 133 |

## Методика

|   |     |
|---|-----|
| <i>Беллевская Г.П., Звягин Б.Б.</i> Оперативная методика структурного упорядочения смектитов при их электронографическом исследовании . . . . . | 140 |
|---|-----|

## CONTENTS

|   |     |
|---|-----|
| <i>Gavrilov Yu.O.</i> Sedimentation in Early and Middle Jurassic reservoir in the Greater Caucasus (in relation to transgressions and regressions) . . . . .  | 3   |
| <i>Voznesenskaya T.A., Rateev M.A., Kheirov M.B., Kalashnikova N.L., Shabrova V.P.</i> Tephrogenous and sedimentary fine-grained rocks in the South Mongolian Variscides axial zone                       | 16  |
| <i>Maslov A.V.</i> "Super-shallow-water" sedimentary complexes in Riphean sequences of the South Urals . . . . .  | 28  |
| <i>Veretennikov N.V., Gulis L.F., Makhnach A.S.</i> Riphean dolomite rocks in Belorussia and their genesis . . . . .  | 43  |
| <i>Tsipursky S.I., Golubovskaya E.V.</i> The "tobacco" ores smectites in the deposits of Kerch . . . .  | 58  |
| <i>Dobryansky L.A., Kurilo M.V., Zakharov E.P., Boreiko L.G.</i> Influence of kata- and metagenesis processes on mercury and polymetals redistribution in the Donets basin sedimentary sequence . . . . . | 74  |
| <b>Yarzhemsky Ya.Ya.</b> , <i>Tretyakov Yu.A.</i> Secondary changes in salt rocks of the Upper Kama deposits . . . . .  | 85  |
| <i>Svitoch A.A., Badyukova E.N.</i> Lithology, facies composition and sedimentary environments of the Seyshelles'newest deposits . . . . .  | 93  |
| <i>Skornyakova N.S., Murdmaa I.O., Zaikin V.N.</i> Cobalt in ferromanganese crusts and nodules in the Pacific Ocean . . . . .   | 106 |
| <i>In Brief</i>   |     |
| <i>Syal'nov V.N.</i> On bacteriomorphous formations in pelagic sediments and concretions . . . . .  | 122 |
| <i>Kuleshov V.N., Chistyakova I.A.</i> $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ferromanganese nodules in the White Sea Onega Bay . . . . .  | 126 |
| <i>Khalifa-zade Ch.M., Abasov E.I.</i> The smectite distribution at great depths of productive thickness on western slope of the South Caspian depression . . . . .                                       | 130 |
| <i>Ievlev A.A., Belyaev A.A.</i> The black shales hypergenesis in Pai-Khoi (the electron microscope studies) . . . . .  | 133 |
| <i>Methods</i>  |     |
| <i>Belyaevskaya G.P., Zvyagin B.B.</i> Operative technique for smectite structural ordering applied in the course of their electronographic studies . . . . .   | 140 |

УДК 552.5:551.762(479)

**ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКОМ  
ВОДОЕМЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА (В СВЯЗИ  
С ТРАНГРЕССИЯМИ И РЕГРЕССИЯМИ)**

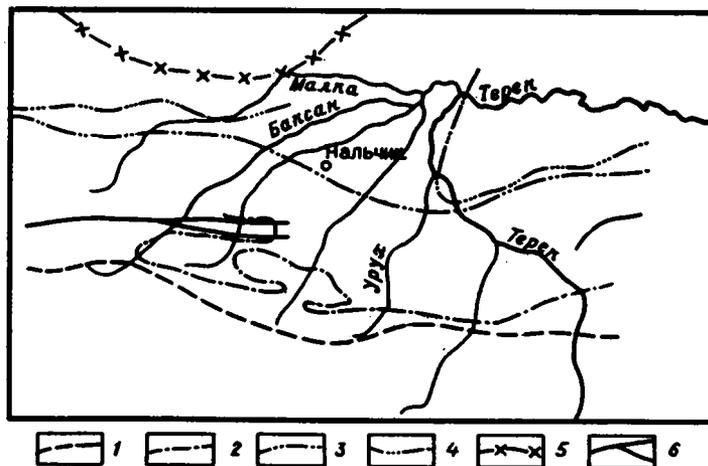
**Гаврилов Ю.О.**

Рассмотрено влияние трансгрессий и регрессий на осадконакопление в ранне- и среднеюрском бассейне седиментации Большого Кавказа. Показано, что трансгрессивное в целом развитие бассейна осложнялось регрессивными этапами, с которыми было связано перераспределение ранее накопившегося осадочного материала, возникновение специфических осадочных образований, и что ряд регрессивных эпизодов коррелируется с аналогичными событиями в других районах мира и связан с эвстатическими колебаниями уровня моря.

Толще ниже- и среднеюрских песчано-глинистых отложений Большого Кавказа, несмотря на сходный в общих чертах литологический состав, свойственно довольно сложное строение. Здесь выделяется много десятков региональных свит [20], характеризующих собой смену условий осадконакопления как в латеральном, так и в вертикальном направлении. Анализ строения отложений свидетельствует о том, что в той или иной мере различные причины оказывали влияние на осадконакопление в юрском водоеме и определяли специфику образования разных частей толщи. Вместе с тем в строении отложений, развитых как в смежных, так и в удаленных друг от друга частях региона, намечается ряд общих черт, появление которых могло быть связано с действием одних и тех же факторов, отражающих общие закономерности эволюции бассейна седиментации. Некоторые из этих закономерностей связаны с трансгрессивными и регрессивными этапами в развитии Кавказского водоема. В статье предпринята попытка оценить возможное влияние этих факторов на накопление осадочных толщ.

В результате проводившихся исследований юрских отложений Большого Кавказа было установлено, что на протяжении ранней и средней юры происходило постепенное расширение Кавказского водоема (фиг. 1) [4, 16 и др.]. Одной из основных причин трансгрессии являлось интенсивное прогибание ложа бассейна, что обусловило накопление в осевой его части многокилометровой толщи отложений. В погружение с течением времени вовлекались новые участки суши, а море соответственно занимало все большую территорию. Одновременно следует учитывать, что кавказские бассейны были частью Тетиса, для которого в юрское время установлен ряд эвстатических колебаний. Соответственно эвстатические изменения уровня моря могли проявиться и в Кавказском регионе. Сочетание этих факторов — погружение собственно ложа кавказских прогибов и эвстатические колебания в морях Тетиса — обусловило далеко не равномерный характер развития трансгрессии, что в значительной степени повлияло на накопление осадочного материала.

Перемещение со временем береговой линии, т.е. трансгрессивные и регрессивные эпизоды, оказывали определяющее влияние на характер поставки в водоем осадочного материала, поскольку в результате этих процессов видоизменялись (образовывались или, наоборот, прекращали свою деятельность) дельты рек, системы подводных каньонов и т.д., смещался депоцентр осадочного бассейна, иногда переотлагались ранее накопившиеся большие массы осадков, что и



Фиг. 1. Распространение морских нижне- и среднеюрских отложений в пределах Центрального Кавказа ([16])

Границы распространения отложений: 1 – синемюрских – нижнеплинсбахских; 2 – верхнеплинсбахских; 3 – тоарских; 4 – ааленских; 5 – верхнебайосских; 6 – Тырнауз-Пшекишская шовная зона

обусловило сравнительную сложность строения терригенного комплекса  $J_{1-2}$ . В связи с этим весьма важным моментом в реконструкции характера осадконакопления в геосинклинальном прогибе Большого Кавказа является вопрос о динамике развития ранне- и среднеюрской трансгрессии.

Отметим, что наиболее удобным объектом для рассмотрения этого вопроса являются юрские отложения Северного Кавказа и прежде всего его центральных районов, где они фаунистически хорошо охарактеризованы и достаточно четко прослеживаются взаимоотношениями между осадочными комплексами. В связи с этим в интересующем нас аспекте анализируем прежде всего материалы по северной части Кавказского бассейна седиментации. Вместе с тем данные по другим районам Кавказа либо подтверждали, либо, как нам кажется, по крайней мере не противоречили полученным выводам.

#### ТРАНСГРЕССИВНЫЕ ЭТАПЫ В РАЗВИТИИ ВОДОЕМА

Поскольку ранне- и среднеюрская трансгрессия имела общекавказский характер, можно было ожидать существование и общих для Кавказа особенностей развития этого процесса. В настоящее время в результате изучения стратиграфии юрских отложений стало возможным существование разнообразные и многочисленные местные свиты объединить в крупные региональные стратиграфические подразделения – горизонты [16, 18 и др.], которые отвечают определенным этапам развития бассейна осадконакопления в целом.

Начальный этап развития геосинклинального прогиба ознаменовался образованием отложений сванетского горизонта [18], возраст которого – геттанг (?) – синемюр – нижний плинсбах. Накопление преимущественно грубых осадков происходило в условиях мелководного бассейна. Подошва сванетского горизонта в разных районах датируется не одинаково – от самых низов синемюра (геттанга ?) в осевой части и на южном борту прогиба до нижнего плинсбаха на северном борту геосинклинали и в южной части Скифской плиты. Слабая фаунистическая охарактеризованность отложений этого горизонта, к сожалению, затрудняет выяснение динамики развития трансгрессии на этом этапе.

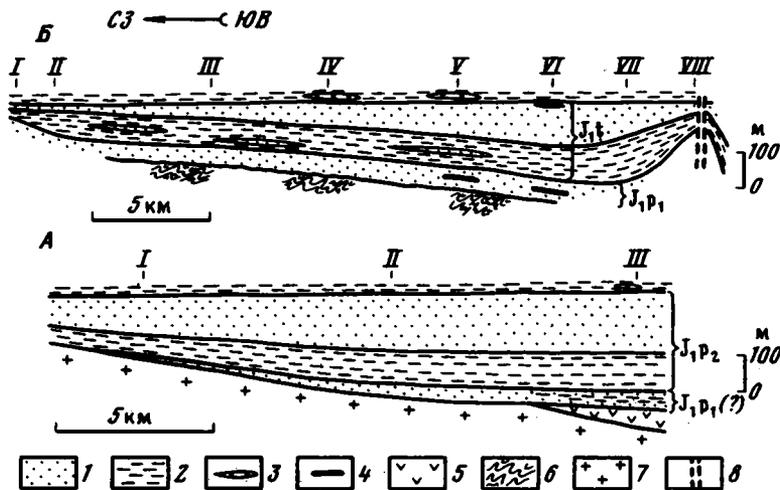
Вместе с тем отмечалось, что трансгрессия, начавшаяся в позднем геттанге (?) – начале синемюра, была процессом неравномерным, о чем свидетельствует различ-

ный объем сванетского горизонта в разных районах [18]. По меняющемуся возрасту основания вериютской свиты можно, видимо, говорить о первой половине позднего синемюра и начале плинсбаха, как об этапах расширения водоема и возникновения новых областей осадконакопления.

В отличие от подошвы сванетского горизонта, его кровля характеризуется довольно четко выраженным переходом к вышележащим отложениям в целом иного литологического состава (циклаурский горизонт). Преимущественно глинистые отложения циклаурского горизонта (верхний плинсбах — нижняя часть нижнего тоара [16, 18]) распространены на больших площадях, чем накопившиеся ранее: с началом этого этапа произошло расширение водоема и заметное углубление его центральной части, где стали накапливаться сравнительно тонкие осадки. О характере трансгрессии можно судить по особенностям строения верхнеплинсбахской (домерской) толщи центральных районов Северного Кавказа. Здесь в некоторых местах (бассейн р. Урух) можно наблюдать серию разрезов домерских отложений, расположенных примерно вкост Кавказского простирания. Анализ их строения показывает, что море на рубеже раннего и позднего плинсбаха быстро продвинулось к северу — по крайней мере на несколько десятков километров. В результате этого образовалась область сравнительно мелководного осадконакопления, типичного для шельфа. Причем условия седиментации характеризовались здесь однотипностью и стабильностью на площади.

Накопление отложений казбекского горизонта (верхняя часть нижнего тоара — верхний тоар [18]) также началось быстрым продвижением моря к северу — затопленной теперь оказалась южная часть Скифской плиты, которая стала выполнять функции шельфа, в то время как Дигоро-Осетинская структурно-фациальная зона (СФЗ)<sup>1</sup> превратилась в материковый склон. Нижняя граница казбекского горизонта (джигиатской свиты) в пределах Лабино-Малкинской СФЗ датировалась основанием аммонитовой зоны *Hildoceras bifrons*; однако данные, полученные в последнее время, свидетельствуют о том, что она проходит внутри зоны *Harpoceras falciferum* [11], а соответственно этим временем определяется и граница между циклаурским и казбекским горизонтами. Таким образом, следует считать, что новый трансгрессивный этап начался в середине раннего тоара. Так же как и в домерское время, после быстрого продвижения моря к северу в пределах новообразованного шельфа началось сравнительно стабильное осадконакопление. Причем в обоих случаях схема накопления осадочных толщ на шельфе в целом была сходной: вначале (после образования маломощного слоя базальных песчаников и гравелитов) происходило накопление глинисто-алевритовых осадков, которые в дальнейшем сменялись песчаными отложениями мелководного шельфа. На фиг. 2 показано строение толщ, накапливавшихся в области шельфа в домерское время в Дигоро-Осетинской СФЗ и второй половине раннего тоара — начале позднего тоара в Лабино-Малкинской СФЗ, из которых видна одинаковая направленность в развитии осадконакопления в сходных фациальных условиях. Темп трансгрессий был высок, о чем можно судить по тому, что в целом однотипные условия осадконакопления устанавливались практически на всей площади шельфа. Причем довольно выдержанная мощность нижней части трансгрессивной серии свидетельствует о существенной пенепленизации затоплявшейся суши предшествовавшими трансгрессии экзогенными процессами. Следует отметить, что на пульсационный характер трансгрессий уже указывалось некоторыми исследователями [3 и др.]. Продвижение береговой линии на север привело к тому, что оказались затопленными дельты рек, впадавших в водоем и поставлявших осадочный материал. Повышение базиса эрозии вызвало замедление денудации суши. Несомый реками относительно крупный обломочный материал, видимо, аккумуляировался в затопленных долинах рек и непосредствен-

<sup>1</sup> В статье используется структурно-фациальное районирование, изложенное в работах [16, 18].



Фиг. 2. Схема строения осадочных толщ, накопившихся в областях шельфа (А – в позднеплинсбахское время в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ; Б – во второй половине раннеэоарского и в позднеэоарское время)

1 – песчаные отложения; 2 – глинистые и глинисто-алевритовые отложения; 3 – линзовидные пласты, содержащие железистые оолиты; 4 – прослои углей; 5 – вулканогенно-осадочная толща; 6–7 – домезозойские образования фундамента (6 – кристаллические сланцы, 7 – граниты и гранитогнейсы); 8 – Тырныуз-Пшекшшская шовная зона. Римскими цифрами обозначено положение разрезов. Для А: I – Фаснал, II – Фараскат, III – Лезгор; для Б: I – Малка (Гедмыш), II – Гораллыкол, III – Западный Канджал, IV – Тызыл (Бардыргарлыккол), V – Тызыл (Ташлысырт), VI – Баксан, VII – Гиче-Коштансу, VIII – Хасты (мощности по [4] и др.)

но вдоль берега; в более погруженных частях шельфа накапливались более тонкие (глинистые) отложения, иногда обогащавшиеся песчано-алевритовым материалом. В дальнейшем, по мере накопления осадочного материала на шельфе и соответственно уменьшения его глубины и образования новых дельт песчаный материал начал разноситься по шельфу волновой деятельностью и вдольбереговыми течениями. Причем на этом этапе осадконакопления происходила хорошая сортировка материала в результате достаточно активной гидродинамики, и глинистый материал выносился за пределы шельфа в более мористые области, где, например, в домерское время шло накопление глинистых фаций циклаурской свиты, а в тоаре – ардонской.

Отложения анчхойского горизонта (аален – низы нижнего байоса [18]) и в особенности верхнеааленские отложения на Северном Кавказе и в Предкавказье наиболее широко распространены. Поздний аален ознаменовался еще одним трансгрессивным импульсом – море покрыло обширные пространства Восточного Предкавказья. И здесь, и в более западных районах Лабино-Малкинской СФЗ какие бы отложения в это время ни образовывались (глинистые или песчаные), повсюду они несут следы накопления в условиях сравнительного мелководья. Самая верхняя (регрессивная) часть этого горизонта замещается алевритами, песчаниками и линзовидными пачками органогенно-обломочных известняков [16, 18]. Накопление отложений анчхойского горизонта было прервано регрессией в конце аалена – начале байоса.

Раннебайосская трансгрессия, начавшаяся, как считает Н.В. Безносков [3], не позднее конца времени "*Sonninia*" *sowerbyi*, достигла своего максимума во время *Stephanoceras humphriesianum*. Только в некоторых районах горной части Дагестана нижнебайосские отложения (кумухский горизонт [3, 18]) без видимого перерыва залегают на ааленских; на остальной же части Северного Кавказа толща нижнего байоса лежит трансгрессивно на всех подстилающих отложе-

ниях и соответствует двум верхним зонам нижнего байоса, в то время как на нижнюю зону в основном приходится перерыв [3]. Раннебайосский этап осадконакопления закончился кратковременной регрессией.

В начале позднего байоса новый трансгрессивный импульс продвинул море далеко на север и накапливавшиеся здесь в течение позднего байоса и раннего бата отложения (цудахарский горизонт [3, 18]) перекрывали добайосские образования [3, 4, 9 и др.].

Считается, что циклаурский, казбегский и анчайский горизонты составляют единую и непрерывную серию отложений, объединяемую в себельдинский комплекс, который отражает собой один крупный этап геологического развития Большого Кавказа [18]. Нам представляется, что это положение прежде всего справедливо для центральных областей юрского бассейна осадконакопления, что же касается его краевых частей, то здесь обнаруживается более прихотливая картина в направленности образования себельдинского комплекса: общее трансгрессивное развитие бассейна осложнялось периодами отступления моря. Такими моментами, на наш взгляд, были периоды, предшествовавшие этапам быстрых трансгрессий и соответствующие примерно границам между горизонтами. Рассмотрим эти этапы; причем нам удобнее начать с эпизода, приуроченного к временному интервалу на рубеже тоара и аалена.

### РЕГРЕССИВНЫЕ ЭТАПЫ В РАЗВИТИИ КАВКАЗСКОГО БАСЕЙНА

Трансгрессивная в целом направленность развития Кавказского водоема подтверждается многочисленными данными. Поэтому появление на обширной территории Северо-Восточного Кавказа (Дагестан) в мощной (7–8 км) толще морских отложений комплекса дельтовых фаций (карахская свита [24] или батлукская и датунская [6]), причем во многих местах угленосных, может свидетельствовать о существовании некоторого регрессивного этапа, осложняющего общую тенденцию к расширению водоема. В связи с этим возникает вопрос: можно ли оценивать это явление как локальное или оно было распространено достаточно широко?

Количество осадочного материала в дельтовых отложениях — значительно. В.Т. Фролов [24] оценивает площадь их распространения в 20 тыс. км<sup>2</sup>, что близко к территории дельты Волги; мощность толщи достигает 1,5 км, иногда более, т.е. объем ее очень велик. Продвижение дельты в сторону моря В.Т. Фролов связывает с восходящими движениями суши, располагавшейся на территории Северного Каспия. В этом случае регрессия имела бы локальный характер. Вместе с тем к тому же результату могла привести и более широкая регрессия. При этом вследствие понижения базиса эрозии накопившиеся ранее в прибрежных участках суши и шельфа отложения (преимущественно песчаные) были размывы и переотложены на континентальном склоне (северный борт водоема), который являлся областью накопления толщи в конце позднего тоара — раннем аалене.

Очевидно, следы регрессии или признаки уменьшения глубины водоема в наибольшей степени должны были проявиться в областях относительно мелководного осадконакопления. В это время такой областью, занимавшей довольно значительную территорию в более западных районах, был шельф тоар-ааленского водоема (южная часть Скифской платформы), образовавшийся, как отмечалось выше, в раннем тоаре в результате трансгрессии.

Р.С. Безбородов [2], проводивший широкие литологические исследования ниже- и среднеюрских отложений в пределах Центрального и Западного Кавказа, указывал, что изменение в разрезе пород тоара свидетельствует об обмелении моря в конце тоарского века. Это явление он связывал с некоторым оживлением восходящих движений в конце тоарского времени. К.О. Ростовцев и Л.А. Никанорова для Западного Кавказа отмечали как согласное, так и с небольшим размывом залегание нижнего аалена на верхнем тоаре [22]. Принимая во внимание то обстоятельство, что тенденции к восходящим движениям в конце позднего

тоара — раннем аалене отмечены как для восточной части региона [24], так и для западной [2], можно достаточно уверенно говорить о широко распространенной регрессии, проявившейся на всем Северном Кавказе.

Отметим также, что в некоторых наиболее северных разрезах  $J_{1-2}$ , т.е. ближе других, располагавшихся к береговой линии (р. Ракасезен), и где в наибольшей степени должны были проявиться следы регрессии, отсутствие фаунистически охарактеризованных слоев аммонитовых зон *Dumorteria pseudoradioza* и *Leioceras opalinum* [4], очевидно, можно трактовать, как перерыв в осадконакоплении в это время.

Изучение разрезов  $J_{1-2}$  показывает, что для них характерно присутствие некоторых специфических осадочных образований, тяготеющих к интервалу: верхи верхнего тоара — нижний аален. В частности, такими своеобразными горизонтами являются отложения конкреционных конгломератов или "внутриформационных перерывов" [2, 4, 5 и др.]. Они представляют собой пласты (0,1—0,5 м), сложенные, как правило, диагенетическими конкрециями, зачастую несколько окатанными, встречаются фрагменты древесины, глинистых пород, раковины аммонитов, двустворок, гастропод, ростры белемнитов. Причем слагающие пласты компоненты расположены довольно беспорядочно. Эти горизонты образовывались в основном в субаквальных условиях в результате подводной эрозии донных осадков — удаления тонкого глинистого материала и накопления содержащихся в нем компонентов (конкреции, раковины и др.). Появление конкреционных конгломератов связано с существенным усилением гидродинамики в условиях сравнительно небольших глубин. В нижней части баксанских слоев ( $J_{1-2} t_2^3 - a$ ) эти горизонты особенно часты: например, в разрезе р. Тызыл они залегают через 1—2 м [5]. В ниже- и вышележащих отложениях они встречаются гораздо реже.

Другими весьма типичными для того же стратиграфического уровня образованиями являются оолитсодержащие железорудные горизонты. Мощность этих горизонтов от нескольких дециметров до первых метров, в некоторых разрезах встречаются четыре-пять относительно мощных пластов, разделенных слоями аргиллитов. Причем часто в смежных разрезах железорудные горизонты отсутствуют, т.е. их выклинивание происходит на расстоянии в несколько сотен метров — первые километры. Оолиты сложены преимущественно гётитом и гидрогётитом, шамозитовые разности редки, т.е. преобладает парагенез окисных минералов. Следует отметить, что многим железорудным пластам присуще брекчиевидное строение, в них встречаются включения конкреций, вымытых из глинистых осадков, многочисленные остатки раковин организмов.

Образование железорудных горизонтов Центрального Кавказа большинством исследователей связывается с поступлением в водоем железа из разрушавшихся кор выветривания Малкинского и других серпентинитовых массивов. Первоначально Fe обогащало осадки, территориально тяготеющие к массивам. В осадках формировались оолиты, очевидно, преимущественно железисто-силикатного состава. В дальнейшем произошел размыв этих осадков и перетложение оолитов в более удаленных от источников железа участках шельфа юрского водоема [5]. В процессе переотложения оолитов сформировался окисный парагенез минералов, который не является первичным. Наиболее вероятным представляется нам такой размыв осадков при понижении уровня моря в случае регрессии и вывода накопившихся отложений в зону активной гидродинамики и эродирующего действия волн.

Э. Хэллем и М. Брэдшоу [33], сопоставив приуроченность различных осадочных образований к трансгрессивным и регрессивным сериям, пришли к выводу о том, что оолитсодержащие железорудные горизонты можно рассматривать в качестве индикаторов регрессий. Наши наблюдения над распространением железорудных пластов в отложениях  $J_{1-2}$  Большого Кавказа вполне согласуются с этим предположением.

В более удаленных от берега частях водоема трудно ожидать появления много-

численных следов падения уровня моря. Однако и здесь обнаруживаются признаки некоторого изменения условий осадконакопления. Так, в отложениях континентального склона (Дигоро-Осетинская зона) в верхней части верхнего тоара и нижнем аалене появляются горизонты "конкреционных конгломератов", хотя и в существенно меньших количествах, чем на шельфе. Увеличивается также число пачек переслаивания алевритистых аргиллитов и песчаников по сравнению с более тонкими отложениями нижележащих горизонтов. Все это указывает на изменение (усиление) гидродинамики водоема, что обусловило поставку сюда более грубого осадочного материала.

Данные по строению разрезов отложений южного склона Большого Кавказа также свидетельствуют о существовании регрессивного этапа в развитии водоема. Г.А. Чихрадзе, изучавший ниже- и среднеюрские отложения южного склона, пришел к выводу, что если в начале тоара сохранялись примерно те же обстановки осадконакопления, которые были развиты в домере, то в дальнейшем началась регрессия моря, а условия седиментации соответственно усложнились [28]. Помимо повышения песчаности отложений в южной части полосы развития тоар-ааленских отложений в них отмечаются также внутрiformационные размывы, линзовидные прослои, состоящие из гальки местных пород (глинистых сланцев, карбонатных конкреций и др.), что указывает на их образование в доволно подвижных гидродинамических условиях.

Понижение уровня моря Г.А. Чихрадзе связывал со сжатием земной коры, вызвавшим в тоаре — аалене восходящие движения. Временной интервал проявления восходящих движений, очевидно, можно вполне уверенно сократить, поскольку для раннего тоара отмечается унаследованность осадконакопления от домера, а в позднем аалене уже имеются свидетельства углубления водоема и трансгрессии моря (по строению отложений в Сванетии и Горной Раче). Тем самым можно считать, что период понижения уровня водоема в южной части геосинклинального прогиба приходится на поздний тоар — ранний аален, т.е. примерно на тот же временной интервал, когда отмечено понижение уровня моря на Сев. Кавказе.

В более южных районах Закавказья тоар-ааленские отложения обнажаются на Дзирульском массиве, а также в ядрах некоторых антиклинальных поднятий. На Дзирульском массиве литологический состав отложений (биогенные красные известняки) и их недостаточная фаунистическая охарактеризованность не позволяют выделить интересующий нас интервал для анализа присущих ему признаков. Вместе с тем следует отметить, что на северной периферии массива распространена толща терригенных отложений, в верхней части которой наблюдается укрупнение материала. Это обстоятельство связывается с регрессией моря на этом участке [15]. И.Р. Кахадзе предполагал, что регрессия начала проявляться в раннем аалене.

Из других мест, где появляются отложения  $J_{1-2}$ , только в районе Локского массива они достаточно хорошо фаунистически охарактеризованы. Здесь в преимущественно глинисто-алевритовом разрезе верхнего плинсбаха — аалена именно интервалу, соответствующему нижнему аалену, присуще заметное повышение содержания песчаного материала [17]. Нам представляется, что в этом районе такое увеличение в разрезе содержания относительно более грубого материала также может свидетельствовать в пользу понижения уровня моря в конце позднетоарского — раннеааленского времени.

Отражением тех же геологических событий на востоке Большого Кавказа, очевидно, можно считать стратиграфический перерыв, установленный Д.В. Дробышевым [7] и Э.Ш. Шихалибейли [29] в Курушском районе Азербайджана: здесь наблюдается выпадение из разреза  $J_{1-2}$  отложений, соответствующих части верхов тоара, и трансгрессивное налегание аалена на подстилающие породы. Кроме того, для территории Азербайджана В.Б. Агаев [1] отмечал, что одновременно с образованием карахской свиты на южном борту моря также накапливался грубозернистый, местами аркозовый, материал.

Как видим, практически на всей территории Кавказа, где в конце тоарского и начале ааленского веков понижение уровня моря могло бы в той или иной степени повлиять на состав отложений или на строение накапливавшихся толщ, можно обнаружить следы этого влияния. Таким образом, рассмотренные данные позволяют достаточно уверенно судить о существовании в это время сравнительно непродолжительного, но вполне отчетливо себя проявившего регрессивного этапа в развитии кавказских водоемов. То обстоятельство, что следы регрессии обнаруживаются в разных областях Кавказа, позволяет предполагать, что это явление было отражением гораздо более широко развитого процесса — эвстатического понижения уровня моря. И действительно, в смежных с Кавказом районах, например в Болгарии, с рубежом между тоаром и ааленом связан перерыв в осадконакоплении [27]; налегание среднеюрских отложений на тоарские с размывом в большинстве мест в Крыму [23] также не противоречит этому предположению. Обобщение материалов по литологии и стратиграфии юрских отложений различных районов мира привело П.Р. Вейла и др. [34] и Э. Хэллеме [25, 31] к выводу о весьма широком распространении перерывов в осадконакоплении на границе тоара и аалена. Эти исследователи оценивают величину эвстатического падения уровня моря в несколько десятков метров.

С понижением уровня моря могли быть связаны некоторые явления, не имеющие на первый взгляд непосредственного отношения к эвстатическим колебаниям. Так, например, К.О. Ростовцев, рассматривая палеобиогеографические особенности ранне- и среднеюрских бассейнов Кавказа, отметил, что состав распространенной в них фауны аммонитов был в целом смешанным, т.е. здесь обитали формы, характерные как для Среднеевропейской провинции (Северо-Западная Европа), так и для Средиземноморской [21]. Однако в тоаре (и особенно в позднем тоаре и аалене) возрастает роль среднеевропейских элементов. Аммоноидеи среднеевропейских видов проникали на Северный Кавказ, а затем и южнее, по видимому, через Датско-Польский и Преддобруджинский прогибы [15, 26], минуя южные моря, т.е. связь с водоемами Южной Европы в это время заметно ухудшилась. Вероятными причинами, затруднившими эти связи, могли быть понижение уровня водоема и появление в мелководных периферийных областях Крымско-Кавказского бассейна системы островов, поднятий, обусловивших его частичную изоляцию от Средиземноморья.

Со временем конца тоара — начала аалена связана также необычная для юры температурная аномалия. Исследования Н.А. Ясаманова свидетельствуют о том, что на Северном Кавказе и в Северном Закавказье температуры, установленные по рограммам белемнитов, в раннем тоаре оцениваются в 20–22 °С, но в позднем тоаре они уже понизились до 15–17 °С; в раннем аалене в Западном Закавказье температура составляла всего 7,2 °С, а на западе Северного Кавказа — 11,9–12,2 °С. В дальнейшем температура начала повышаться и в конце позднего аалена достигла 22,5 °С [30]. Тенденция к понижению температуры в конце тоара подтверждается палинологическими данными: содержание пыльцы таких теплолюбивых растений, как хейролепидиевые, в это время также резко падает [19]. На фиг. 3 показана кривая температурных изменений на Северном Кавказе в ранне- и среднеюрское время. Как видим, она достаточно близко совпадает с предполагаемым понижением уровня моря в позднем тоаре — раннем аалене. Н.А. Ясаманов [30] отмечал, что понижение температуры в раннем аалене произошло также и в некоторых более северных районах Евразии (Северная Сибирь, центральные районы европейской части СССР и др.). Температурный минимум на Кавказе, совпадающий по времени с регрессивным этапом моря, можно было бы связать с изменением гидрологического режима водоемов — появлением системы течений, обусловивших поступление сюда — сравнительно далеко на юг более прохладных вод Северо-Западной Европы по тем же путям, по которым шло проникновение среднеевропейских форм аммоноидей. К сожалению, в настоящее время нет достоверных данных о температуре водоемов Северо-Западной Европы: резуль-

таты некоторых исследователей (Р. Боуэн, П. Фритц), указывавших на достаточно высокую температуру этих бассейнов, подверглись вполне убедительной, на наш взгляд, критике [13] и являются завышенными. Но даже если предложенное объяснение понижения температур воды на Кавказе не будет подтверждено в таком виде, совпадение во времени этого явления с регрессивным эпизодом вряд ли было случайным, и они находясь в определенной причинно-следственной взаимосвязи, выявить которую позволят дальнейшие исследования.

В лейасе понижение уровня моря происходило в начале раннего тоара [3, 4, 12]. В это время в некоторых районах Северного Кавказа отмечается перерыв в осадконакоплении в юрской толще. Так, в разрезах Восточно-Балкарской СФЗ отсутствуют отложения, соответствующие аммонитовой зоне *Dactyloceras tenuicostatum*, а также части зоны *Harpoceras falciferum*. Сходная картина наблюдается и в западной части Архыз-Гузерильской СФЗ. В Восточно-Балкарской СФЗ, которая в предшествующее этому эпизоду время характеризовалась прибрежным осадконакоплением, понижение уровня моря привело к его отступлению к югу и прекращению здесь седиментации. В западной части бассейна область отсутствия отложений этого возраста приближена к району Тырнгуз-Пшекишской шовной зоны, но к северу и югу от нее осадконакопление продолжалось. Перерыв в накоплении отложений связан, видимо, с тем, что шовная зона в водоеме была выражена системой относительных поднятий, с чем, в частности, связано образование местами линз мелководных органогенных известняков. Понижение уровня моря вывело на поверхность участки относительных поднятий, что и привело к прекращению осадконакопления.

В более мористых частях водоема в это время происходило накопление глинистых отложений галиатской свиты. Ряд черт, присущих этим отложениям, заметно отличает их от залегающих выше также глинистых толщ. В галиатских отложениях встречаются пачки аргиллитов, содержащие конкреции прихотливой формы, образовавшиеся в биотурбированном осадке вдоль ходов илоедов. Отмечен слой (1–1,5 м) серых аргиллитов, пронизанный многочисленными заполненными гипсом трещинками, содержащий известняковые линзы (0,5 × 1,5–2 м) биогермного облика. Образование этого слоя связано с быстрым обмелением водоема и выведением глинистых илов на дневную поверхность, что повлекло за собой обезвоживание осадка, его растрескивание, окисление богатыми кислородом метеорными водами диагенетических сульфидов и возникновение гипса. В галиатской толще встречается карбонатизированный пласт (до 1 м), содержащий железистые оолиты [8], что также свидетельствует, как отмечалось выше, о мелководных и нестабильных условиях осадконакопления. Такой характер седиментации галиатской толщи — отражение того же явления — понижения уровня моря в начале раннего тоара.

В других районах Большого Кавказа прямые наблюдения следов перерывов осадконакопления нам пока не известны. Вместе с тем следует отметить следующее обстоятельство. В разрезах Дагестана датируемая нижним тоаром ратлубская свита [6] выделяется в разрезе тем, что в ее составе (главным образом в нижней части толщи), содержатся линзы и маломощные прослои конгломератов, в то время как в выше- и нижележащих отложениях их нет. Появление конгломератов, видимо, связано также с отступлением моря и усилением денудации пород Северо-Восточной суши.

Еще одним этапом некоторого понижения уровня водоема в лейасе можно,



Фиг. 3. Кривая палеотемператур для ранне- и среднеюрского времени на Северном Кавказе [19]

очевидно, считать конец раннего плинсбаха. В это время заканчивалось накопление отложений сванетского горизонта, в верхней части которого встречаются линзы известняков или мраморов. Местами самые верхние слои сванетского горизонта представляют собой пакки конденсации, содержащие аммониты всего нижнего плинсбаха и даже верхнего синемюра [18], т.е. происходил по крайней мере локальный размыв накопившихся ранее отложений. К сожалению, в настоящее время отсутствуют надежные геологические и литологические данные, позволившие бы выделить регрессивные эпизоды в синемюрский этап развития бассейна, хотя, судя по строению осадочных толщ других регионов, в это время также существовали периоды эвстатических понижений уровня моря [31, 32].

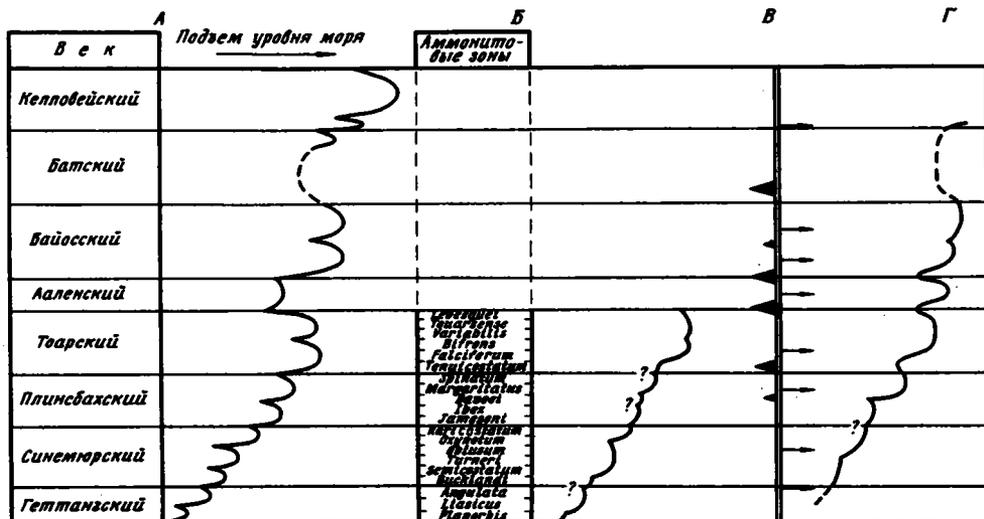
В среднеюрское время известен регрессивный этап в развитии водоема в самом конце аалена — начале байоса (зона *sowerbyi* [3, 10 и др.]): перерывы в осадконакоплении фиксируются на Северном Кавказе практически повсеместно, за исключением, как уже отмечалось, некоторых районов горного Дагестана. Байосские отложения залегают на подстилающих толщах с размывом и местами с угловым несогласием [3, 9]. Однако в отличие от позднетоарского — раннеааленского регрессивного эпизода регрессия на рубеже аалена и байоса не вызвала скольконнибудь значительного перераспределения осадочного материала. Это связано с тем, что позднеааленская трансгрессия обусловила миграцию речных дельт (и прежде всего дельты в северо-восточной части водоема) далеко на север (на сотни километров) и осадконакопление в это время происходило на обширных площадях Скифской плиты. В результате осадочный материал не был сконцентрирован у края шельфа, а соответственно понижение уровня моря не привело к его размыву и переотложению в более мористых частях водоема, т.е. перераспределение осадочного материала осуществлялось, по-видимому, только в тех случаях, когда положение той или иной дельты обуславливало накопление значительных масс осадков на сравнительно узкой, приближенной к краю части шельфа, а не приводило к его рассеиванию на большой площади широкого шельфа.

В дальнейшем в байосское время выделяется еще один эпизод понижения уровня моря, причем, видимо, не очень значительного, который приурочен к границе между ранним и поздним байосом (кумухский и цудахарский горизонты). Он фиксируется по местным перерывам, которые отмечаются как на востоке региона, так и на Западном Кавказе [3, 9, 10].

Более молодые, чем раннебатские, морские отложения на Северном Кавказе не известны. Судя по встречающимся в некоторых местах континентальным отложениям, море в это время отступило далеко на юг. Только в келловее началась новая обширная трансгрессия, ознаменовавшая начало нового этапа в развитии Кавказа.

Таким образом, в истории Кавказского бассейна можно выделить несколько эпизодов отступления моря, связанного, по-видимому, с понижением уровня водоема: в конце раннего плинсбаха, начале раннего тоара, в конце позднего тоара — начале аалена, в самом конце позднего аалена — начале раннего байоса, на границе раннего и позднего байоса, на протяжении большей части бата. На фиг. 4 показаны рассмотренные выше эпизоды трансгрессий и регрессий. На этой же фигуре приведены кривые эвстатических колебаний для ранней и средней юры, построенные Э. Хэллемом [31, 32], из которых видно, что имеется ряд практически точных совпадений как времени понижения уровня моря, так и моментов начала трансгрессий. Э. Хэллем строил кривые эвстатических колебаний на основе данных по геологии Западной Европы, подтверждая ее материалами и для других районов мира, т.е. она достаточно объективно отражает развитие эвстатии в юрскую эпоху. То обстоятельство, что рассмотренные выше этапы понижения уровня моря и трансгрессий на Кавказе в ряде случаев соответствуют таковым на кривой эвстатических колебаний, может служить подтверждением реальности флуктуации уровня Кавказского водоема.

Наиболее близким по расположению к Кавказу районом, где в этом же аспекте



Фиг. 4. Кривые эвстатических колебаний для юрских водоемов мира, а также трансгрессивных и регрессивных эпизодов для Северного Кавказа  
 А — по данным [25, 31], Б — по данным [32], В — трансгрессивные (стрелки) и регрессивные (треугольники) эпизоды для Северного Кавказа, Г — кривая изменения положения уровня моря на Северном Кавказе (показана вне масштаба)

рассматривались юрские отложения, является Болгария. Здесь выявлено несколько перерывов в осадконакоплении и некоторые из них приходится на раннюю и среднюю юру. И. Загорчев связывает эти перерывы с эвстатическими колебаниями уровня моря [35]. Одним из четко фиксируемых перерывов является рубеж между поздним тоаром и ранним ааленом, трактуемый Г. Чаталовым [27] как результат значительного понижения уровня моря. И. Начев [14] отмечал такие же эпизоды прекращения седиментации в предбайосское, предверхнебайосское и предкелловейское время. Все они, как показано выше, устанавливаются и для Кавказского бассейна.

Как уже отмечалось, положение береговой линии и со временем ее перемещение зависят от таких факторов, как: 1) прогибание ложа бассейна осадконакопления; 2) эвстатические колебания уровня моря; 3) заполнение прогиба (в ряде случаев компенсационное) или отдельных его участков осадочным материалом.

Однозначно оценить "вклад" каждого фактора в развитие бассейна седиментации трудно. Вместе с тем прогибание ложа водоема следует, видимо, рассматривать как главную причину накопления многокилометровой толщи осадков в центральной его части, что одновременно определяло общую трансгрессивную направленность в развитии Кавказского бассейна. При этом следует также отметить, что, по данным Э. Хэллеме [25, 31], от геттанга к байосу в целом происходило повышение уровня моря более чем на 100 м, которое, конечно, внесло свою лепту в развитие трансгрессии.

Эвстатические колебания уровня моря достаточно эффективно проявляли себя прежде всего как причина регрессивных эпизодов в жизни водоема и влияли в основном на осадконакопление в периферийной части бассейна, в то время как в относительно углубленных частях это влияние было незначительным, либо не сказывалось вовсе.

Собственно осадочный процесс в Кавказском бассейне, обуславливая накопление мощных толщ и тем самым уменьшая глубину водоема, приводил к тому, что относительно небольшие по величине падения уровня моря (на несколько десятков метров) вызывали местами прекращение седиментации и иногда появление перерывов. Так, например, было в областях шельфового осадконакоп-

ления в домерское время в Дигоро-Осетинской СФЗ и в конце тоара в пределах Лабино-Малкинкой СФЗ: в обоих случаях накопление осадочного материала обусловило одинаковую литологическую последовательность напластования — от глинисто-алевритовых к песчаным осадкам. В результате глубина водоема в этих зонах уменьшилась и эвстатическое понижение уровня моря зафиксировалось в появлении брекчиевидных и конденсированных пластов окисленных железняков или горизонтов со следами субазального выветривания. Там, где это было подготовлено предшествующими процессами (например, в зоне дельты), понижение уровня моря привело к переработке накопившихся ранее в прибрежных зонах толщ осадочного материала и перемещению его в глубь водоема.

Таким образом, можно считать, что трансгрессивное развитие ранне- и среднеюрского водоема было обусловлено в основном тектоническими причинами (прогибание ложа) и длительным в целом эвстатическим повышением уровня моря. Регрессивные эпизоды были, очевидно, вызваны прежде всего относительно непродолжительными эвстатическими понижениями уровня водоема. Другим процессом, уменьшавшим глубину водоема и тем самым способствовавшим быстрому отступлению береговой линии даже при сравнительно небольших колебаниях уровня моря, было осадконакопление, темпы которого в геосинклинальном прогибе Большого Кавказа были весьма значительны. Локальные тектонические движения не изменяли общей направленности развития бассейна седиментации, но заметно ее осложняли, увеличивая пестроту строения осадочной толщи.

#### Литература

1. Агаев В.Б. Стратиграфия юрских отложений азербайджанской части Большого Кавказа: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Баку: ГИН Азерб. ССР, 1979. 45 с.
2. Безбородов Р.С. Литология верхнеласовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности // Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 107–254.
3. Безносов Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 178 с.
4. Безносов Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Материалы по геологии газоносных районов СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 109–191.
5. Гаврилов Ю.О., Лубченко И.Ю. К геохимии ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 89–110.
6. Гушин А.И. Закономерности геологического развития Северо-Восточного Кавказа в ранне- и среднеюрское время: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1986. 16 с.
7. Дробышев Д.В. От Самура до Главного хребта и зона Шахдага // Тр. Нефть. геол.-развед. ин-та. Сер. А. 1939. Вып. III. 43 с.
8. Казакова В.П. К стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений бассейна р. Айгамуга-дон (Горная Осетия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 8. С. 60–65.
9. Казакова В.П. К вопросу о верхнебайосской трансгрессии на Северном Кавказе // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964. С. 93–96.
10. Казакова В.П. О характере залегания и возрасте пачки криноидных известняков и известняков с железистыми оолитами в бассейне р. Кубань (Северный Кавказ) // Вестн. МГУ. 1975. № 1. С. 34–40.
11. Казакова В.П. Тоарские хильдоцератиды (аммоноидеи) из джигнатской свиты между-речья Большой Зеленчук – Кубань (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 86–102.
12. Леонов Ю.Г. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Геотектоника. 1969. № 6. С. 31–38.
13. Найдин Д.П., Тейс Р.В. К вопросу об изотопном составе кислорода юрских (тоар – аален) морей Евразии // Геохимия. 1976. № 12. С. 1857–1868.
14. Начев И. Литология на хетанж-кимериджские седименты в Крайшето // Изв. Геол. ин-та. Сер. Стратиграфия и литология. 1969. № 18. С. 127–159.
15. Нуцубидзе К.Ш. Нижнеюрская фауна Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 212 с.
16. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154–207.
17. Панов Д.И. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 153–163.
18. Панов Д.И., Гушин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого

Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.

19. *Петросьянц М.А., Ясаманов Н.А.* Климатические условия юрского периода Кавказа и Западной Европы по данным палеотермометрии и содержанию пыльцы хейролепидиевых // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 126–130.
20. Решение 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра) 1977 г. Л. 1984. 47 с.
21. *Ростовцев К.О.* Палеобиогеография Кавказских бассейнов в ранней и средней юре // Вопросы палеобиогеографии. Уфа. 1978. С. 97–102.
22. *Ростовцев К.О., Никанорова Л.А.* Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 5. С. 3–19.
23. *Снегирева О.В.* Юрская система. Средний отдел // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. VIII. С. 99–114.
24. *Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
25. *Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 327 с.
26. *Цагарели А.Л., Эристави М.С., Нуцубидзе К.Ш. и др.* Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя // МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 12. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 130–137.
27. *Чаталов Г.* Литология нижнеюрских пород Странджанской области Болгарии // *Geologica Balcanica*. 1987. 17.4. Sofia, August 1987. P. 41–64.
28. *Чихрадзе Г.А.* Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мещниереба, 1979. 203 с.
29. *Шихалибейли Э.Ш.* Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 223 с.
30. *Ясаманов Н.А.* Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
31. *Hallam A.* Fustatic cycles in the Jurassic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1978. V. 23. № 1. P. 1–32.
32. *Hallam A.* A revised sea-level curve for the early Jurassic // *J. Geol. Soc.* 1981. V. 138. Pt 6. P. 735–743.
33. *Hallam A., Bradschaw M.J.* Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions // *J. Geol. Soc.* 1979. V. 136. Pt 2. P. 157–164.
34. *Vail P.R., Mitchum R.M., Thomson S., Todd R.G. et al.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level // *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1977. V. 26. P. 49–212.
35. *Zagorčev I.* Jurassic paleogeography of a part of South-West Bulgaria in the light of new stratigraphic data // *Geologica Balcanica*. 1986. V. 16. № 5. P. 3–20.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
11. VII 1988

УДК 552.313.8:552.75 (517)

**ТЕФРОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ТОНКОЗЕРНИСТЫЕ  
ПОРОДЫ ОСЕВОЙ ЗОНЫ ВАРИСЦИД ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ**

**Вознесенская Т.А., Ратеев М.А., Хеиров М.Б.,  
Калашникова Н.Л., Шаброва В.П.**

В статье рассмотрена диагностика тонкозернистых пород из вулканогенно-осадочных комплексов осевой зоны варисцид Южной Монголии. Выделены две группы пород: тефрогенная и осадочная. Установлено, что постседиментационная трансформация пирокластики разного состава приводила к образованию разных глинистых минералов. Выявлены два ряда осадочных образований: яшмовый и фтанитовый; в каждом из них по кремнекислотности выделены аргиллиты, кремнистые аргиллиты, глинистые силициты и силициты. Примесь тефры в этих породах устанавливается по высоким значениям анортит-альбитовой составляющей.

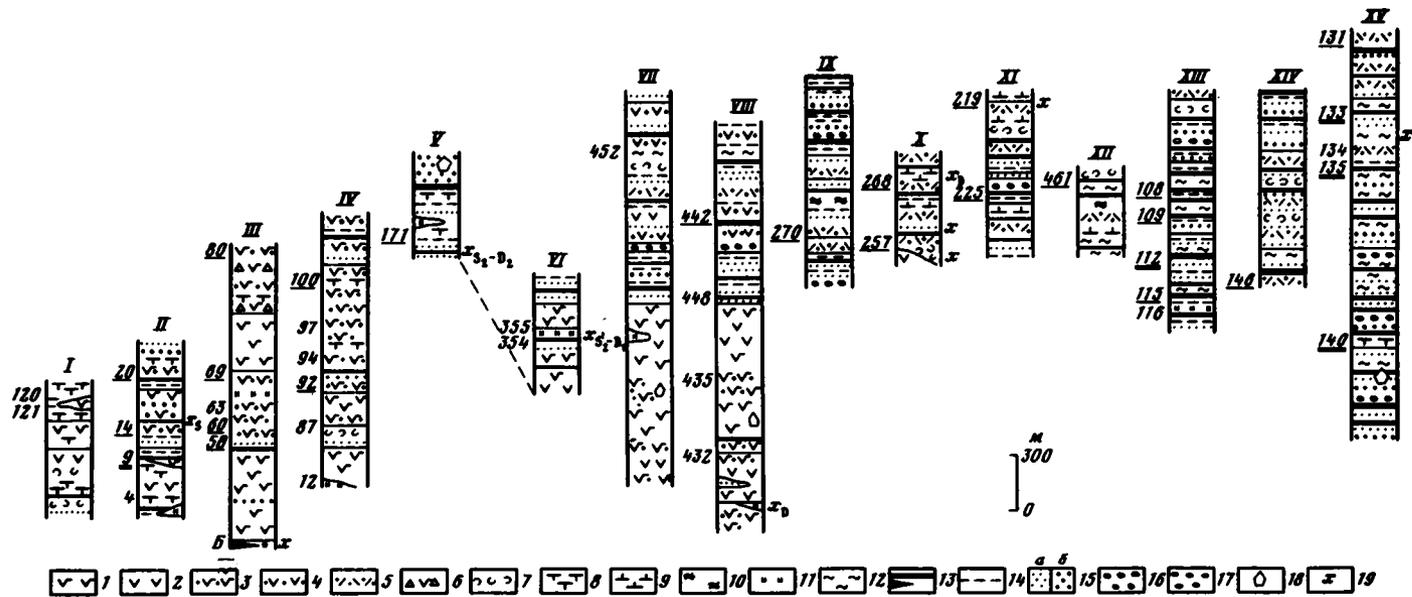
В вулканогенно-осадочных комплексах эвгеосинклинальных бассейнов прошлого наибольшие трудности вызывает диагностика тонкозернистых пород, что в значительной степени обусловлено смешением в седиментации тонкого вулканогенного, терригенного и гидрогенного компонентов. В строении вулканогенно-осадочных комплексов осевой зоны варисцид Южной Монголии, детально изученных в хребтах Гурван-Сайхан и Дзолен, принимают участие разнообразные типы тонкозернистых пород. Территориально указанные хребты отвечают северной половине Заалтайского силурийско-девонского палеобассейна, в пределах которой выделяются три зоны, отличающиеся типом и характером вулканизма, определившим в целом специфику вулканогенно-осадочных накоплений на этих территориях. С юга на север (от оси бассейна к периферии) формировались следующие комплексы: терригенно-туфово-лавовый (хадатулинский), терригенно-лавово-туфовый (берхеулинский) и лавово-туфово-терригенный (гурвансайханский).

**ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ**

Литологический анализ проксимальных (по отношению к зонам излияния вулканитов) разрезов всех комплексов обнаруживает не только черты сходства, но и свою специфику. Их роднит двучленность строения: в низах разрезов доминируют лавы, а в верхах господствует тефра при общей гомодромной направленности вулканизма по всему Заалтайскому бассейну. Вполне закономерно, что увеличение эксплозивности вулканизма сопровождалось ростом количества вулканотерригенной кластики, так как эксплозии, с одной стороны, поставляли в бассейн седиментации ювенильный материал, а с другой — способствовали разрушению вулканических построек, что приводило к образованию больших масс обломочного внутривулканогенного вещества, количество которого во времени резко возрастало. Как вулканический (лавовый и тефровый), так и вулканотерригенный материал составляет основу всех вулканогенно-осадочных комплексов.

Вулканическая деятельность в трех упомянутых зонах палеобассейна была различной, что нашло отражение в степени дифференцированности вулканических серий, петрографо-петрохимических особенностях вулканитов, типах извержений [1, 2].

Терригенно-туфово-лавовый (хадатулинский) комплекс, формировавшийся в осевой части Заалтайского бассейна, представлен лавами от базальтов до анле-



Фиг. 1. Разрезы берхеулинского и гурвансайханского комплексов Заалтайской зоны Монголии  
 I – базальты; 2 – андезиты; 3–5 – туфы (3 – основные, 4 – средние, 5 – кислые); 6 – основные туфобрекчии; 7 – тефроиды; 8 – туфопелиты и пелитоморфные туффиты; 9 – кремнистые туффиты; 10 – туфосилициты; 11 – яшмы и яшмовидные породы; 12 – фтанитоиды; 13 – аргиллиты; 14 – алевролиты; 15 – песчаники (а – мелко- и среднезернистые, б – средне- и крупнозернистые); 16 – гравелиты; 17 – конгломераты; 18 – олистолиты; 19 – места скопления радиолярий, для определяемых разностей – с указанием возраста. Цифры слева от колонок – номера образцов, проанализированные химическим (неподчеркнутые), рентгеноструктурным (подчеркнутые одной чертой) и обеими (подчеркнутые двумя чертами) методами.

I–XV – разрезы комплексов (I–V – берхеулинского, VI–XV – гурвансайханского). Местоположение разрезов: I–V – хр. Гурван-Сайхан (I – северный склон горы Баян-Цаган, II – восточнее горы Хара-Тологой, III – севернее родника Бага-Хавигайн, IV – юго-западнее горы Берхэ, V – западнее долины Хабцгайтын-Гол); VI–X – хр. Дзолен (VI – южнее колодца Убту, VII, VIII – западное окончание хр. Дзолен, между разрезами 7 км по простиранию, IX, X – юго-западнее и северо-западнее колодца Тал); XI–XV – хр. Гурван-Сайхан (XI – юг пади Дувэнжийн-Хундий, XII – урочище Хорхойтын-Холой, XIII – севернее разреза IV, XIV – северо-восточнее горы Галчарын-Шувун, XV – северо-западнее горы Номгон)

зито-дацитов с преобладанием порфировых разностей, содержащими прослои и линзы туфов, туфопелитов, яшм и вулканотерригенных песчаников и алевролитов. Существенно лавовая толща сменяется обломочной (400–500 м), в которой превалируют вулканотерригенные породы и туфы среднего и кислого состава, содержащие полимиктовые песчаники, кремнистые туффиты, линзовидные тела (до 20 м) плагиопорфиров, андезитовых порфиритов, единичные прослои (< 1 м) темно-серых аргиллитов.

Севернее хадатулинского комплекса шло накопление терригенно-лаво-туфового (берхеулинского) комплекса, сложенного преимущественно подушечными афировыми базальтами и андезито-базальтами с подчиненными потоками андезитов, содержащими линзы гиалокластических брекчий, гиалокластитов; в межподушечных пространствах лавовых потоков развиты глинистые яшмы с радиоляриями. Вулканиды, как и в предыдущем комплексе, надстраиваются обломочной толщей, но существенно иного состава. В ней много гиалокластики и основного вулканотерригенного материала, которым подчинены тефроиды, туфопелиты, туффиты, аргиллиты, яшмы. В более дистальных (относительно зон изменения базальтоидов) разрезах комплекса сокращается количество лавового компонента, наиболее представительными становятся вулканотерригенные породы, тефроиды, туффиты, туфопелиты, аргиллиты; местами развиты микститовые горизонты (фиг. 1).

Зоны растяжения, фиксируемые проксимальными отложениями двух охарактеризованных выше комплексов, компенсировались на севере Заалтайского бассейна, где почти синхронно с ними возникает субдукционная зона, в пределах которой формируется островодужный лавово-туфово-терригенный (гурвансайханский) комплекс [6]. Он образован широким спектром лавовых накоплений от базальтов до дацитов как афировых, так и порфировых. Как правило, потоки разделены мощными (первые десятки метров) пачками туфов, тефроидов, вулканотерригенных пород и яшм. Выше туфово-лаво-вулканических накоплений залегает мощная (1000 м и более) туфово-терригенная толща, сложенная вулканотерригенными и полимиктовыми песчаниками, алевролитами с подчиненными алевропелитами, гравелитами, реже конгломератами; характерны горизонты средних и кислых туфов; кроме того, встречаются туффиты, фтанитоиды, яшмы и микститы.

В современной структуре хребтов Гурван-Сайхан и Дзолен наиболее развиты отложения гурвансайханского комплекса, особенно его верхней туфово-терригенной части, менее распространены берхеулинские толщи и крайне ограничены выходы хадатулинских накоплений, при этом они обычно рассланцованы и метаморфизованы, в силу чего ни химически, ни рентгеноструктурно тонкозернистые породы этого комплекса не анализировались.

При диагностике тонкозернистых пород берхеулинского и гурвансайханского комплексов использовался комплексный подход, в основу которого положены литолого-фациальный и вулканологический анализы вмещающих толщ [1]. Выделение отдельных типов тонкозернистых пород производилось с учетом их детального петрографического изучения, данных химических анализов с пересчетом на минеральный состав по методике, предложенной И.В. Хворовой и др. [9]; и рентгенографического анализа фазового состава глинистых фракций. Дифрактограммы снимались на дифрактометре ДРОН-1 с  $\text{Cu K}_\alpha$ -излучением при напряжении 35 кВ и силе тока 20 мА. При идентификации глинистых минералов использовались известные руководства Г. Бриндли [11], Г. Брауна [12], В.А. Дрица и др. [4] и Б.П. Градусова [3]. Количественные оценки даны по П. Бискайе [10].

Основные типы тонкозернистых пород, развитые в вулканогенно-осадочных комплексах Заалтайской зоны Монголии, приведены в табл. 1. Среди них выделяются две группы: "тефрогенная" и осадочная. Название "тефрогенная" — условное, так как здесь рассматриваются и пирокластические и вулканогенно-осадочные (смешанные) породы, но они образуют непрерывный ряд, связанный единством источника вулканического материала.

Основные типы тонкозернистых пород Заалтайской зоны Монголии

| Комплекс         | Туфы              | Тефрогенные породы | Туффиты                   | Осадочные породы |                  |
|------------------|-------------------|--------------------|---------------------------|------------------|------------------|
|                  |                   |                    |                           | глинистые        | кремнистые       |
| Хадатулинский    | Основные, средние | Туфопелиты         | —                         | Аргиллиты        | Яшмы             |
|                  | Кислые            | —                  | Кремнистые                |                  |                  |
| Берхеулинский    | Основные          | ”                  | Пелитоморфные             | ”                | ”                |
| Гурвансайханский | Основные, средние | ”                  | ”                         |                  |                  |
|                  | Кислые            |                    | Кремнистые (туфосилициты) | ”                | Яшмы, фтанитоиды |

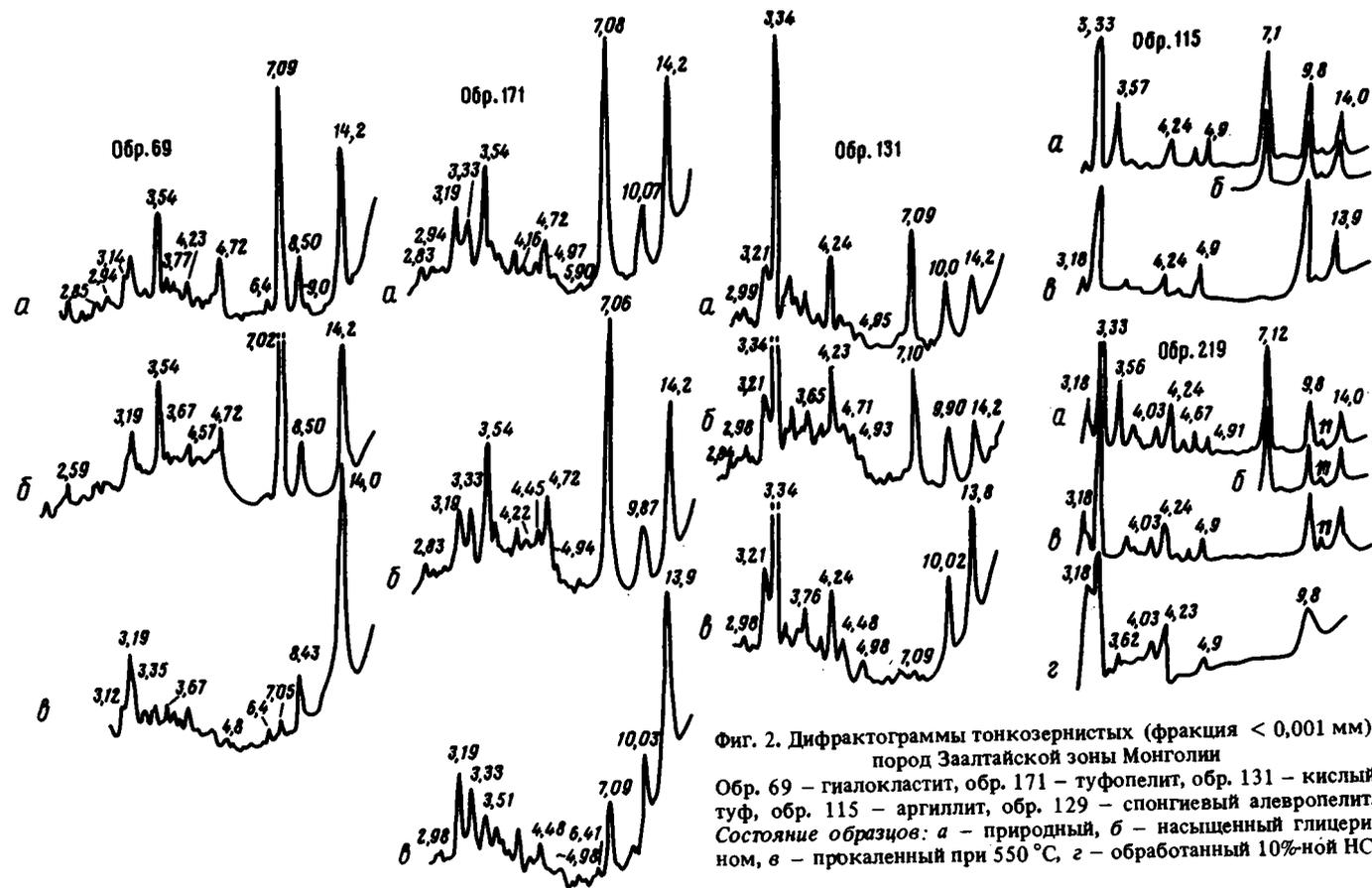
## ТЕФРОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Для всех вулканогенно-осадочных комплексов наиболее характерными образованиями этой группы являются разнообразные по составу и структуре туфы. Тонкозернистые туфы независимо от состава представлены витрическими, реже кристалловитрическими разностями.

Базальтовые и андезито-базальтовые туфы (см. фиг. 1, обр. 14, 20, 58, 60, 63, 69, 80, 87, 92, 94, 97, 432, 435) сложены двумя видами стекол: хлоритизированными и ожелезненными; вариации в количественном соотношении этих двух компонентов определяют цвет пород, который меняется от серовато-зеленого и зеленого, через лиловато-зеленый и зеленовато-лиловый до лилового. Наиболее представительны железистые стекла в берхеулинском комплексе. В зеленых туфах доминирует закисное железо, в лиловых — окисное, а в промежуточных цветовых разностях содержания  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  соизмеримы. Рентгеноструктурный анализ туфов (фиг. 2) показал, что их глинистая фракция полностью образована хлоритом (табл. 2); диагностируемые кварц, полевые шпаты, иногда цеолиты и амфибол — характерные минералы, выполняющие мелкие трещины в туфах. Следует подчеркнуть, что в гурвансайханском комплексе полевые шпаты встречаются в виде кристаллической фазы тонкозернистой тефры. Основные различия в составе пирокластического материала выявляются на химическом уровне, по содержанию основных петрогенных и малых элементов (табл. 3).

Геохимические особенности взрывного материала четко выступают при его сравнении с лавовым [2], причем они отличны для преддугового (берхеулинского) типа вулканизма и островодужного (гурвансайханского). В берхеулинской тефре снижаются содержания почти всех основных петрогенных и малых элементов, кроме магния, ванадия и меди. Средние значения таких компонентов, как кремнезем, алюминий, железо, марганец, в туфах и лавах соизмеримы (см. табл. 3). Но средние содержания кристаллизационной воды в гялотефре на 0,55 мас. % больше, чем в лавах.

Если берхеулинская вулканическая серия слабо дифференцирована и в ней лавовые и тефровые накопления не отличаются по кремнекислотности, то в гурвансайханском непрерывно дифференцированном комплексе тефра одного и того же дифференциата на 1,5 мас. % кислее, чем лава. Если среди лав много базальтов, то среди туфов преобладают андезито-базальтовые разности. В взрывной фазе (см. табл. 3) снижается содержание многих петрогенных и малых элементов, особенно резко хрома и никеля, и увеличивается количество Fe, Mg, K



Фиг. 2. Дифрактограммы тонкозернистых (фракция < 0,001 мм) пород Заалтайской зоны Монголии  
 Обр. 69 – гялокластит, обр. 171 – туфопелит, обр. 131 – кислый туф, обр. 115 – аргиллит, обр. 129 – спонгиозный алевропелит.  
 Состояние образцов: а – природный, б – насыщенный глицерином, в – прокаленный при 550 °С, г – обработанный 10%-ной HCl

Таблица 2

Минеральный состав глинистой фракции (< 0,001 мм) тефрогенных и осадочных пород варисцид Южной Монголии, %\*

| Группа пород                       | Номер образца        | Тип пород                    | Окраска          | Глинистые минералы |        |                  | Сопутствующие минералы |       |              |         |
|------------------------------------|----------------------|------------------------------|------------------|--------------------|--------|------------------|------------------------|-------|--------------|---------|
|                                    |                      |                              |                  | гидро-слюда        | хлорит | смешано-слоистые | полевые шпаты          | кварц | кристо-балит | цеолиты |
| Базальтовая тефра и ее производные | 14                   | Гиалотуф тонкообломочный     | Лиловая          | —                  | 80     | —                | 10                     | 5     | 5            | —       |
|                                    | 20                   | То же                        | ”                | —                  | 85     | —                | 10                     | —     | 5            | —       |
|                                    | 80                   | ”                            | ”                | —                  | 80     | —                | 15                     | —     | 5            | —       |
|                                    | 58                   | Гиалотуф                     | Серовато-зеленая | —                  | 80     | —                | 10                     | —     | Следы        | 10      |
|                                    | 60                   | Гиалокластит тонкообломочный | ”                | —                  | 80     | —                | 10                     | Следы | 5            | 5       |
|                                    | 69                   | То же                        | ”                | —                  | 85     | —                | 5                      | —     | Следы        | 10      |
|                                    | 92                   | Тефроид тонкообломочный      | ”                | —                  | 85     | —                | 10                     | —     | 5            | —       |
|                                    | 100                  | Туфопелит                    | Зеленая          | —                  | 85     | —                | 10                     | —     | 5            | —       |
|                                    | 171                  | ”                            | ”                | 25                 | 60     | —                | 10                     | —     | 5            | —       |
| 140                                | Туффит пелитоморфный | Серая                        | 35               | 50                 | —      | 5                | 5                      | 5     | —            |         |
| Кислая тефра и ее производные      | 146                  | Витрический туф              | Черная           | 70                 | 10     | —                | 5                      | 5     | 5            | —       |
|                                    | 131                  | То же                        | Зеленовато-серая | 50                 | 35     | —                | 5                      | 10    | —            | —       |
|                                    | 257                  | Кристалловитрический туф     | ”                | 55                 | 20     | 5 (Г-Х) **       | 10-15                  | 5-10  | 5-10         | —       |
|                                    | 270                  | То же                        | Черная           | 70                 | 15     | —                | 5-10                   | 5-10  | —            | —       |
|                                    | 268                  | Туффит кремнистый            | ”                | 55                 | 20     | 5 (Г-Х)          | 5-10                   | 5-10  | 5-10         | —       |
| Осадочная группа                   | 9                    | Аргиллит яшмового ряда       | Лиловая          | 70                 | 15     | —                | 10                     | —     | 5            | —       |
|                                    | 46                   | Аргиллит фтанитового ряда    | Черная           | 35                 | 50     | —                | 10                     | —     | 5            | —       |
|                                    | 109                  | То же                        | ”                | 35                 | 45     | —                | 10                     | 5     | 5            | —       |
|                                    | 112                  | ”                            | ”                | 30                 | 50     | —                | 5-10                   | 10-15 | 5            | —       |
|                                    | 108                  | ”                            | Темно-серая      | 50                 | 25     | 5 (Г-Х)          | 5                      | 10    | 5            | —       |
|                                    | 135                  | ”                            | ”                | 60                 | 20     | —                | 5                      | 15    | —            | —       |
|                                    | 219                  | ”                            | ”                | 60                 | 25     | 3 (Г-Х)          | 5-10                   | 10-20 | —            | —       |
|                                    | 115                  | ”                            | Серовато-зеленая | 50                 | 30     | Сл (Г-Х)         | 5-10                   | 10-15 | —            | —       |
|                                    | 225                  | ”                            | ”                | 65                 | 15     | 5 (Г-Х)          | 5-10                   | 10-20 | —            | —       |
|                                    | 442                  | ”                            | Черная           | 60                 | 20     | Сл (Г-Х)         | 5-10                   | 5-10  | 5-10         | —       |

\* Приведено процентное содержание минералов от суммы глинистой фракции.

\*\* Г-Х — гидрослюдисто-хлоритовая фаза.

Содержание некоторых элементов в породах Заалтайской зоны Монголии

| Компонент                      | Берхулинский комплекс |                     |               |            | Гурвансайханский комплекс |                               |            |
|--------------------------------|-----------------------|---------------------|---------------|------------|---------------------------|-------------------------------|------------|
|                                | базальт (6)           | туф базальтовый (3) | туфопелит (1) | туффит (2) | андезито-базальт (3)      | туф андези-то-базальтовый (2) | туффит (1) |
| SiO <sub>2</sub>               | 49,47                 | 49,48               | 50,69         | 52,46      | 53,54                     | 55,10                         | 59,76      |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,26                  | 0,83                | 0,76          | 1,03       | 1,40                      | 1,10                          | 0,68       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,26                 | 15,04               | 14,83         | 15,67      | 17,01                     | 15,38                         | 17,26      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,49                  | 6,10                | 8,28          | 4,25       | 6,26                      | 6,39                          | 2,30       |
| FeO                            | 7,03                  | 7,00                | 2,91          | 3,59       | 2,70                      | 3,11                          | 3,02       |
| MnO                            | 0,2                   | 0,21                | 0,40          | 0,19       | 0,08                      | 0,20                          | 0,17       |
| MgO                            | 4,13                  | 5,44                | 1,83          | 3,32       | 2,71                      | 3,00                          | 2,24       |
| CaO                            | 7,28                  | 7,23                | 6,47          | 9,99       | 4,64                      | 3,90                          | 2,71       |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,74                  | 3,63                | 4,12          | 2,43       | 6,29                      | 6,01                          | 2,65       |
| K <sub>2</sub> O               | 2,2                   | 1,31                | 1,09          | 0,85       | 1,75                      | 2,34                          | 6,10       |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,4                   | 0,17                | 0,18          | 0,22       | 0,71                      | 0,57                          | 0,19       |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 2,10                  | 2,65                | 1,50          | 2,31       | 1,89                      | 1,90                          | 2,19       |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,26                  | 0,28                | 0,02          | 0,22       | 0,36                      | 0,70                          | 0,24       |
| Cr                             | 21                    | 20                  | 25            | 42         | 59                        | <10                           | 24         |
| Ni                             | 25                    | 23                  | 19            | 26         | 50                        | ≤15                           | 17         |
| V                              | 256                   | 287                 | 185           | 136        | 185                       | 137                           | 97         |
| Cu                             | 126                   | 147                 | 86            | 80         | 142                       | 132                           | 52         |
| Co                             | 34                    | 31                  | 19            | 20         | 30                        | 16                            | 8          |
| Zn                             | 102                   | 94                  | 60            | 92         | 85                        | 185                           | 75         |
| Sr                             | 900                   | 431                 | 404           | 1878       | 651                       | 682                           | 485        |
| Zr                             | 128                   | 74                  | 140           | 167        | 190                       | 210                           | 254        |
| Ba                             | 492                   | 210                 | 200           | 90         | 400                       | 415                           | 969        |

*Примечание.* Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР. В скобках приведено число проанализированных образцов; содержание окислов дано в мас.%, элементов — в г/т, причем Sr, Ni, V, Cu и Co определены спектроскопическим методом, а Zn, Sr, Zr и Ba — рентгенфлуоресцентным.

и литофильных компонентов Sr, Zr, Ba, а также Zn; среднее содержание кристаллизационной воды остается на том же уровне, что и в лавах (1,9 мас. %).

В тесной парагенетической связи с основными (и средними) туфами находятся туфопелиты (обр. 100, 120, 171) — зеленые и зеленовато-серые породы, представляющие собой тонкое срастание альбита, хлорита и эпидота (иногда пренита), относительно богатые натрием и кальцием (см. табл. 3). Если пересчитать эти элементы на альбит и эпидот по методике, предложенной И.В. Хворовой и др. [9], то они составят 70% минерального состава породы (альбита > 40% и эпидота около 30%). Если же условно произвести такой расчет для туфов, ассоциирующих с туфопелитами, то значения соизмеримы и варьируют от 65 до 75%. Такой же порядок устанавливается и для лиловых разновидностей туфопелитов, минеральный состав которых невозможно определить микроскопически из-за широкого развития гидрокислов железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 8 мас. % при FeO 3%). Рентгеноструктурно глинистая фракция туфопелитов полностью состоит из хлорита; в отдельных случаях диагностируется слюда с 10–15% разбухающих межслоев, содержание которой достигает 15% во фракции < 0,01 и 25% во фракции < 0,001 мм (см. фиг. 2). Тесная связь с туфами и идентичность вторичных преобразований свидетельствуют о преимущественно тефровой природе туфопелитов, а преобладание в них Na–Ca-составляющей позволяет отнести их к альбитовым разновидностям [9].

Производным основной и средней пирокластике является еще один тип пород, который можно определить как пелитоморфный туффит (обр. 4, 121, 140). Это зеленые и зеленовато-серые тонкозернистые образования, основная масса кото-

рых либо полностью хлоритизирована, либо превращена в хлорит-эпидотовый или альбит-хлорит-эпидотовый агрегат. Осадочная составляющая обычно представлена биогенным кремнеземом — радиоляриями, иногда встречаются полевошпатовый и кварцевый алеврит и слюда мусковитового типа. Содержание свободного кремнезема, полученное при пересчете химических анализов [9], не превышает 10% от минерального состава туффитов, а Na—Ca-составляющая колеблется (как в туфах) от 65 до 75%. По существу они принадлежат к ортотуффитам [5]. Количество гидрослюда колеблется от 6 до 18%. Высокое (6,1%) содержание  $K_2O$  в туффите гурвансайханского комплекса (см. табл. 3) связано с постседиментационным привнесом калия, который концентрируется в гидрослюде, выполняющей мелкие трещинки в туффите. Во фракции  $< 0,001$  мм доминирует хлорит, количество гидрослюда не превышает 35%.

Охарактеризованные тефрогенные породы — производные основной и средней пирокластике — возникли либо в результате постседиментационной трансформации тефры, либо при смешении ее с биогенным кремнистым веществом при незначительной добавке тонкого терригенного материала.

Среди кислых туфов, приуроченных к верхним частям хадатулинского и гурвансайханского комплексов, наиболее развиты мелко- и тонкозернистые кристалловитрические и витрические разности (обр. 131, 134, 146, 257, 270); местами в них сохраняется пепловая структура, чаще это тонкое срастание кварца, альбита и хлорита; попадает кристаллокластика плагиоклазов и кварца. Глинистая фракция туфов образована хлоритом и слюдой, содержащей порядка 5–10% разбухающих межслоев; диагностируются полевые шпаты и значительная примесь кварца (см. фиг. 2). В глинистой фракции гурвансайханских кислых туфов содержания гидрослюдистого компонента довольно высокие и колеблются от 50 до 70% (см. табл. 2), что обусловлено калиевой специализацией кислых дифференциатов островодужного вулканизма. Характерны низкие значения основных петрогенных компонентов (мас. %):  $TiO_2$  0,37;  $Al_2O_3$  8,78;  $MgO$  0,76;  $CaO$  1,62;  $Na_2O$  1,56;  $K_2O$  1,83 при высоком содержании  $SiO_2$  (79,11). При пересчете ориентировочный минеральный состав кислого туфа следующий, %: свободный  $SiO_2$  50, гидрослюда 25, альбит 15, анортит 7 и хлорит 3. Содержания микроэлементов ниже кларка, за исключением (г/т): Cu 56, Co 10, Zn 68.

Генетически с кислой пирокластикой связаны кремнистые туффиты (обр. 268) — зеленовато- и голубовато-серые тонкозернистые породы, сложенные девитрифицированным хлорит-кварц-альбитовым витрическим компонентом (иногда сохраняются реликты пепловой структуры), в котором рассеяны радиолярии, реже — кремневые спикулы губок и растительный детрит, а также чешуйки гидрослюда мусковитового типа. В глинистой фракции кремнистых туффитов преобладает гидрослюда (до 65%) и хлорит (до 30%), в виде примеси присутствует смешанослойный гидрослюдисто-хлоритовый (*i-ch*) минерал. Изредка встречаются прослои (первые десятки сантиметров) зеленовато-серых и розоватых туфосилицитов, состоящие преимущественно из кварца в срастании с альбитом и небольшим количеством хлорита. Розовые разности импрегнированы гидроокислами железа. Попадают перекристаллизованные радиолярии. Наличие в кремнистой массе альбита и хлорита, неотъемлемых постседиментационных минералов кислых туфов, свидетельствует о примеси кислого стекла в силицитах.

#### ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные тонкозернистые образования можно подразделить на две подгруппы: яшмовую и фтанитовую, каждая из которых объединяет глинистые, глинисто-кремнистые и кремнистые породы, связанные парагенетической и геохимической общностью.

Породы яшмового ряда развиты во всех трех комплексах и наиболее представительны в их нижних лавовых частях, но в виде маломощных прослоев встреча-

## Химический и минеральный состав глинисто-кремнистых пород яшмового ряда, %

| Компоненты                     | Берхулинский комплекс |       |       | Гурвансайханский комплекс |       |       |       |       |
|--------------------------------|-----------------------|-------|-------|---------------------------|-------|-------|-------|-------|
|                                | Б*                    | 9     | 12    | 363                       | 354   | 448   | 355   | 116   |
| SiO <sub>2</sub>               | 63,98                 | 66,71 | 86,75 | 69,64                     | 70,75 | 74,78 | 89,67 | 92,41 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,58                  | 0,55  | 0,30  | 0,85                      | 0,60  | 0,59  | 0,17  | 0,16  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,55                 | 13,83 | 5,29  | 9,58                      | 11,84 | 10,69 | 3,01  | 0,23  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,80                  | 5,42  | 2,86  | 7,97                      | 4,72  | 3,16  | 1,79  | 2,10  |
| FeO                            | 0,92                  | 1,28  | 0,67  | 1,22                      | 0,65  | 1,15  | 0,69  | Нет   |
| MnO                            | 0,12                  | 0,09  | 0,01  | 0,07                      | 0,04  | 0,17  | 0,07  | 2,92  |
| MgO                            | 1,00                  | 1,07  | 0,61  | 1,46                      | 1,61  | 1,43  | 0,89  | Нет   |
| CaO                            | 1,53                  | 1,68  | 1,09  | 2,03                      | 2,13  | 1,55  | 1,12  | 1,05  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5,07                  | 2,39  | 0,34  | 2,82                      | 2,18  | 4,66  | 0,34  | 0,10  |
| K <sub>2</sub> O               | 2,65                  | 3,97  | 1,32  | 2,14                      | 2,44  | 0,61  | 1,24  | 0,14  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,16                  | 0,13  | 0,03  | 0,08                      | 0,01  | 0,06  | 0,08  | Нет   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,66                  | 2,17  | 0,48  | 1,27                      | 2,23  | 0,50  | 0,55  | 0,03  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,27                  | 0,40  | 0,15  | 0,48                      | 0,63  | 0,22  | 0,22  | 0,15  |
| SiO <sub>2</sub> (своб.)**     | 6,89                  | 17,06 | 71,61 | 29,63                     | 32,01 | 34,04 | 72,42 | 94,40 |
| Хлорит                         | 3,51                  | 3,61  | 2,21  | 5,25                      | 5,69  | 5,20  | 3,14  | Нет   |
| Анортит                        | 6,23                  | 6,60  | 4,61  | 8,48                      | 8,75  | 6,54  | 4,59  | 2,48  |
| Альбит                         | 48,13                 | 21,86 | 3,35  | 27,45                     | 20,85 | 45,81 | 3,24  | 1,05  |
| Гидрослюда                     | 35,22                 | 50,85 | 18,20 | 29,16                     | 32,68 | 8,39  | 16,58 | 2,06  |

*Примечание.* Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР.

\* Номера образцов (см. фиг. 1) и типы пород: Б – туфоаргиллит; 9 – аргиллит; 12 – глинистая яшма; 363, 354 – кремнистый аргиллит; 448 – кремнистый туфоаргиллит; 355 – глинистая яшма; 116 – яшма.

\*\* В этой и следующей таблице минеральный состав пересчитан по данным химических анализов и приведен к 100%.

ются также и среди туфовых и терригенных накоплений. Они характеризуются красной или лиловой цветовой гаммой, определяемой высокими содержаниями окисного железа (табл. 4); значения FeO колеблются от 0 до 1,22 мас. %. Определяющим для глинисто-кремнистых пород является количество свободного кремнезема. По этому параметру выделяем следующие типы пород, %: аргиллит 1–25, кремнистый аргиллит 25–50, глинистая яшма<sup>1</sup> 50–90, яшма > 90.

Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции аргиллитов показал, что она сложена гидрослюдой (до 70%) и хлоритом (до 15%); из сопутствующих минералов диагностируются полевые шпаты и кварц. При пересчете химических анализов аргиллитов на минеральный состав с определением содержаний свободного кремнезема, альбита, анортита, хлорита и гидрослюды [9] в аргиллите (см. табл. 3, обр. 9) устанавливается гидрослюда около 50% и хлорита более 3% от общего минерального состава породы.

В кремнистых разностях (обр. 363, 354) ее количество сокращается до 30% главным образом за счет увеличения свободного кремнезема, часто представленного радиоляриями. Среди глинистых пород выделяются минеральные разности, которые определяем как туфоаргиллиты (обр. Б, 448), характеризующиеся высокими значениями альбитовой составляющей. Туфоаргиллиты горизонтально-слоистые, что обусловлено послойным обогащением их алеврит-мелкопесчаной кислой тефрой, представленной оплавленным кварцем, плагиоклазами; встречаются хлоритизированные фрагменты. Местами попадаются пироксены, серпентиниты и известковый детрит мшанок и криноидей.

<sup>1</sup> И.В. Хворова [8] границей 75%-ного содержания SiO<sub>2</sub> (своб.) подразделяет эти силициты на сильноглинистые и глинистые.

## Химический и минеральный состав глинисто-кремнистых пород фтанитового ряда, %

| Компоненты                     | Аргиллит |       |       | Фтанитоид 452 |
|--------------------------------|----------|-------|-------|---------------|
|                                | 112*     | 219   | 135   |               |
| SiO <sub>2</sub>               | 61,37    | 61,79 | 64,04 | 83,30         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,66     | 0,66  | 0,53  | 0,25          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,15    | 16,32 | 15,82 | 7,42          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,15     | 1,91  | 1,82  | 1,08          |
| FeO                            | 4,46     | 4,43  | 2,76  | 1,44          |
| MnO                            | 0,15     | 0,14  | 0,08  | 0,14          |
| MgO                            | 1,56     | 2,06  | 1,38  | 0,49          |
| CaO                            | 3,43     | 2,06  | 2,36  | 1,21          |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,81     | 2,82  | 1,16  | 2,60          |
| K <sub>2</sub> O               | 3,96     | 3,72  | 5,03  | 0,43          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,20     | 0,15  | 0,19  | 0,02          |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 2,37     | 2,71  | 2,63  | 1,22          |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,16     | 0,18  | 0,42  | 0,12          |
| CO <sub>2</sub>                | Нет      | 0,20  | 0,70  | Нет           |
| Сорг                           | 0,42     | Нет   | Нет   | "             |
| SiO <sub>2</sub> (своб.)       | 6,31     | 10,05 | 14,16 | 60,59         |
| Хлорит                         | 5,19     | 7,08  | 4,50  | 1,82          |
| Анортит                        | 13,27    | 8,22  | 8,94  | 5,24          |
| Альбит                         | 25,30    | 26,21 | 10,23 | 26,24         |
| Гидрослюда                     | 49,91    | 48,41 | 62,14 | 6,07          |

*Примечание.* Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР.

\* Номера образцов (см. на фиг. 1).

Яшмы представлены в основном глинистыми разностями (обр. 12, 355), безрадиоляриевыми и радиоляриевыми, основными компонентами которых являются кремнезем и гидрослюда. Локально в них наблюдается примесь кислой тефры (кварц, плагиоклазы, хлоритизированные фрагменты) и в таком случае породу можно определить как глинистая туфояшма. Яшмы с содержанием SiO<sub>2</sub> (своб.) > 90% встречаются редко. Более плотные кремнистые породы обычно сильно трещиноваты и перекристаллизованы. Трещины, как правило, выполнены тонко- и мелкозернистым кварцевым агрегатом. В некоторых яшмах (см. табл. 4, обр. 116) наблюдается более поздняя генерация трещин, выполненная рудным веществом; железо-марганцево-титановый модуль такой яшмы, составляющий 39, свидетельствует, по данным Н.М. Страхова [7], о наличии в породе эксгалитивного материала. В яшме не диагностируется закисное железо и фосфор; двуокись углерода составляет всего лишь 0,40%, а углерода 0,11%; характерны высокие (1200 г/т) значения стронция (РФА). По-видимому, эксгалитивную природу имеет не только железо и марганец, но и углерод (углеводород) и стронций. Во всех других проанализированных типах пород яшмового ряда таких отклонений от нормы не зафиксировано; их железо-марганцево-титановый модуль варьирует от 9 до 18.

Породы фтанитового ряда связаны с верхней частью гурвансайханского комплекса — туфово-терригенными образованиями, формирование которых происходило в задуговом бассейне. Это серые, темно-серые и черные аргиллиты и фтанитоиды, в которых закисное железо доминирует над окисным (табл. 5). По сравнению с породами яшмового ряда в них более высокие значения алюминия, калия, фосфора и органического вещества (если оно присутствует). Для аргиллитов с высоким содержанием анортит-альбитовой составляющей (обр. 112, 219) характерны повышенные концентрации некоторых малых элементов, г/т: Cu 70–93,

Ва 1100–1600. Возможно, эти аргиллиты содержат примесь пирокластического материала.

Чистые разности аргиллитов встречаются редко, обычно примесь алевритового материала: кварц, полевые шпаты, органический детрит, иногда радиолярии. Глинистая фракция (см. фиг. 2) состоит из гидрослюд и хлорита, количественные соотношения которых колеблются от 35 до 65% (см. табл. 2), изредка отмечается небольшое количество (не более 5%) смешанослойной гидрослюдисто-хлоритовой фазы, которая часто концентрируется в тонких трещинках, vyplненных зеленовато-желтым интерферирующим веществом.

Фтаниитоиды — темные-серые и черные крипто- и тонкозернистые кварцевые породы, импрегнированные кристалликами пирита, обычно содержат мелкий алеврит кварца и плагиоклазов, единичные радиолярии. Черные силициты с высокими значениями анортит-альбитовой составляющей (см. табл. 5, обр. 452) следует определять как туфофтаниитоиды, характеризующиеся повышенными концентрациями Си и Ва, в 1,5 раза превышающими кларковые их значения в осадочной оболочке Земли.

Черные аргиллиты наиболее представительны и ассоциируют как со средними и кислыми туфами, тефроидами и туффитами, так и со среднекислыми вулканотерригенными породами. Фтаниитоиды развиты незначительно и обычно образуют пласты толщиной от 10 до 20 см, реже 50 см, группирующиеся в пакеты мощностью до 1,5–3 м; участвуют в строении пачек (15–30 м), сложенных преимущественно тонкоплитчатыми черными алевропелитами и аргиллитами.

Литолого-фациальный анализ вулканогенно-осадочных комплексов Южной Монголии [1] показал, что развитые в них терригенные обломочные накопления являются внутрибассейновыми и возникли главным образом в результате разрушения вулканических сооружений, формировавшихся в самом Заалтайском бассейне. Глины, парагенетически связанные с вулканотерригенной кластикой, являются также производными дезинтеграции основных, средних и кислых вулканических пород. Кремнистое вещество — гидрогенный компонент, извлекаемыми которого были кремневые организмы, в основном радиолярии. Смещение в седиментации тонкого пирокластического, вулканотерригенного и гидрогенного вещества приводило к образованию большой гаммы смешанных пород.

Анализ тонкозернистых пород осевой зоны варисцид Южной Монголии показал, что они в ходе своего формирования претерпели сильные изменения, особенно на стадии эпигенеза — катагенеза, когда образовалась основная масса их глинистых минералов. При этом постседиментационная трансформация ювенильного вулканического материала разного петрохимического состава приводила к образованию разных глинистых минералов: по основному стеклам развивался хлорит, по кислым дифференциатам с калиевой специализацией островодужного вулканизма (гурвансайханский комплекс) — гидрослюда и хлорит примерно в равных количествах или с преобладанием гидрослюдистого компонента. Аналогично состав тефры (основной или кислой) определяет минералогию глинистой фракции (преимущественно хлоритовую или гидрослюдистую) и в смешанных тонкозернистых породах, принадлежащих ортотуффитам.

Среди глинисто-кремнистых пород по парагенезу и геохимическому родству выделяются два ряда: яшмовый и фтанитовый; слагающие их образования по свободной кремнекислотности (полученной путем пересчета химических анализов) подразделяются на аргиллиты, кремнистые аргиллиты, глинистые силициты и силициты. Их глинистая фракция представлена также гидрослюдой и хлоритом, соотношения которых от образца к образцу сильно варьируют; диагностируемый иногда смешанослойный гидрослюдисто-хлоритовый компонент; вероятно, в ряде случаев имеет наложенный характер. Примесь тефрового материала в осадочных тонкозернистых породах устанавливается по высоким значениям анортит-альбитовой составляющей.

## Литература

1. *Вознесенская Т.А.* Седиментация и вулканизм осевой зоны варисцид Южной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 5. С. 19–32.
2. *Вознесенская Т.А., Руженцев С.В., Бадарч Г.* Среднепалеозойские базальтоиды Заалтайской зоны Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 38–48.
3. *Градусов Б.П.* Минералы смешанослойной структуры в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
4. *Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 295. 1976. 256 с.
5. Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970. 262 с.
6. *Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Шаркова Т.Т.* Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 417. 1987. С. 101–137.
7. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
8. *Хворова И.В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. М.: Наука, 1968. С. 9–136.
9. *Хворова И.В., Пушкина З.В., Вознесенская Т.А., Гордеева С.Н.* К методике изучения тонкозернистых пород из туфовых толщ палеозоя // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 96–103.
10. *Biscaye P.* Mineralogy and sedimentation of the deep sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean // *Geochem. Techn. Rep.* 8. Yale Univ. Dep. Geol. 1964. P. 1–86.
11. *Brindley G.W.* X-ray identification and crystal structures of clay minerals. L., 1951. 402 p.
12. *Brown G.* The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. L. 1961. 599 p.

Геологический институт АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
29. XII. 1987

УДК 552.5:552.72(470.5)

**"СВЕРХМЕЛКОВОДНЫЕ" ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ  
В РАЗРЕЗАХ РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА**

Маслов А.В.

В статье рассматриваются сверхмелководные (прибрежно-континентальные, литоральные, заливно-лагунные и сублиторальные) осадочные комплексы стратотипического разреза рифея Башкирского мегантиклинория. Выделены и охарактеризованы их типы и фашии. С учетом положения сверхмелководных комплексов в разрезах рифея и взаимоотношений их с другими литофашиальными комплексами приведена реконструкция общих закономерностей развития ранне-, средне- и позднерифейского бассейнов седиментации на западном склоне Южного Урала. Приведены примеры близких по генезису образований в разрезах рифея Сибирской платформы и ее обрамления, Шотландии, Норвегии, Китая.

Приоритетным направлением исследований в современной литологии является реконструкция закономерностей эволюции типов осадочного процесса, бассейнов осадко- и породообразования, а также формирования связанных с ними полезных ископаемых [30]. Одной из актуальных и первоочередных задач в этой связи представляется расшифровка эволюции седиментационных бассейнов в истории Земли. Для достаточно больших отрезков геологической истории (палеозой, мезокайнозой) уже существуют и региональные, и глобальные реконструкции подобно-го рода. В то же время осадочные комплексы докембрия, формировавшиеся на протяжении огромного отрезка геологической истории планеты, изучены в этом отношении явно недостаточно.

Своеобразными полигонами для реконструкции основных закономерностей эволюции процессов седиментации и литогенеза и сравнительного анализа осадочных комплексов разнотипных верхнедокембрийских бассейнов седиментации являются разрезы рифея по периферии Сибирской и Восточно-Европейской платформы, где наблюдается отчетливая смена различных по составу и генезису осадочных ассоциаций. Однако уровень изученности рифейских отложений Сибири и Урала заметно различен. Если для Сибири уже проведены довольно крупномасштабные литолого-фашиальные исследования и имеется ряд обобщающих работ [1, 4, 7, 10, 19, 20, 22], то в публикациях, посвященных стратотипическому разрезу рифея, условия образования осадочных комплексов и их эволюция рассматриваются пока еще редко, а существующие представления о характере процессов седиментогенеза и эволюции осадочных бассейнов базируются, как и в 40–50-е годы, в основном на общегеологических соображениях. В этой связи важное значение имеет детальное изучение генезиса осадочных комплексов рифея Южного Урала, реконструкция палеогеографических обстановок их формирования и разработка принципиальных основ формационного анализа "древних" комплексов с учетом генезиса отложений, что позволит вплотную подойти к созданию модели эволюции процессов седиментогенеза на протяжении почти 1 млрд. лет в пределах крупного сегмента земной коры на стыке Восточно-Европейской платформы и Урала.

Настоящее сообщение посвящено характеристике сверхмелководных (литоральных, заливно-лагунных) осадочных комплексов рифея Башкирского мегантиклинория, под которыми мы понимаем отложения прибрежно-морской зоны шельфовой суперзоны [9].

Согласно классификации Ю.П. Казанского, здесь выделяются и более мелкие единицы (субзоны) — пляжевая, приливо-отливных равнин и лагунная. Г.-Э. Рейнек и И.Б. Сингх [28], характеризуя современные прибрежные обстановки накопления терригенной кластики, выделяют собственно побережье, приливо-отливную полосу и прибрежные лагуны. Зона побережья — это зона резкого преобладания песчаных осадков. От границ золотых дюн до среднего уровня прилива выделяется верхний пляж, где развиты преимущественно горизонтально-слоистые пески иногда с прослоями, содержащими знаки ряби течения. Штормовая сортировка материала по удельному весу приводит к появлению на верхнем пляже россыпей тяжелых минералов. Далее в сторону моря располагается нижний пляж или приливо-отливная зона<sup>1</sup>. Формирующиеся в этой зоне илы, алевроиты, глины, тонкозернистые пески и другие осадки располагаются полосами примерно параллельно береговой линии. Ширина приливо-отливной зоны достигает обычно нескольких сотен метров, но иногда составляет первые десятки километров. В качестве примера Д.В. Наливкин [18] приводит низменные прибрежные вагтовые равнины п-ова Ютландия, ширина которых достигает 20–25 км при общей протяженности около 440 км. Распределение осадков в большинстве приливо-отливных полос закономерно [23] и зависит прежде всего от характера течений и волнений [8]. Наиболее тонкозернистые осадки тяготеют к уровню максимального прилива, мористее наблюдаются илисто-песчаные и песчаные образования. Попеременно-разнонаправленный и неодинаковый по силе характер течений обуславливает тонкое чередование в разрезах песков, алевроитов и илов. Третьим элементом прибрежной зоны являются неглубокие, часто отшнурованные от открытого моря и расположенные параллельно берегу водоемы, связанные с морем узкими протоками. В современных лагунах происходит накопление преимущественно алевроитовых и илистых осадков, местами наблюдаются пятна песков. Лагунные обстановки осадконакопления характеризуются значительной сложностью и пестротой. Здесь могут наблюдаться микрофации барьерных баров, приливных дельт, приливных русловых промоин, эрозионных приливных расселин, болот и озер, солончаков, проливов и др. [23].

Среди исследователей, как отмечают А.С. Ионин, В.С. Медведев и Ю.А. Павлидис [8], слишком долго бытует мнение о приуроченности приливных отложений (тайдалитов) только к районам приливо-отливных полос. Вместе с тем исследования последних лет показывают, что в Мировом океане существенную роль играют мелководные субприливные осадки и, следовательно, можно ожидать значительно большую встречаемость их в разрезах. В связи с этим встает вопрос о критериях распознавания ископаемых тайдалитов. Наиболее полно эти критерии приведены Т. Шопфом [34]. Подробный анализ индикаторных признаков древних приливо-отливных комплексов можно найти также в работах Дж. Клейна [43, 44], Р. Гинсбурга [39] и др. Главную роль в расшифровке приливо-отливных отложений играют признаки периодического изменения направлений и скоростей течения. К ним относятся пачки переслаивания различных литологических типов пород с признаками внутрiformационных размывов, наличие текстур поверхностей реактивации, чередование в разрезах прослоев песчаного материала (осадки твердого стока) и тонкозернистых илов (осадки суспензий) с флазерной слоистостью, переслаивание песчаников с мелкой разнонаправленной слоистостью, алевролитов и глин, а также тесное переплетение в разрезах отложений субазерального и субаквального генезиса.

Г.-Э. Рейнек и И.Б. Сингх [23], указывая, что нет ни одного типа слоистости, характерного только для отложений приливо-отливных полос, отмечают в качестве диагностических признаков тайдалитов векторно-бимодальную косую слоис-

<sup>1</sup> В непривливых морях формирование нижнего пляжа не происходит, а верхний пляж постепенно сливается с предфронтальной зоной [23].

тость и присутствие поверхностных текстур — индикаторов периодического осушения и субаэральной экспозиции осадков.

В последние годы в связи с разработкой принципиальных моделей эволюции бассейнов осадконакопления возрос интерес исследователей к осадочным комплексам докембрия [29]. Обобщение материалов по раннему докембрию [31, 32] показывает мелководный в целом характер бассейнов седиментации. По данным П.П. Тимофеева и В.Н. Холодова, палеогеографические реконструкции для различных эпох протерозоя на Балтийском щите, в Казахстане, Северной Америке, Австралии повсеместно выявляют признаки бывшего существования чрезвычайно мелководных морских эпиконтинентальных бассейнов. По-видимому, и в рифее, несмотря на общую тенденцию к увеличению контрастности рельефа Земли во времени, характер водоемов существенно не изменился и подавляющее большинство их отличалось незначительными глубинами и широким развитием архипелагов островов, отмелей, банок, поднятий и т.п.

Сверхмелководные (литоральные и близкие к ним по генезису) осадочные образования описаны в настоящее время практически из всех интервалов докембрия. Рассмотрим кратко некоторые из них.

Весьма интересные примеры раннедокембрийских приливно-отливных отложений с возрастом около 3 млрд. лет приведены В. Брунном и Д. Хобдеем [26, 37]. В северной части Наталя в разрезах надгруппы Понгола ими описаны ортокварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов, имеющие мелководно-морской генезис. Среди них наблюдаются пачки песчаников и пакеты переслаивания песчаников и глинистых сланцев с текстурами, предполагающими сверхмелководный генезис отложений. В песчаниках это поверхности реактивации, перистая косая слоистость и знаки ряби. В пакетах переслаивания к числу индикаторов приливного генезиса относятся также трещины усыхания, брекчии из обломков сланцев, интерференционная рябь и рябь с двойными гребнями. Местами наблюдаются пачки глинистых сланцев, формировавшиеся, по-видимому, в обстановках верхнеприливных илистых равнин. Отложения приливного и прибрежно-морского генезиса, накопившиеся в эстуариево-дельтовых, пред- и забарьерных обстановках, описаны также в верхней части надгруппы Свазиленд (~3,3 млрд. лет) [38].

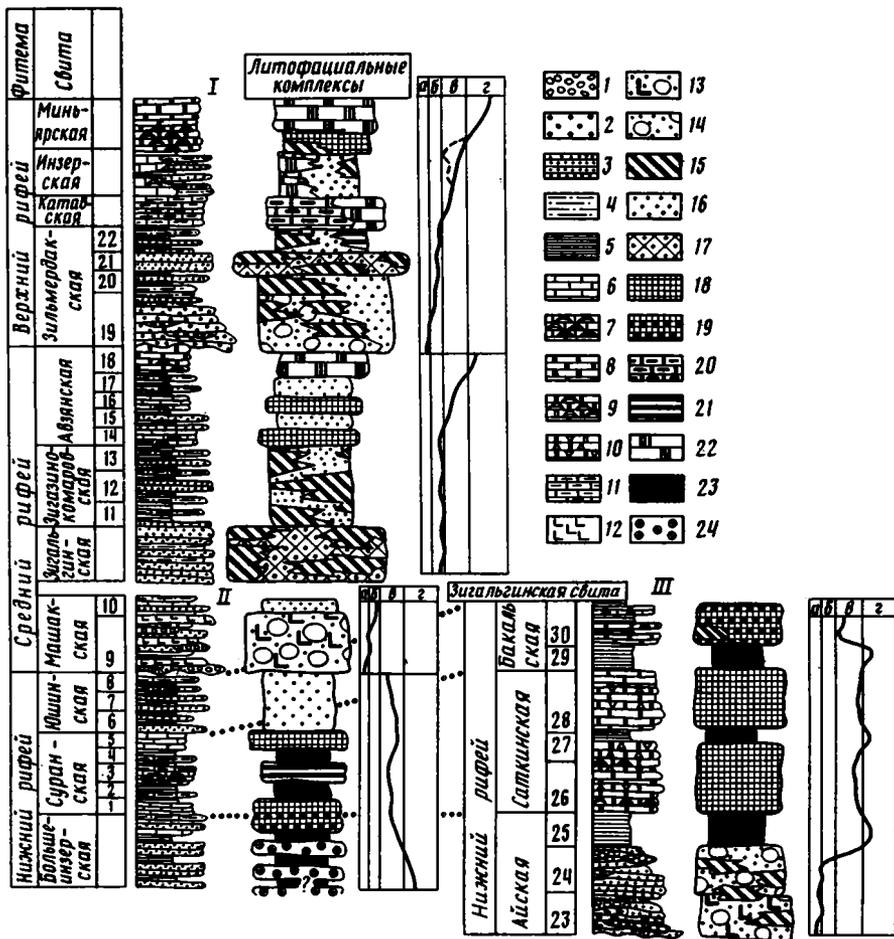
Детальные литолого-фациальные исследования нижнепротерозойских отложений удоканской серии позволили показать распределение в разрезах различных фаций и их роль в локализации медного оруденения [14, 28 и др.]. Удоканская серия представлена отложениями трех полных циклов седиментации, что обусловило многократное повторение во времени близких палеогеографических обстановок и формирование сходных фациальных типов отложений. Сверхмелководные песчано-алевритоглинистые осадки лагунно-заливных зон с признаками периодического осушения характерны для разрезов аянской, александровской, бутунской и намингинской свит. Для этих уровней в разрезе удоканской серии характерен и один из типов рудоносных горизонтов по [28]. Наиболее благоприятные для формирования осадочных комплексов этого типа полуизолированные сверхмелководные обстановки возникали на средних и заключительных этапах развития седиментационных циклов. Здесь же можно видеть слоистые песчано-глинистые и алевритоглинистые образования, формировавшиеся в зонах, сходных с современными зонами такыров и сопряженные с осадками лагунных фаций — тонкослоистыми алевролитами с многочисленными трещинами усыхания [11].

Дж. Клейн [42] описал приливные фации в разрезах "нижних тонкозернистых кварцитов" из средней части группы Дальред (Шотландия), представленных четырьмя литологическими типами пород: массивными тонкозернистыми кварцитами, линзовидно-слоистыми кварцевыми алевролитами, тонкослоистыми аргиллитами и доломитами. Изучение структурно-текстурных особенностей пород позволило Дж. Клейну выделить две фации. Фация I представлена, по его данным,

массивными или косослоистыми ортокварцитами, иногда со знаками асимметричной ряби. Средние и верхние части слоев в ней имеют мульдовидные и таблитчатые плоскопараллельные косые серии бимодально-биполярной ориентировки. Фация 2 объединяет алевролиты и аргиллиты с маломощными прослоями ортокварцитов. Для них характерны многочисленные трещины усыхания, тонкая горизонтальная и мелкая линзовидная слоистость, знаки ряби. Указанные фации в разрезах среднего Дальерда группируются в последовательности с уменьшением вверх по разрезу размерности зерен. Анализ текстурных особенностей пород, положения фаций в разрезах и их соотношений друг с другом, а также сравнение с данными о современных осадках приливных зон позволили Дж. Клейну заключить, что они формировались в обстановках преобладания приливов. Песчаники фации 1 являлись при этом осадками субтайдиальной или интертайдиальной низкоприливной зоны, а отложения фации 2 формировались в обстановках верхней приливной равнины.

В Финмаркене (северная часть Норвегии), в верхнедокембрийских отложениях группы Вадсё описан сложный комплекс аллювиальных и морских образований, среди которых широко развиты приливо-отливные отложения. Базальная формация группы Вадсё, Вейднесбоф, подразделяется на фации *A*, *B* и *C* [40]. Фация *A* представлена красноцветными субаркозовыми песчаниками с мелкими переплетающимися русловыми промоями, рассматривающимися как отложения разветвленных рек. Фация *B* объединяет косослоистые ортокварциты мелководно-морского генезиса. В верхней части формации Вейднесбоф они чередуются с приливными отложениями фации *C*. Наиболее типичными текстурными особенностями этих отложений являются ритмичное чередование алевролитов и аргиллитов, перекрестная косая и флазерная слоистость, трещины усыхания. На поверхностях напластования пород наблюдается несколько типов ряби: с плоскими рифелями, с двумя параллельными системами гребней, интерференционная, с наложенными на нее перпендикулярно небольшими гребнями и другие текстуры. Присутствуют внутрiformационные конгломераты с обломками песчаников и аргиллитов, залегающие в небольших промоях, аналогичных по генезису современным приливым руслам.

Отложения приливого генезиса известны в разрезах верхнего докембрия Китая. Так, например, в округе Минг Томбс в терригенных и карбонатных породах нижнего протерозоя – рифея (~ 1977–884 млн. лет) описано более 30 различных типов мелководных текстур [47]. Наряду с грубыми галечниковыми песчаниками аллювиального генезиса с разномасштабной мульдовидной косой слоистостью и оползневными текстурами, здесь наблюдаются пачки чередования светло-серых песчаников и темно-серых алевритистых аргиллитов. Последние характеризуются многочисленными текстурами мелководного генезиса. Свойственная этим пачкам ассоциация флазерной и линзовидной слоистостей, знаков ряби, трещин усыхания и синерезиса, интраформационных конгломератов размыва, знаков заплеска волн и капель дождя указывает на формирование их в условиях приливных, периодически пересыхавших, обстановок. Залегающие среди пакетов переслаивания тонкозернистые хорошо отсортированные кварцевые песчаники с языковидными знаками ряби являются, по-видимому, отложениями литоральных зон и барьерных островов. В карбонатных породах, преимущественно доломитах и мергелях, присутствуют диагональная косая слоистость, интерференционные знаки ряби с двойными гребнями, флазерная и линзовидная слоистость, трещины усыхания, микрооползневые складки, текстуры синерезиса, поверхности размыва с интракластами и различные типы строматолитов. Часто в карбонатных породах с интракластами наблюдается перистая косая слоистость. Хорошо выраженные осадочные текстуры в отложениях общей мощностью около 4500 м указывают, что накопление их происходило преимущественно в условиях воздействия приливов. Здесь описаны осадки супра-, интер- и субтайдиальных зон.



Фиг. 1. Основные уровни развития сверхмелководных (терригенных и карбонатных) осадочных комплексов в стратотипических разрезах рифея Южного Урала

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – крупно- и среднезернистые песчаники; 3 – мелкозернистые песчаники; 4 – алевролиты; 5 – глинистые сланцы и аргиллиты; 6 – известняки; 7 – строматолитовые известняки; 8 – доломиты; 9 – строматолитовые доломиты; 10 – доломиты с прослоями плоскообломочных брекчий; 11 – глинистые известняки и мергели; 12 – кислые и основные вулканиты; 13–24 – литофациальные комплексы (13 – вулканогенно-осадочных, преимущественно континентальных отложений, 14 – конгломерато-алевролитопесчаных отложений аллювиального и аллювиально-дельтового генезиса; 15 – сверхмелководные терригенные и карбонатные отложения, 16 – песчано-алевролитовые и песчано-алевролитоглинистые толщи мелководно-морского генезиса, 17 – экстракварцевые песчаные и песчано-алевролитовые отложения мелководно- и прибрежно-морского генезиса, 18 – карбонатные мелководно-морские отложения, 19 – толщи чередующихся терригенных и карбонатных отложений мелководно-морского генезиса, 20 – глинисто-карбонатные пестроцветные мелководно-морские осадки, 21 – тонкозернистые терригенные осадки морского генезиса, 22 – морские карбонатные образования, 23 – тонкозернистые терригенные углеродистые осадки преимущественно морского генезиса, 24 – терригенные глубоководные отложения – отложения массовых потоков); I – сводная стратиграфическая колонка средние и верхнерифейских отложений западного крыла Башкирского мегантиклинория; II и III – стратиграфические колонки нижнерифейских отложений соответственно центральных и северо-восточных районов мегантиклинория.

Подсвиты: 1 – миньярская; 2 – бердагуловская; 3 – ангагакская; 4 – сердаукская; 5 – лапыштинская; 6 – вязовская; 7 – багарыштинская; 8 – сухинская; 9 – кузьелгинско-каранская часть машакской свиты; 10 – шакитарская и ямантауская; 11 – серегинская; 12 – амбарская; 13 – туканская; 14 – катаскинская; 15 – малоинзерская; 16 – ушаковская; 17 – куткурская; 18 – реветская; 19 – бирьянская; 20 – нугушская; 21 – лемезинская; 22 – бедерышинская; 23 – навышская; 24 – липовская и чудинская; 25 – кисеганская и сунгурская; 26 – нижне- и верхнекусинская; 27 – половикинская; 28 – нижне- и верхнесаткинская; 29 – макаровская; 30 – верхнебакальская; а–г – отложения (а – континентальные, б – сверхмелководные, в – мелководные, г – морские)

Сверхмелководные прибрежно-морские образования рифейского возраста известны к настоящему времени во многих районах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

Приливно-отливные отложения, осадочные комплексы ваттов и прибрежно-морских зон описаны на северо-западном склоне Анабарского массива в разрезах мукунской и усть-ильинской свит нижнего рифея [5]. Прибрежные литоральные образования представлены пачками переслаивания аргиллитов и алевролитов. В алевролитах наблюдаются мелкая асимметричная рябь течения и волнения, мелкая перекрестная слоистость, гиероглифы, на нижних поверхностях напластования отпечатки трещин усыхания. По мнению Л.П. Белякова, накопление осадков усть-ильинской свиты происходило в условиях крайнего мелководья, где само понятие береговой линии условно.

В Туруханском районе к прибрежно-морским отложениям периодически пересыхавшего мелководья относятся песчано-алевролитно-аргиллитовые образования стрельногорской (безыменной) свиты среднего рифея. По данным А.Е. Мирошникова [17], для них характерна частая встречаемость различных знаков ряби, трещин усыхания, разнообразных гиероглифов, градационной, волнистой, мультислойной и линзовидной слоистости. Литолого-геохимические особенности пород свидетельствуют о формировании осадков стрельногорского времени в условиях опресненного мелководного бассейна [3].

В разрезах рифея Енисейского кряжа сверхмелководные прибрежно-морские отложения характерны для сосновской, потоскуйской, погорюйской, шунтарской и токминской свит [6, 24, 25].

На юго-востоке Сибири, в Учуро-Майском регионе на многих уровнях рифея также известны сверхмелководные прибрежно-морские отложения. Наиболее хорошо они выражены в разрезах омахтинской свиты нижнего рифея [26, 27], представленной мелким ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными текстурами периодического осушения, песчанистых, онколитовых и строматолитовых доломитов. Для базальных частей ритмов характерны отпечатки кристаллов галита, трещины усыхания и знаки ряби. Карбонатные породы средних частей ритмов не имеют текстур — индикаторов субазального осушения, но характеризуются различными типами косоугольной слоистости и широким развитием поверхностей микронесоогласий и микроразмылов. Интересны и латеральные изменения разрезов омахтинской свиты — по направлению к Адданскому шиту, карбонатные хомогенные и строматолитовые осадки почти выклиниваются, замещаясь песчанистыми и онколитовыми доломитами, а в наиболее западных разрезах и чисто терригенными отложениями [27].

В стратотипических разрезах Южного Урала сверхмелководные прибрежно-континентальные и прибрежно-морские отложения известны в составе айской и бакальской свит нижнего рифея [2, 12, 13], зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит среднего рифея [21], зильмердакской и инзерской свит верхнего рифея [15], т.е. практически на всех терригенных и ряде карбонатных уровнях (фиг. 1).

Выполненные нами в последние годы литолого-фациальные исследования показывают, что весь этот пестрый спектр осадков, формировавшихся в условиях периодического осушения, можно разделить на три большие группы. К первой из них относятся прибрежно-континентальные отложения, формировавшиеся в тесной связи с аллювиально-дельтовыми комплексами. Вторая группа объединяет песчаные и песчано-алевритоглинистые отложения открытого и полуизолированного, сильно изрезанного побережья и периодически осушавшихся заливов и лагун, третья — сублиторальные осадки подвижных и сильно подвижных зон морского прибрежного мелководья.

Прибрежно-континентальные отложения объединяют в разрезах рифея Башкирского мегантиклинория преимущественно мелководные песчаники, алевролиты и аргиллиты с мелкой косоугольной, косоволнистой и вол-

нистой слоистостью и трещинами усыхания, тесно связанные с образованиями аллювиально-дельтового генезиса.

*Фашия песчано-алевритоглинистых осадков прибрежно-континентальных равнин* в разрезах верхнего рифея характерна для бирьянской подсвиты зильмердакской свиты. Мощность отложений данной фашии составляет здесь от нескольких до 40 м. Как правило, отложения описываемой фашии представлены пачками неравномерного чередования песчаников (10–15 см), алевролитов (2–7 см) и сланцев (3–7 см). На верхних поверхностях напластования алевролитов и песчаников наблюдаются многочисленные трещины усыхания, хорошо заметна волнистая и косоволнистая слоистость мигрирующей ряби, иногда на пластовых поверхностях присутствуют небольшие бугорки, напоминающие кристаллы галита, подвергшиеся частичному растворению. Окраска пород зеленовато-серая, серая или красно-коричневая.

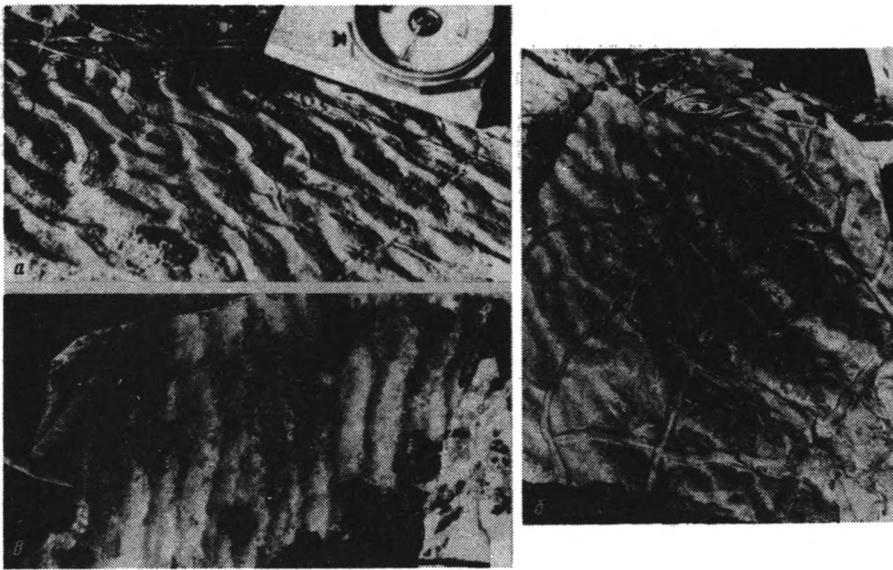
В разрезах айской свиты нижнего рифея к рассматриваемой фашии можно отнести пачки переслаивания мелкозернистых песчаников, среди которых в свою очередь наблюдаются линзовидные прослои и килевидные тела песчаников. Для алевролитов типична тонкая горизонтальная и мелкая линзовидно-косая слоистость с мощностью серий до 2–3 см. В них иногда также присутствуют мало-мощные прослойки песчаного материала с зернами кварца до 2 мм в диаметре. На нижних поверхностях напластования песчаников и алевролитов часто наблюдаются слепки с трещин усыхания, а в перпендикулярном к слоистости сечении своеобразные червячковые текстуры, представляющие собой деформированные под нагрузкой трещины усыхания. Иногда здесь можно также видеть небольшие килевидные выступы — результат размыва подстилающих глинисто-алевритовых слойков и последующего выполнения микропромоин песчаным материалом. Мощность подобных пачек переслаивания составляет 5–7 м.

Взаимосвязь отложений данной фашии с осадками преимущественно континентального, аллювиально-дельтового генезиса позволяет предполагать, что они формировались в пределах периодически заливавшихся и осушавшихся участков прибрежно-континентальных равнин, а в качестве современных аналогов рассматривать отложения такыров.

*Фашия терригенно-карбонатных осадков прибрежно-континентальных равнин* включает осадки двух типов. К первому из них относятся массивные или тонкослоистые серые и темно-серые доломиты со значительной примесью терригенного материала. Для них характерны тонкая горизонтальная и мелкая, нарушенная в отдельных прослоях и микропачках, слоистость, подчеркиваемая чередованием слойков различного состава. Поверхности напластования доломитов неровные, бугристые и иногда покрыты волновой рябью. Ко второму типу относятся известняки и песчаные известняки с мелко- и среднемасштабной пологой перекрестной взаимосрезающейся косой слоистостью, крупными знаками ряби и бугристыми поверхностями напластования. Ограниченное распространение осадков данной фашии в разрезах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, где они залегают в виде линз среди терригенных прибрежно-континентальных образований, заметная примесь терригенного материала и малая мощность дают основание считать, что они накапливались в небольших водоемах (возможно, эфемерных озерах) на прибрежной равнине.

Следующий крупный комплекс отложений сверхмелководного генезиса в разрезах рифея Башкирского мегантиклинория — отложения открытого и полуизолированного сильно изрезанного побережья и лагунно-заливных, периодически пересыхавших, зон бассейна. Формирование их происходило соответственно в высоко- или низкоэнергетических обстановках, в условиях периодически заливавшегося и осушавшегося сверхмелководья.

Отложения *фашии песчаных осадков пляжей* характерны в основном для верхнего рифея (бирьянская подсвита зильмердакской свиты), значительно реже они



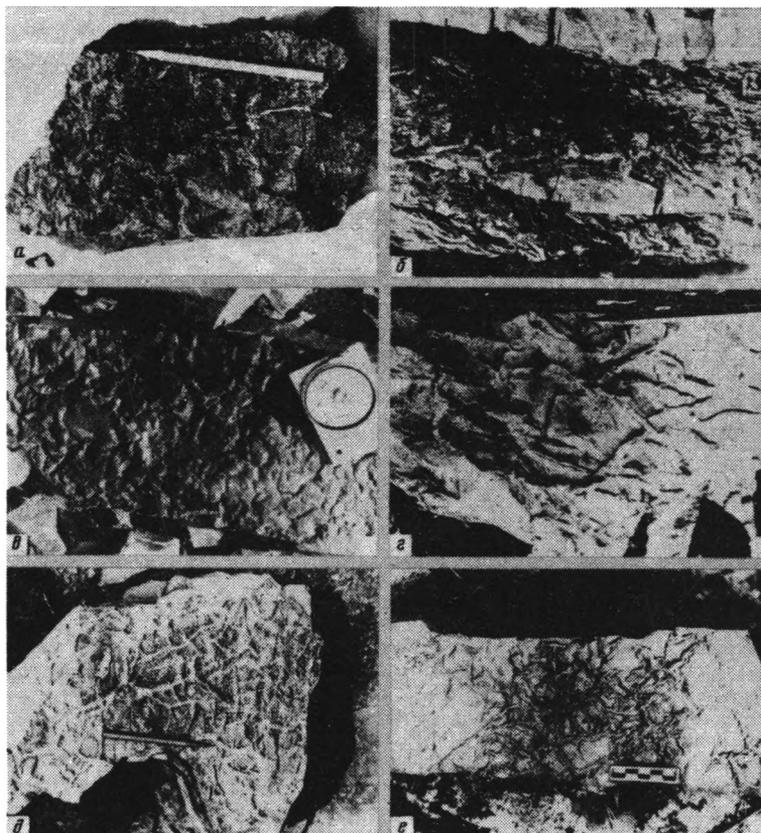
Фиг. 2. Текстурные особенности пород фации песчаных осадков литоральных зон (лемезинская подсвита зильмердакской свиты)

*а* – асимметричные серповидные знаки ряби на поверхности напластования мелкозернистых песчаников с наложенными на их гребни трещинами усыхания; *б* – крупная симметричная синусоидальная рябь волнения с элементами мелкой интерференционной ряби и наложенными на них трещинами усыхания; *в* – симметричная острогребневая слабодихотомизирующая рябь волнения с приостренными гребнями на поверхности напластования среднезернистых песчаников

встречаются в разрезах айской свиты нижнего рифея. Это преимущественно мелкозернистые, хорошо отсортированные песчаники, для которых типична пологая косая одно- и разнонаправленная взаимосрезающаяся или тонкая горизонтальная слоистость, подчеркнутая прослоями титаномагнетита и ильменита. Мощность подобных пачек "рудных песчаников" составляет 15–25 м.

*Фацция песчаных осадков литорали* наиболее характерна для двух уровней – зигальгинской свиты среднего рифея и лемезинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея [15]. Осадки данной фации представлены в основном мелко- и среднезернистыми песчаниками серого или желтовато-серого цвета. В них наблюдаются многочисленные пластинки шоколадных и светло-зеленых глинистых сланцев, представляющие собой раздробленные вследствие формирования трещин усыхания тонкие глинистые прослои. В ряде случаев в песчаниках удается распознать слабдеформированные простые изолированные фазеры, что предполагает наличие в породах волнистой и косоволнистой слоистости. На нижних поверхностях напластования песчаников наблюдаются слепки с разнообразных трещин усыхания, а на верхних – знаки ряби различной величины, формы, ориентировки, часто с наложенными на них трещинами усыхания (фиг. 2). Рассматриваемые отложения формировались в условиях частого осушения, а псаммитовая размерность кластики указывает на заметную энергию прибрежных процессов. Показательно наличие фазерной слоистости, наиболее широко развитой в настоящее время среди отложения сублиторальных и приливно-отливных зон [23], и поразительное разнообразие текстур пластовых поверхностей, что также типично для песчаных отложений ваттов [8]. Мощность песчаных осадков литоральных зон составляет от 4 до 25–30 м и более.

*Фацция карбонатных осадков открытого побережья* представлена в разрезах верхнего рифея (миньярская свита) темно-серыми или почти черными пелито-



**Фиг. 3. Текстуры особенностей пород фации песчано-алевритоглинистых осадков периодически заливавшихся и осушавшихся участков прибрежно-континентальных равнин и сильно изрезанного побережья**

*a, e* — отпечатки и слепки трещин усыхания на пластовых поверхностях углистых алевролитов из пачек чередования алевролитов и аргиллитов с нарушенной слоистостью; *б* — общий характер слоистости подобных пачек; *г-е* — слепки с неправильных по форме трещин усыхания на нижних поверхностях напластования алевролитов и мелкозернистых песчаников. Зигазино-комаровская свита (*a-e*), бедерьшинская подсвита зильмердакской свиты (*г-е*)

морфно-тонкокristаллическими известняками с тонкой горизонтальной, мелкой косоволнистой, линзовидно-косой и флазерной слоистостью. На нижних поверхностях напластования известняков наблюдаются слепки с трещин усыхания. Описанные образования формировались в сверхмелководной зоне бассейна в условиях ее периодического осушения. Области накопления осадков представляли собой, вероятно, плоские отмели, банки, незначительно выступавшие над уровнем моря острова. В разрезах они взаимосвязаны с глинисто-известковыми и известковыми осадками мелководных и открытых частей бассейна. Мощность их варьирует от 5–7 до 50–80 м.

*Фашия песчано-алевритоглинистых осадков периодически заливавшихся и осушавшихся участков прибрежно-континентальных равнин и сильно изрезанного побережья* наиболее характерна для разрезов верхнего (бедерьшинская и бирьянская подсвиты зильмердакской свиты) и среднего (зигазино-комаровская свита) рифея (фиг. 3). На зильмердакском уровне она представлена красноцветными пачками переслаивания песчаников (мощность от 2–5 до 7–10 см), алевролитов (3–7 см) и аргиллитов или глинистых сланцев (от 5–15 до 60–80 см). В песчаниках и алевролитах наблюдается волнистая и косоволнистая слоистость, в ряде случаев заметны пологие маломощные косые серии, слоистость

мигрирующей ряби и флазерная. На поверхностях напластования присутствуют многочисленные знаки ряби течения и волнения с наложенными на них трещинами усыхания. В ряде разрезов бедерьшинской подсвиты на поверхностях напластования красноцветных алевроаргиллитов распознаются глиптоморфозы по кристаллам галита. Мощность отложений этой фации составляет в разрезах верхнего рифея от 10 до 100 м. Они тесно связаны здесь с мелководно- и прибрежно-морскими образованиями.

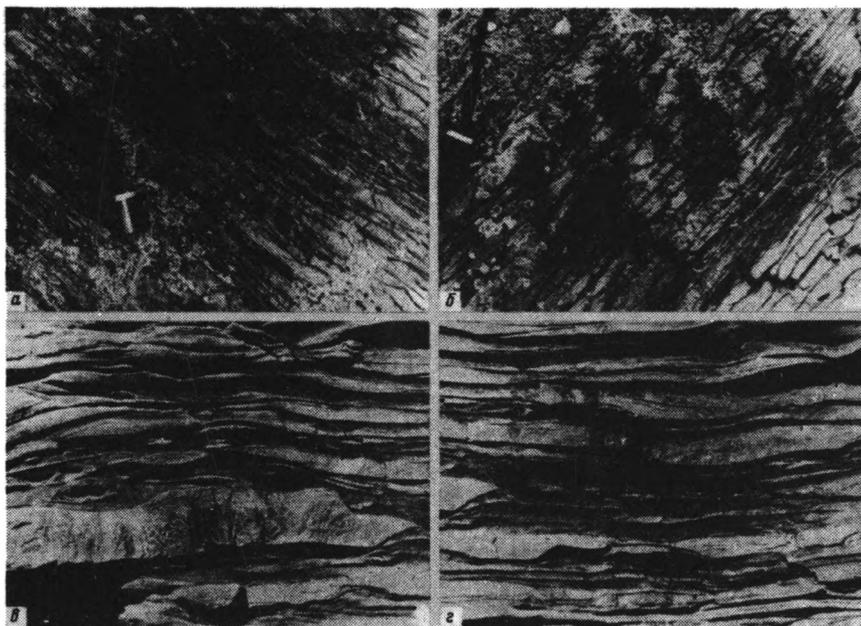
В зигазино-комаровской свите к описываемой фации относятся пачки относительно тонкого неравномерного чередования темно-серых, почти черных мелкозернистых углисто-глинистых, неслоистых или неотчетливо тонкослоистых алевролитов и светло-серых крупнозернистых алевролитов. В прослоях крупнозернистых алевролитов можно видеть различные типы слоистости — тонкую горизонтальную, пологую волнистую, мелкую косую. Примерно 10–15% тонких (2–3 см мощности) прослоев в таких пачках представляет собой систему четковидных знаков ряби. В ряде случаев можно видеть подобие простой и сложной флазерной слоистости. Прослой крупнозернистых алевролитов мощностью более 3–4 см характеризуются сложными сочетаниями различных типов слоистости. Здесь наблюдается слоистость мигрирующей ряби, косоволнистая и флазерная, присутствуют линзочки знаков ряби. Направление падения слоев в знаках ряби одно- или разнонаправленное. В подошве алевролитов присутствуют хорошо выраженные трещины усыхания. Как правило, они заканчиваются, не достигнув подстилающего прослоя крупнозернистых алевролитов. Амплитуда между соседними горизонтами развития трещин усыхания достигает 80 см. Мощность отложений данной фации составляет 40–50 м и более. Для них типична ассоциация с мелководно-морскими песчано-алевритоглинистыми осадками, обогащенными органическим веществом (ОВ).

Особенности вещественного состава и литолого-геохимические данные [16] позволяют считать, что в среднем рифее отложения рассматриваемой фации накапливались в условиях гумидного климата, а в позднем — в обстановках, близких к аридным.

Близкие по генезису комплексы описаны М.Т. Крупениным [12] среди отложений верхней части бакальской свиты нижнего рифея. Это пачки переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, мощностью до нескольких десятков метров, характеризующиеся широким развитием линзовидно- и косослоистых текстур, наличием микроразмылов, трещин усыхания и знаков ряби. Иногда в песчаниках преобладает массивная слоистость. В разрезах верхнебакальской подсвиты эти отложения ассоциируют с песчано-алевритовыми осадками зон морских волнений, песчаными осадками морских течений и алевритоглинистыми осадками прибрежных впадин.

Третья группа отложений сверхмелководного генезиса в разрезах рифея Башкирского мегантиклинория — сублиторальные образования подвижных и сильно подвижных зон бассейна — объединяет отложения двух фаций.

*Фация песчано-алевритовых осадков подвижного прибрежного мелководья морского бассейна* слагается в разрезах верхнего рифея пачками переслаивания мелкозернистых песчаников, мелко- и крупнозернистых алевролитов с линзовидно-косой, волнистой и субгоризонтальной слоистостью или же относительно однородными толщами песчаников (крупнозернистых алевролитов) с линзовидно-косой и волнистой слоистостью (фиг. 4). Мощность прослоев песчаников в пачках переслаивания составляет от 2 до 15 см. На их верхних поверхностях напластования наблюдается мелкая интерференционная, асимметричная и симметричная рябь, на нижних — механоглифы, напоминающие слепки струй течения или первичную линейность течения. Нижняя и средняя части большинства песчаных прослоев не имеют отчетливой слоистости и характеризуются неявно выраженной полосчатостью. В верхних частях пластов наблюдается пологая косоволнистая



Фиг. 4. Характер слоистости в пачках чередования алевролитов и мелкозернистых песчаников, принадлежащих фации песчано-алевритовых осадков подвижного прибрежного мелководья *а, б* – сочетание пологоволнистой, линзовидной и линзовидно-косой слоистости с элементами флазерной слоистости; *в, з* – пологоволнистая и линзовидно-косая слоистость с попеременно-разнонаправленным падением слоев в линзах. Инзерская свита

слоистость. Мощность прослоев алевролитов варьирует от 1 до 15 см. Для них характерно чередование темно- и светлоокрашенных линз с отчетливо выраженной мелкой косой и косоволнистой слоистостью. Направление падения слоев в линзах одно- или разнонаправленное. В относительно монотонно построенных пачках песчаников или алевролитов, принадлежащих к этой фации, наблюдаются многочисленные, маркируемые цветом, линзы с одно- или разнонаправленной пологой мелкомасштабной косой слоистостью. На поверхности напластования пород подобные линзы выражены в виде асимметричных знаков ряби течения. В разрезах инзерской свиты верхнего рифея отложения данной фации находятся в ассоциации с песчано-алевритовыми осадками зон спокойной мелководно-морской седиментации. Мощность их составляет от 40 до 400 м.

Осадки рассматриваемой фации, по-видимому, накапливались в мелководной зоне моря в условиях активной гидродинамики под влиянием сгонно-нагонных разнонаправленных течений, на что указывает различная ориентировка слоев в линзах песчаного или алевритового материала. Современными аналогами их могут, вероятно, являться песчано-алевритоглинистые отложения мелководно-морских сублиторальных зон Северного моря, характеризующиеся весьма широким развитием линзовидно-косой слоистости [37].

*Фация песчаных осадков сильно подвижного мелководья морского бассейна* характерна для отложений лемезинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея. В наиболее западных разрезах лемезинской подсвиты отложения данного типа представлены среднезернистыми иногда мелкозернистыми, относительно хорошо отсортированными песчаниками с косой средне- и мелкомасштабной разнонаправленной пологой слоистостью, знаками ряби и трещинами усыхания. Слоистость взаимосрезающаяся и напоминает "рыбью кость" или "елочку". Углы наклона слоев изменяются от 20° в кровле до 12–15° в подошве серий. Серийные швы прямые или пологоволнистые. Косые слои в ряде случаев марки-

руются мелкими галечками молочно-белого кварца. Мощность отложений данной фашии в разрезах верхнего рифея колеблется от 10 до 30 м. Они тесно связаны с литоральными отложениями и осадками умеренно подвижного мелководья.

В разрезах зигальгинской свиты отложения описываемой фашии представлены мелко- и среднезернистыми грубоплитчатыми светло-серыми или желтовато-серыми песчаниками. Для них типична мелкая и среднemasштабная мульдовидная и косая клиновидная преимущественно разнонаправленная слоистость. Серийные швы прямые или несколько изогнутые. Толщина косых слоев 1–3 мм; падение их в смежных по вертикали сериях одно- или разнонаправленное.

Относительно грубый состав пород, перекрестная слоистость сложных типов, наличие признаков субазальной экспозиции позволяют предполагать, что формирование осадков данной фашии имело место в прибрежных сверхмелководных высокоэнергетических обстановках, в зонах развития подводных аккумулятивных форм рельефа, в ряду случаев выступавших над поверхностью воды.

Реконструкция фашиальных обстановок накопления осадков рифея Башкирского мегантиклинория позволяет более или менее достоверно восстановить существовавшие ранее типы ландшафтов и ведет в конечном итоге к созданию моделей рифейских седиментационных бассейнов на западном склоне Южного Урала. Имеющиеся в настоящее время в нашем распоряжении данные дают возможность сделать ряд выводов.

Сверхмелководные отложения в разрезах рифея Башкирского мегантиклинория объединяют три несколько различающихся комплекса осадков. Первый из них представлен прибрежно-континентальными образованиями, тесно взаимосвязанными в разрезах с аллювиальными и аллювиально-дельтовыми отложениями. Мощность осадков этого типа невелика и на общем фоне собственно континентальных осадков они выглядят "эфемерными". Указанный комплекс типичен для эпох контрастной палеогеографии, эпох значительной расчлененности как областей сноса, так и конечных водоемов стока [15].

Ко второму типу сверхмелководных отложений относятся сублиторальные песчано-алевритовые осадки, формировавшиеся под влиянием приливно-отливных течений [15]. Они наиболее типичны для ряда разрезов инзерского уровня верхнего рифея и являются, вероятно, по аналогии с современными обстановками, индикаторами былого существования пенепленизированных окраин кратонов.

Третий комплекс объединяет песчано-алевритоглинистые и алевритоглинистые осадки заливов и лагун и зон побережья. Имея на различных стратиграфических уровнях близкие седиментологические характеристики, они в зависимости от специфических черт состава являются индикаторами гумидных или близких к аридному, климатических обстановок. Бассейны осадконакопления в эпохи формирования отложений этого типа представляли собой сложную мозаику периодически пересыхавших и неосушавшихся зон. Так, на зигазино-комаровском уровне мелководно-морские осадки переплетаются в разрезах и по площади с заливно-лагунными комплексами. На бередьшинском уровне (соответствующем одноименной подсвите зильмердакской свиты) палеогеографические построения указывают на "соседство" и сложное сочетание открытых зон бассейна, участков мелководно-морской седиментации и обширных районов формирования сверхмелководных осадков [15]. Во всех изученных разрезах этих уровней отсутствуют комплексы — индикаторы береговой линии и несомненно континентальные образования, что указывает на существование плоских водоемов с непостоянными по положению в пространстве отмелями и периодически пересыхавшими участками, окруженными низменными, сильно выровненными прибрежно-континентальными ландшафтами. Весьма близкий облик, несмотря на отличия по характеру источников сноса и гидродинамике, имели и водоемы зигальгинского и лемезинского времени. В ряде случаев подобные обстановки характерны и для эпох карбонатонакопления.

Анализ данных о латеральном и вертикальном распространении в разрезах

рифей Башкирского мегантиклинория сверхмелководных отложений наряду с имеющимися материалами по эволюции других типов осадочных комплексов позволяет предполагать определенную разнотипность процессов ранне-, средне- и позднерифейского осадконакопления, происходившего в целом в условиях пассивной континентальной окраины.

Для раннерифейского бассейна это достаточно хорошо выраженное в северо-восточных районах развитие маятникового типа — от континентальных (рифтогенных) осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов к прибрежно-морским, мелководно-морским и морским (преимущественно карбонатным) и вновь к мелководно-морским (периодически лагунным) обстановкам. Обращает на себя внимание резко подчиненная роль сверхмелководных образований в разрезах нижнего рифея. Вероятно, это можно объяснить небольшими (?) в целом размерами бассейна седиментации этого времени и, в некоторые эпохи, его близким к котловинному типу. Весьма показательно в этом плане широкое развитие в разрезах нижнего рифея мощных толщ углеродистых терригенных осадков морского генезиса.

Среднерифейский бассейн седиментации характеризовался неотчетливой трансгрессивной тенденцией развития. На рубеже раннего и среднего рифея имела место перестройка общего плана рассматриваемой территории, и начальные этапы его существования, так же как и раннерифейского, ознаменовались накоплением вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов рифтогенного облика (машакская свита). В дальнейшем в течение длительного времени в условиях гумидного климата и значительного расширения акватории бассейна происходило накопление песчаных и песчано-алевритоглинистых сверхмелководных и мелководно-морских отложений. По-видимому, трансгрессия в зигальгинское и зигазино-комаровское время происходила на сильно выровненные низменные берега, что и приводило к сложному сочетанию в пределах бассейна пересыхавших и непересыхавших участков акватории. Собственно мелководно-морские обстановки устойчиво существовали в бассейне лишь в конце среднего рифея.

Позднерифейский бассейн седиментации развивался иным образом. В начале позднего рифея имело место существенное сокращение морской акватории и на западном фланге бассейна появились континентальные и прибрежно-континентальные грубообломочные отложения, формировавшиеся в результате размыва гранито-гнейсовых и осадочно-метаморфических пород фундамента Русской платформы. Рифтогенный этап, столь характерный для раннего и среднего рифея, в позднем рифее не проявился. Существенно иной облик приобрели и формировавшиеся в это время осадочные комплексы. Это преимущественно пестроцветные отложения, как терригенные, так и карбонатные. Углеродистые осадки для позднего рифея на рассматриваемой территории не типичны. Впервые отчетливо обособляется кварц-глауконитовый комплекс мелководно-морских осадков (инзерский уровень). Морские хемогенные карбонаты тяготеют в позднем рифее к средним и заключительным этапам развития бассейна, что подчеркивает отчетливо выраженную трансгрессивную тенденцию в его эволюции. Появление в позднем рифее "нормального" морского бассейна способствовало, по-видимому, и широкому распространению в карбонатных толщах сублиторальных строматолитов. Позднерифейский морской бассейн седиментации характеризовался значительно большими размерами, чем ранее существовавшие, и захватывал обширные районы современного Урала и восточную часть Русской плиты.

#### Литература

1. Акульшина Е.П., Гелеция Р.Р., Казанский Ю.П. и др. Литологические и палеонтологические критерии и палеогеография рифея Сибирской платформы // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1972. С. 35–47.
2. Анфимов Л.В. Карбонатный литогенез и связанное с ним рудообразование в нижнем рифее

- Бакало-Саткинского района на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 77–86.
3. *Баженова Т.К., Ивановская А.В., Китаева В.П.* Литолого-геохимические особенности накопления осадков стрельгогорской свиты // Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 108–117.
  4. *Башарин А.К.* Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 202 с.
  5. *Беляков Л.П.* Тектурные особенности терригенных отложений синийского комплекса северо-западного склона Анабарской антеклизы // Уч. зап. НИИГА. Регион. геол. 1966. Вып. 9. С. 95–111.
  6. *Грибов Е.М., Гурвич Е.М.* Марганценозные терригенно-карбонатные формации Енисейского кряжа // Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С. 172–178.
  7. *Давыдов Ю.В.* Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1975. 108 с.
  8. *Йошии А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.* Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 204 с.
  9. *Казанский Ю.П.* Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 221 с.
  10. *Козлов Г.В.* Литология и рудная специализация осадочных формаций позднего рифея Турханского района. Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. 22 с.
  11. *Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н.* Медистые песчаники Удокана. М.: Наука, 1983. 246 с.
  12. *Крупенин М.Т.* Литолого-фациальный состав сидеритовой формации Бакала // Ежегодник ИГиГ УНЦ АН СССР, 1982. Свердловск: 1983. С. 24–30.
  13. *Крупенин М.Т.* Сидеритовая формация Бакала, ее геологическая позиция и условия образования, Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1986. 18 с.
  14. *Кутырев Э.И., Богданов Ю.В.* Об ископаемых песчаных барах в меденосной толще Удоканского месторождения (Северо-Восточное Забайкалье) // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 2. С. 38–49.
  15. *Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1986. 25 с.
  16. *Маслов А.В., Гареев Э.Э.* Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория на Южном Урале // Сов. геология. 1988. № 2. С. 57–66.
  17. *Мирошников А.Е.* Осадочные формации верхнего докембрия Турханского района // Стратиграфия, литология и вопросы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области. Красноярск: Красноярск. кн. изд-во, 1968. С. 26–34. (Тр. СНИИГГИМС. Вып. 60).
  18. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР. Т. 1. 1955. 534 с.
  19. *Нужнов С.В.* Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 353 с.
  20. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 215 с.
  21. *Нарначев В.П.* О некоторых принципиальных вопросах рифейского осадконакопления на западном склоне Южного Урала (Башкирский антиклинорий) // Геология и палеонтология Урала. Инф. матер. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 68–71.
  22. *Петров В.Г.* Докембрий западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 206 с.
  23. *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Мир, 1981. 440 с.
  24. Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1973. 208 с.
  25. *Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 68. 137 с.
  26. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Нижний рифей Сибирской платформы // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 312. С. 43–66.
  27. *Семихатов М.А., Серебряков С.П.* Сибирский гипостратотип рифея // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 307. 224 с.
  28. Стратифицированные месторождения меди СССР. Л.: Недра. 1973. 311 с.
  29. *Тимофеев П.П.* Роль литологии в развитии геологической науки // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 17–25.
  30. *Тимофеев П.П.* Проблемы литологии // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 3–13.
  31. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н.* Бассейны седиментации и условия осадкообразования в истории Земли // Литология (осадочные породы). Докл. 27-го МКК. Секция С.04. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 99–111.
  32. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н.* Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10–34.
  33. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В.* Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 3–23.

34. Шонф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 310 с.
35. Brunn B. Tidalites of the Pongola supergroup (Early Precambrian) in the Swart Mfolozi area, northern Natal // Contribution to the Precambrian geology of Southern Africa. Bull. 1974. V. 15. P. 107–122.
36. Brunn V., Hobday D. Early Precambrian tidal sedimentation in the Pongola Supergroup of South Africa // J. Sediment Petrol. 1976. V. 46, № 3. P. 670–679.
37. De Raaf Y.F.M., Boersma J.R. Tidal deposits and their sedimentary structures // Geol. Minbouw. 1971. V. 50. № 3. P. 479–504.
38. Eriksson K.A. Marginal marine depositional processes from the Archaean Moodies Group, Bar-neton Mountain Land, South Africa: Evidence and significance // Proc. Res. 1979. V. 8, № 314. P. 153–182.
39. Gingburg R.N. Tidal deposits. N.Y.: Springer Verlag, 1975. 428 p.
40. Hobday D.K. Interaction between fluvial and marine processes in the lower part of the Late Precambrian Vads Group Finnmark // Norges geol. Unders. 1974. № 303. P. 39–56.
41. Homewood P., Allen T. Wave-, tide- and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland // AAPG Bull. 1981. V. 65. № 12. P. 2534–2545.
42. Klein G. de V. Tidal origin of a Precambrian quartzite the lower fine-grained quartzite (middle Dalradians of Islay, Scotland // J. Sediment. Petrol. 1970. V. 40. № 3. P. 973–985.
43. Klein G. de V. A sedimentary model for determining paleotidal range // Bull. Geol. Soc. America. 1971. V. 82. P. 2585–2592.
44. Klein G. de V. Clastic tidal facies // Continuing Education Publ. Co. Champaign, Ill. 1977. 149 p.
45. Kumpulainen R. Upper Proterozoic stratigraphy and depositional environments of the Tossajallet Group, Sarv Napple, southern Swedish Caledonides // Geol. For und Stockholm For. 1980. V. 102. Pt 4. P. 531–550.
46. Swett K., Klein G.D., Smith D.E. A Cambrian tidal sand body – the Eriboll sandstone of North-west Scotland an ancientrecent analog // J. Sediment. Petrol. 1971. V. 79. № 4. P. 400–415.
47. Tianrui S., Gao Jian. Tidal sedimentary structures from Upper Precambrian rocks of the Ming Tombs district, Beijing (Peking), China // Prev. Res. 1985. V. 29. № 1–3. P. 97–107.

Институт геологии Башкирского научного  
центра УрО АН СССР, Уфа

Поступила в редакцию  
24.II.1988

УДК 552.543:552.72(475)

ДОЛОМИТОВЫЕ ПОРОДЫ РИФЕЯ БЕЛОРУССИИ  
И ИХ ГЕНЕЗИС

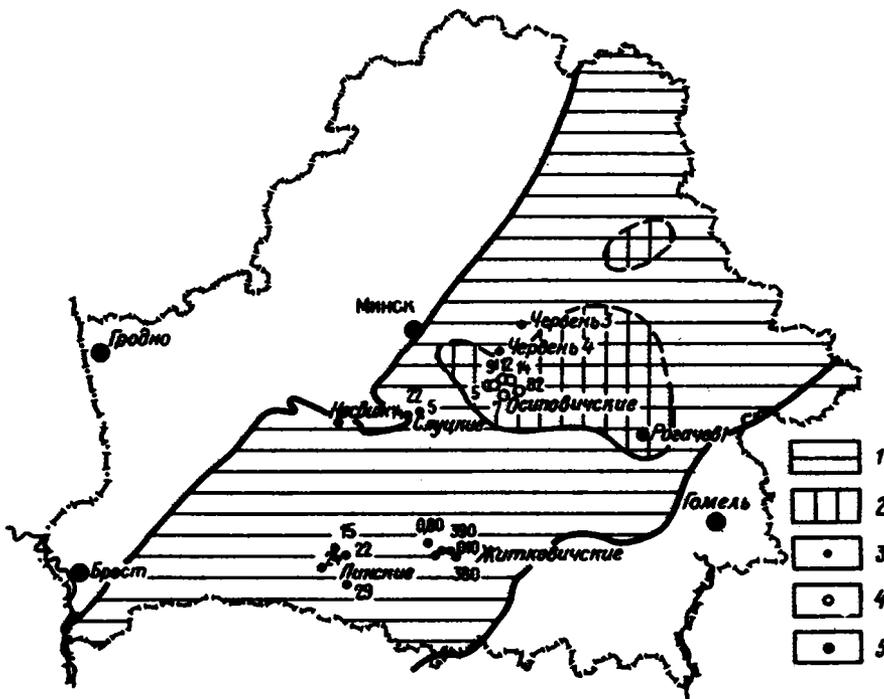
Веретенников Н.В., Гулис Л.Ф., Махнач А.С.

На основании геохимического и минералогического изучения доломитовых пород пинской и лапичской свит рифея Белоруссии показана первично-седиментационная природа их доломитовой составляющей. На основании особенностей распределения тяжелых обломочных минералов, марганца и изотопов углерода сделан вывод о разновозрастности отложений пинской и лапичской свит (первая отнесена к среднему рифею, вторая – к верхнему).

В рифейских отложениях Белоруссии общей мощностью до 1000 м, развитых на большей части ее территории, резко преобладают обломочные, преимущественно песчаные и алевритопесчаные породы. В их составе выделяются отложения нижнего (бобруйская и шеровичская серии), среднего (белорусская серия) и верхнего (лапичская свита) рифея [13, 14]. Резко преобладающими как по мощности, так и по распространению являются среднерифейские отложения в составе пинской и оршанской свит белорусской серии. Они выполняют Вольно-Оршанский палеопрогиб – крупную протяженную структуру северо-восточного простирания. Нижнерифейские образования развиты на небольших пространственно разобщенных участках, приуроченных к древнейшим отрицательным, преимущественно грабенообразным структурам. Отложения, относимые к верхнему рифею, развиты на сравнительно небольшой (10–15 тыс. км<sup>2</sup>) площади в центральной части Вольно-Оршанского палеопрогиба.

Подчиненное значение в рифее Белоруссии имеют доломиты и смешанные доломитообломочные (терригенные) породы. Они приурочены к пинской свите среднего рифея и лапичской свите верхнего рифея (фиг. 1).

Пинская свита мощностью до 460 м сложена преимущественно красноцветными олиго- и мезомиктовыми мелкозернистыми, часто алевритовыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с подчиненными слоями (от долей до 2–5 м) алевритоглинистых пород. Последние придают толще пинской свиты нерегулярно ритмичное строение. Цемент песчаников и алевролитов глинистый, участками доломитовый. В южных и центральных районах содержание доломита в обломочных породах свиты увеличивается, появляются прослойки песчаных, реже почти чистых доломитов. Доломитовые и доломитосодержащие породы приурочены в основном к границам ритмов, в пределах которых отмечаются разнообразные признаки обмеления бассейна седиментации, а нередко и перерывов в осадконакопления: трещины усыхания, каолинитизация, обохривание, трещиноватость и другие гипергенные изменения пород в кровле ритмов; размыв и перетложение (в виде обломков) пород из кровли подстилающих в базальные горизонты вышележащих ритмов. В верхах ритмов доломитовые породы обычно красноцветные, с примесью кластогенного песчано-алевроитового и глинистого материала, переслаиваются с песчаниками, глинистыми алевролитами и глинами; в подошве – светло- или розовато-серые, с примесью грубого песчаного материала и обломками подстилающих пород, в том числе доломитовых. Нередко такие породы переходят в своеобразные внутрiformационные конгломераты, состоящие из обломков и полуассимилированных фрагментов глинистых алевролитов,



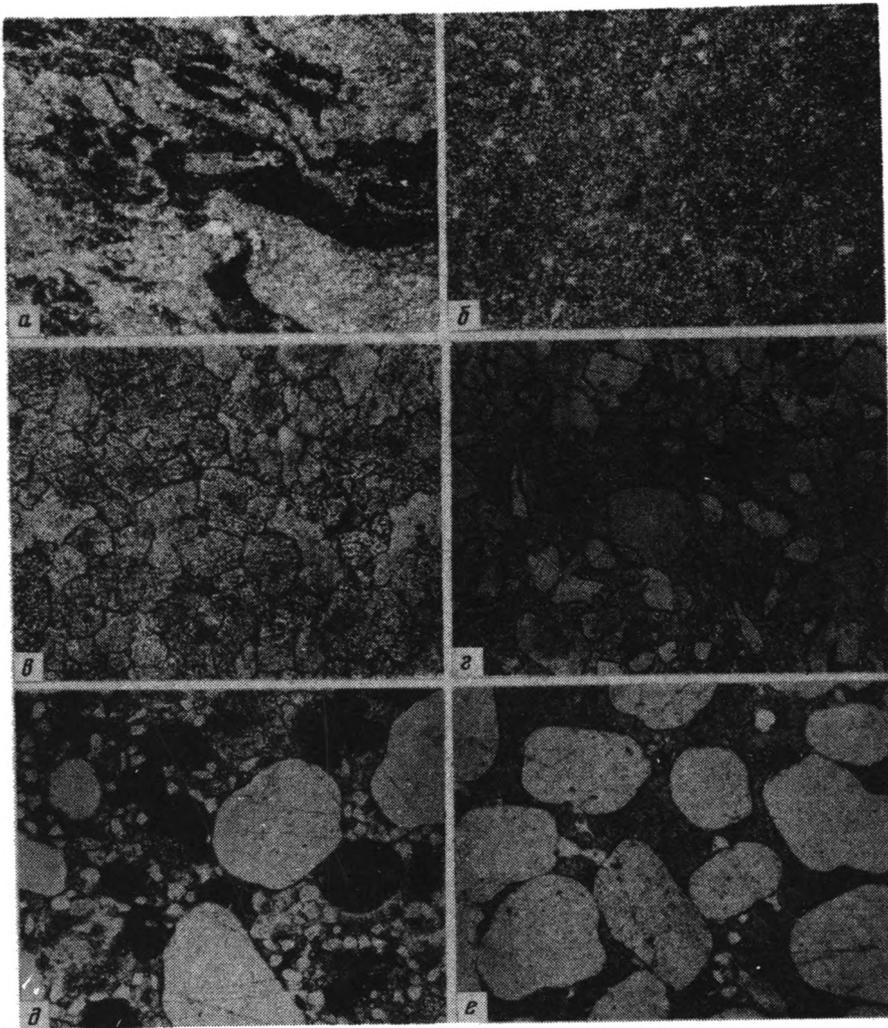
Фиг. 1. Современное распространение отложений пинской и лапчической свит рифея 1-2 - площади распространения отложений соответственно пинской и лапчической свит; 3-5 - разрезы скважин, в которых изучались доломитовые породы (3 - пинской свиты, 4 - лапчической, 5 - пинской и лапчической свит)

глин и др., сцементированных доломитом с различной примесью песчано-алевролитового материала.

Доломитовая составляющая пород средне- и мелкозернистая, реже крупнозернистая, в глинистых частях - мелко- и микрозернистая. Текстура сравнительно чистых доломитов однородная массивная, в песчаных и обогащенных грубообломочным материалом доломитах - полосчато-пятнистая, сгустковая, брекчиевидная, слоистая, иногда со стилолитовыми швами (фиг. 2). Карбонатная часть этих пород, по данным химического и рентгеноструктурного анализов, представлена нормативным или близким к нему доломитом. Из других карбонатных минералов в породах пинской свиты встречаются аутигенный микро- и тонкозернистый ферридоломит (конкрециевидные стяжения), сидерит (псевдосферолитовые агрегаты), вторичный кальцит (в кавернах и по трещинам).

Лапчическая свита представлена толщей мощностью до 82 м нерегулярного переслаивания олигомиктовых песчаников разной структуры и степени сортировки с глинисто-доломитовым или доломитовым цементом, глинистых и песчаных алевролитов, доломитов разнообразной структуры и текстуры, часто с примесью кластогенного материала, сингенетичных доломитовых брекчий. Встречаются слои полимиктовых конгломератов, конглобрекчий, прослой глин. Обломочные породы преимущественно красноцветные. Встречаются слои серого песчаника, обогащенного тонкодисперсным углистым веществом.

Доломиты в лапчической свите образуют прослой и пласты мощностью от нескольких сантиметров до 3 м. Для них характерно большое разнообразие окраски, структур и текстур. Выделяются два основных типа доломитов - хомогенные и органогенные (фитолитовые), а также ряд переходных разновидностей: хомогенно-органогенные, органогенно-брекчиевые, сингенетичные доломитовые брекчии.

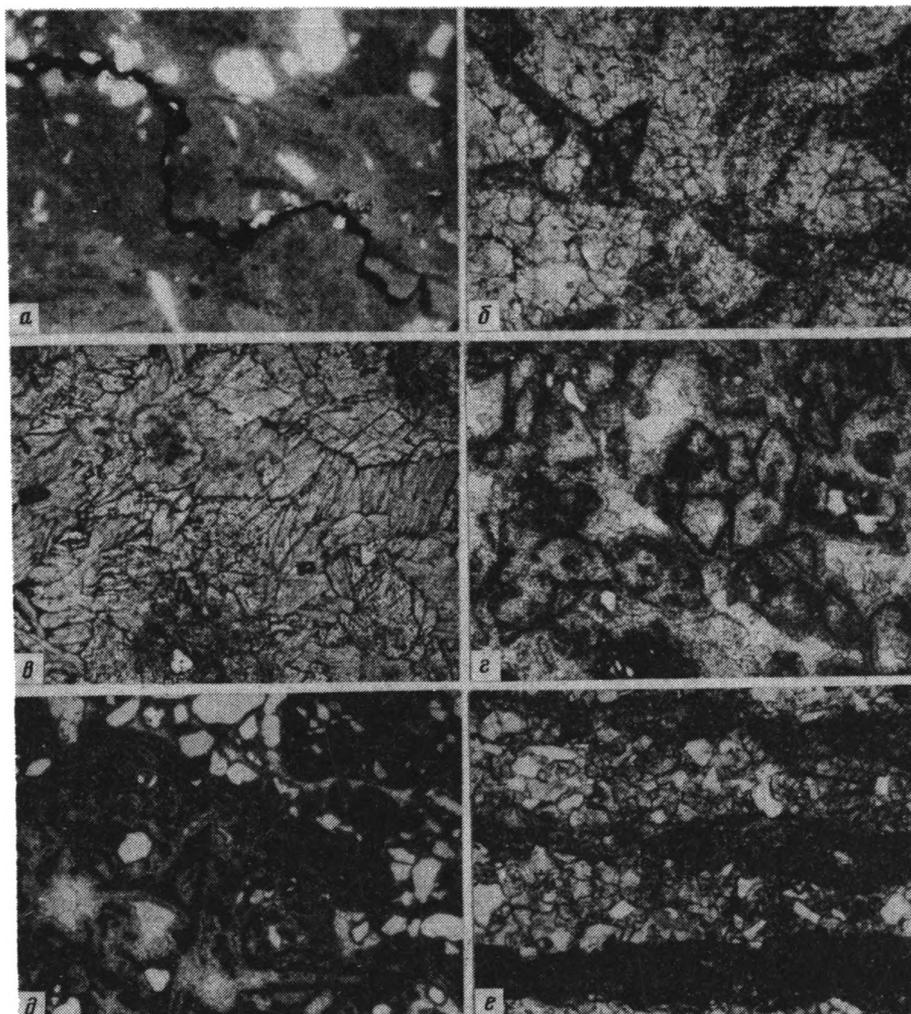


Фиг. 2. Микрофотографии пород пинской свиты

*a* – микро- и тонкозернистый доломит с обломками (темное) сиягнетичных железных гидрослоистых глин (скв. Червень-4, глубина 465,0 м, увел. 40); *б* – микро- и тонкозернистый доломит (скв. Червень-3, глубина 405,0 м, увел. 80); *в* – среднезернистый доломит (скв. Червень-3, глубина 405,5 м, увел. 80); *г* – алевролит с базальным доломитовым цементом (скв. Червень-3, глубина 325,0 м, увел. 80); *д* – мелкозернистый песчаник с базальнопоровым доломитовым цементом; темное – окатанные обломки микрозернистого доломита (скв. Червень-4, глубина 455,0 м, увел. 40); *е* – песчаник среднезернистый с базальным тонко- и мелкозернистым доломитовым цементом (скв. Осиповича-7, глубина 687,0 м, увел. 40)

Породы красноцветные (коричнево-, красно-бурые, буровато-розовые, иногда с лиловатым оттенком) и пестроцветные за счет чередования полос и пятен красно-коричневой гаммы и более светлых тонов (розовых, желтовато-серых).

Хомогенные доломиты массивные и слоистые. Встречаются также кавернозные (с пленками окислов железа и марганца), железистые, и частично окремненные разновидности. Неоднородна степень кристалличности доломитов: наблюдается чередование прослоев и участков от пелитоморфной до крупнозернистой структуры (фиг. 3). Для органогенных доломитов характерна еще большая структурная и текстурная пестрота, обусловленная частым чередованием фитолитовых структур с онколитами, катаграфиями и наложенных на них участков перекристаллиза-



Фиг. 3. Микрофотографии пород лапичской свиты

*a* – мелкозернистый доломит со стилолитовым швом, выполненным окислами железа и глинистыми минералами (с кв. Осиповичи-7, глубина 550,3 м, увел. 80); *б* – доломитовая аугитенная брекчия: обломки – тонко- и мелкозернистый доломит, цемент – мелкозернистый (с кв. Осиповичи-14, глубина 773,0 м, увел. 40); *в* – среднекрупнозернистый доломит (с кв. Осиповичи-14, глубина 772,0 м, увел. 40); *г* – обломочно-микрофитолитовый доломит (с кв. Осиповичи-5, глубина 557,0 м, увел. 40); *д* – микрофитолитовый доломит: темное – мелкозернистый доломит, пигментированный окислами железа, серое – тонко- и мелкозернистый доломит, белое – обломочный кварц (с кв. Осиповичи-7, глубина 546,0 м, увел. 40); *е* – алевритистый доломит, тонко- и мелкозернистый с полевошатово-кварцевым обломочным материалом (с кв. Осиповичи-14, глубина 763,5 м, увел. 40)

ции, выщелачивания карбонатного и перераспределения глинистого вещества, окислов железа и марганца (см. фиг. 3, *б*, *г*, *д*). Доломитовые брекчии сложены преимущественно неокатанными обломками доломитов (массивных, слоеватых, кавернозно-пористых, фитолитовых), доломитистых песчаников и песчано-алевритовых пород. Цемент брекчий доломитовый с различной примесью кластогенного материала. Химическое и рентгеноструктурное изучение доломитов и доломитовых пород лапичской свиты показывает, что их карбонатная часть представлена нормативным доломитом. В кавернах нередко встречаются барит и гипс.

Несмотря на сравнительно неплохую изученность строения доломитосодержа-

щих толщ, вещественного состава и структурно-текстурных особенностей доломитовых пород рифея Белоруссии [1, 15], фациально-палеогеографические обстановки карбонатакопления в пинское и лапичское время, а также физико-химические условия и время доломитообразования оставались во многом неясными. По этому поводу высказывались разные суждения. В частности, доломит в породах пинской свиты считался в основном вторичным, преимущественно катагенетическим. После того как в этой свите были установлены прослои довольно чистых доломитов и песчаников с обильным (базального типа) доломитовым цементом без признаков коррозии кластогенного материала (см. фиг. 2, а, б, в, д, е), в которых образование доломита не может быть удовлетворительно объяснено процессами катагенеза, его стали рассматривать как первично-седиментационный.

Относительно доломитов лапичской свиты, которые обычно рассматривались как первично-седиментационные и лишь отчасти как, возможно, вторичные (диагенетические), в последние годы получила известность точка зрения об их эндогенной природе [5, 22, 23]. Исходя из повышенных содержаний в отдельных разновидностях доломитов марганца, стронция, бария, наличия в тяжелой фракции, полученной из двух образцов брекчированных доломитов, угловатых зерен моноклинных и ромбических пироксенов, амфиболов, оливина, пиропов, хромшпинелидов, а также интерпретации некоторых фитолитовых и брекчиевидных микротекстур доломитов как реликтовых туфовых структур (см. фиг. 3, д), К.Э. Якобсон приходит к выводу, что значительная часть доломитов лапичской свиты представляет собой доломитовые или доломитизированные карбонатиты и карбонатитовые туфы. На этом основании он допускает возможность наличия в районе развития отложений лапичской свиты родственных карбонатитам образований — кимберлитов и дает рекомендации по их поискам.

Неоднозначная трактовка генезиса доломитовых пород рифея Белоруссии повлекла за собой ряд принципиальных разногласий в вопросах их стратиграфической корреляции, основанных на них стратиграфических построений и выводов [13, 15, 18, 22].

Дискуссионность генезиса доломитов и доломитсодержащих пород рифея Белоруссии и палеогеографии соответствующих этапов осадконакопления в значительной мере является отражением того состояния, в котором находится одна из наиболее спорных проблем литологии — проблема доломитообразования в докембрии. Одним из важнейших методов реконструкции фациально-палеогеографических обстановок карбонатакопления, установления генезиса карбонатных пород фанерозоя является био- или эколого-фациальный анализ. В комплексе с литологическими методами он позволяет достаточно уверенно решать вопросы генезиса, фациальной и формационной принадлежности карбонатных пород и давать определенные прогнозы для нефтепоисковых и других работ.

Более сложную задачу представляют вопросы фациального анализа и генезиса карбонатных пород, особенно доломитов, криптозоя и, в частности, верхнего протерозоя. В отличие от фанерозойских карбонатные породы докембрия практически лишены палеонтологических остатков. Поэтому возможности био- или экофациального анализа условий карбонатакопления, особенно доломитообразования, в докембрии весьма ограничены, что приводит, как правило, к дискуссионным выводам. Не всегда однозначны данные литологических методов фациального анализа ввиду широкого развития в карбонатных породах докембрия постседиментационных изменений, которые в той или иной мере затушевывают, нередко почти полностью изменяют первичные структуры, текстуры, а иногда и минеральный состав пород. Неприменим здесь и сравнительно-литологический метод, так как палеогеографические и физико-химические условия седиментогенеза в докембрии (состав гидросферы, атмосферы, роль биогенного фактора и др.) существенно отличались от фанерозойских [8].

Указанные обстоятельства побуждают использовать для этих целей геохимические и другие нетрадиционные методы изучения карбонатных пород [3, 8, 16,

20]. Первому опыту подобного изучения доломитовых пород рифея Белоруссии посвящена настоящая работа. Нами исследованы распределение содержаний марганца, стронция, ряда малых и редких элементов, изотопов углерода и кислорода, а также состав обломочных минералов в доломитах и доломитово-кластогенных породах пинской (46 образцов) и лапичской (28 образцов) свит практически на всей площади их развития и в разных структурно-фациальных зонах (см. фиг. 1).

**М а р г а н е ц.** В проанализированных образцах доломитсодержащих пород пинской свиты, большую часть которых составляют песчаники с доломитовым цементом и песчаные доломиты, содержание  $MnO$  колеблется от 0,04 до 1,66% (табл. 1). Такая значительная вариация содержаний марганца обусловлена различным содержанием в породах доломита (от 5–10 до 50–70%, в отдельных образцах до 90–95%). Об этом свидетельствуют высокие коэффициенты линейной корреляции марганца с кальцием и магнием (от 0,80 до 0,98 на разных участках опробования) и обратная зависимость содержаний  $MnO$  и  $Al_2O_3$ .

В доломитах и доломитово-терригенных породах лапичской свиты со значительно большим содержанием доломитового компонента, чем в породах пинской свиты, при колебаниях содержания  $MnO$  от 0,14 до 1,25% преобладают значения 0,2–0,5%. Они близки к среднему содержанию  $MnO$  (0,11%) в рифейских доломитах Восточно-Европейской платформы [16]. Повышение (до 0,8–1,25%) содержания  $MnO$ , характерные для красноцветных (ожежененных) кавернозных доломитов, обусловлены вторичным обогащением их марганцем в зоне гипергенеза, где происходил преимущественный вынос из пород  $Ca$  и  $Mg$ . Марганец как менее подвижный элемент концентрировался в коре выветривания, частично перемещаясь в ее нижние горизонты, и вместе с гидроокислами железа фиксировался в трещинах и межзерновых пространствах. Это подтверждается микроскопическим изучением светло-серых массивных (без явных признаков гипергенных изменений) и красноцветных кавернозных доломитов. Если в первых  $Mn$ , входящий в решетку доломита, распределен довольно равномерно, то во вторых наряду с изоморфным вхождением в доломит большая часть его приурочена к межзерновым швам доломита, где ассоциируется с гидроокислами железа.

Таким образом, значительная часть марганца в доломитовых и доломитсодержащих породах пинской свиты и в неподвергавшихся вторичному перераспределению этого элемента породах лапичской свиты связана с их карбонатной составляющей, т.е. с минералом доломитом.

Сопоставление величины  $MnO/MgO$ , отражающей содержание марганца в доломитовой компоненте этих пород, показало, что в пинских доломитах его в 2–3 раза больше, чем в лапичских.

Повышенные содержания марганца в доломите пинских пород авторы объясняют седиментационным и отчасти, возможно, диагенетическим доломитообразованием в мелководном эпиконтинентальном бассейне в периоды его обмеления и частичного осушения, большей частью в прибрежных фациях. Известно, что в прибрежной зоне морских бассейнов выпадает 40–60% марганца, растворенного в пресных континентальных водах [10]. Основным источником этого элемента в доломитах пинской свиты являлись коры выветривания на кристаллических породах Белорусского и Воронежского массивов. Постоянный привнос марганца при медленном накоплении доломита в мелководном, периодически осушающемся бассейне способствовал изоморфному вхождению значительных количеств этого элемента в решетку доломита.

Такое представление о генезисе доломитовых и доломитсодержащих пород пинской свиты, основанное на геохимических, структурно-текстурных особенностях этих пород и положении их в разрезе свиты согласуется физико-химически с моделью первично-седиментационного доломитообразования при смешении пресных гидрокарбонатно-кальциевых и морских вод [11].

Содержания  $MnO$  в лапичских доломитах, близкие к среднему содержанию

Таблица 1

## Химический и изотопный состав доломитов и доломитсодержащих пород рифей Белоруссии

| Скважина               | Глубина, м | Содержание       |                                |                                |      |      |      |                  |      | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$<br>‰ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$<br>‰ |
|------------------------|------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|------|---|--|
|                        |            | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | MgO  | CaO  | K <sub>2</sub> O | Sr   |   |  |
| 1                      | 2          | 3                | 4                              | 5                              | 6    | 7    | 8    | 9                | 10   | 11                                      | 12                                       |
| <i>Лапчицкая свита</i> |            |                  |                                |                                |      |      |      |                  |      |   |  |
| Осиповичи-5            | 547,0      | 3,1              | 0,2                            | 0,6                            | 1,25 | 20,4 | 30,6 | 0,1              | 120  | 2,2                                     | -6,1                                     |
| Осиповичи-7            | 546,5      | 12,1             | 1,1                            | 2,0                            | 0,76 | 17,9 | 26,0 | 0,9              | 370  | 0,5                                     | -7,5                                     |
|                        | 546,7      | 3,1              | 0,3                            | 1,3                            | 0,37 | 19,8 | 31,0 | 0,3              | 410  | 0,2                                     | -  |
|                        | 550,0      | 25,2             | 1,9                            | 1,5                            | 0,75 | 16,3 | 23,0 | 1,3              | 45   | 1,8                                     | -10,4                                    |
|                        | 550,5      | 10,6             | 1,3                            | 1,5                            | 0,98 | 18,0 | 26,3 | 0,8              | 140  | -0,2                                    | -6,7                                     |
|                        | 550,6      | 0,7              | 0,1                            | 0,6                            | 0,80 | 19,5 | 32,5 | 0,1              | 200  | 0,4                                     | -  |
| 550,7                  | 26,0       | 2,8              | 2,6                            | 0,79                           | 12,7 | 20,7 | 2,0  | 85               | 0,4  | -                                       |  |
| Осиповичи-9            | 703,0      | 3,4              | 0,5                            | 1,0                            | 0,48 | 18,9 | 30,3 | 0,2              | 900  | 2,1                                     | -  |
|                        | 704,0      | 1,0              | 0,1                            | 1,2                            | 0,37 | 19,4 | 31,8 | 0,1              | 850  | 0,8                                     | -  |
|                        | 704,1      | 2,0              | 0,1                            | 1,0                            | 0,24 | 18,9 | 30,6 | 0,1              | 670  | 1,7                                     | -  |
|                        | 712,5      | 1,9              | 0,2                            | 1,2                            | 0,38 | 21,0 | 31,2 | 0,1              | 320  | 1,1                                     | -  |
| Осиповичи-12           | 700,0      | 2,4              | 0,3                            | 1,7                            | 0,18 | 21,2 | 30,9 | 0,2              | 450  | 2,7                                     | -14,7                                    |
|                        | 700,1      | 4,1              | 0,6                            | 1,7                            | 0,16 | 18,5 | 29,8 | 0,4              | 270  | 2,4                                     | -  |
|                        | 740,0      | 17,0             | 0,7                            | 1,3                            | 0,48 | 16,2 | 25,5 | 0,5              | 300  | 1,5                                     | -  |
|                        | 740,1      | 7,6              | 0,7                            | 0,7                            | 0,49 | 15,5 | 27,9 | 0,3              | 450  | 1,3                                     | -  |
| Осиповичи-14           | 714,0      | 36,3             | 1,5                            | 2,0                            | 0,35 | 14,7 | 19,4 | 0,1              | 40   | 0,0                                     | -8,4                                     |
|                        | 714,1      | 3,5              | 0,4                            | 1,8                            | 0,33 | 18,4 | 29,7 | 0,3              | 250  | 0,3                                     | -  |
|                        | 714,2      | 13,1             | 1,2                            | 2,0                            | 0,37 | 16,6 | 24,6 | 1,0              | 170  | 1,0                                     | -  |
|                        | 714,3      | 24,7             | 1,5                            | 0,6                            | 0,34 | 15,6 | 21,7 | 1,4              | 160  | 0,2                                     | -  |
|                        | 763,5      | 6,2              | 0,7                            | 1,6                            | 0,35 | 20,0 | 28,9 | 0,4              | 450  | 3,4                                     | -12,1                                    |
|                        | 771,7      | 10,3             | 1,0                            | 0,6                            | 0,17 | 20,2 | 27,4 | 0,7              | 390  | 3,9                                     | -8,7                                     |
|                        | 772,0      | 11,0             | 1,3                            | 0,8                            | 0,26 | 19,3 | 27,1 | 0,6              | 500  | 3,0                                     | -4,6                                     |
|                        | 772,1      | 5,9              | 0,6                            | 0,3                            | 0,14 | 19,0 | 28,3 | 0,5              | 1100 | 3,0                                     | -  |
|                        | 773,0      | 1,2              | 0,2                            | 0,4                            | 0,16 | 22,6 | 31,7 | 0,0              | 900  | 1,9                                     | -10,7                                    |
| Осиповичи-82           | 657,0      | 0,3              | 0,0                            | 1,8                            | 0,17 | 19,6 | 30,2 | 0,0              | 850  | 0,2                                     | -  |
| Рогачев-1              | 642,0      | 53,3             | 4,2                            | 3,4                            | 0,24 | 9,3  | 10,8 | 2,5              | 50   | -0,6                                    | -  |
|                        | 644,5      | 10,4             | 8,8                            | 2,4                            | 0,38 | 17,3 | 25,5 | 0,7              | 45   | -1,7                                    | -3,3                                     |
|                        | 647,0      | 54,5             | 3,2                            | 2,7                            | 0,23 | 9,5  | 11,8 | 2,1              | 30   | -0,4                                    | -7,5                                     |
| Среднее арифметическое |            | 12,5             | 1,3                            | 1,4                            | 0,43 | 17,7 | 26,6 | 0,6              | 376  | 1,2                                     | -8,4                                     |
| Стандартное отклонение |            | 14,8             | 1,8                            | 0,8                            | 0,28 | 3,2  | 5,6  | 0,7              | 308  | 1,3                                     | 3,2                                      |
| <i>Пинская свита</i>   |            |                  |                                |                                |      |      |      |                  |      |   |  |
| Богушевск-2            | 1580,0     | 89,5             | 4,5                            | 0,4                            | 0,04 | 1,3  | 1,3  | 1,8              | 35   | -7,0                                    | -13,1                                    |
|                        | 1607,0     | 73,0             | 8,7                            | 0,8                            | 0,14 | 5,1  | 4,6  | 4,1              | 95   | -                                       | -  |
|                        | 1629,0     | 67,7             | 8,5                            | 1,5                            | 0,10 | 6,4  | 6,0  | 3,2              | 60   | -1,3                                    | -12,7                                    |
|                        | 1649,5     | 53,7             | 6,3                            | 1,5                            | 0,19 | 9,1  | 10,9 | 2,7              | 150  | -1,7                                    | -10,1                                    |
|                        | 1660,0     | 65,0             | 6,8                            | 1,1                            | 0,07 | 7,1  | 8,2  | 2,7              | 35   | -4,4                                    | -7,9                                     |
| 1663,0                 | 80,7       | 5,9              | 1,5                            | 0,11                           | 2,1  | 3,3  | 3,8  | 100              | -4,9 | -                                       |  |
| Рогачев-1              | 662,0      | 68,7             | 4,2                            | 1,8                            | 0,35 | 6,9  | 7,9  | 2,1              | 30   | -5,7                                    | -  |
| Червень-3              | 289,0      | 59,9             | 5,5                            | 2,4                            | 0,67 | 8,6  | 9,8  | 2,6              | 170  | -4,0                                    | -9,2                                     |
|                        | 308,0      | 19,7             | 2,2                            | 1,4                            | 1,22 | 16,0 | 23,9 | 1,2              | 280  | -1,5                                    | -6,7                                     |
|                        | 311,0      | 61,0             | 3,7                            | 1,3                            | 0,56 | 7,9  | 8,7  | 2,0              | 200  | -3,3                                    | -  |
|                        | 360,0      | 75,6             | 5,2                            | 1,1                            | 0,43 | 6,1  | 6,5  | 2,8              | 70   | -4,2                                    | -  |

Таблица 1 (окончание)

| 1                      | 2     | 3    | 4   | 5   | 6    | 7    | 8    | 9   | 10  | 11   | 12    |
|------------------------|-------|------|-----|-----|------|------|------|-----|-----|------|-------|
| Червень-4              | 393,0 | 24,0 | 4,0 | 1,4 | 1,29 | 15,1 | 21,0 | 1,9 | 110 | -5,6 | -7,4  |
|                        | 417,0 | 66,5 | 5,4 | 1,4 | 0,55 | 7,6  | 8,0  | 2,8 | 50  | -5,6 | -3,1  |
|                        | 417,1 | 49,6 | 4,1 | 1,4 | 0,60 | 8,7  | 15,4 | 2,6 | 150 | -5,3 | -     |
|                        | 428,0 | 51,5 | 5,1 | 1,0 | 0,51 | 8,7  | 14,7 | 2,9 | 80  | -    | -     |
|                        | 436,0 | 54,7 | 6,0 | 1,3 | 0,43 | 7,1  | 12,7 | 3,3 | 90  | -4,2 | -     |
|                        | 444,0 | 61,4 | 4,3 | 1,7 | 0,34 | 7,0  | 12,7 | 2,1 | 50  | -    | -     |
|                        | 450,0 | 74,6 | 5,5 | 0,4 | 0,15 | 4,3  | 7,4  | 3,8 | 85  | -4,0 | -     |
|                        | 451,0 | 61,2 | 6,2 | 1,2 | 0,70 | 8,9  | 9,0  | 3,3 | 95  | -3,6 | -     |
|                        | 461,0 | 54,5 | 4,5 | 1,1 | 0,18 | 8,6  | 14,3 | 2,7 | 60  | -    | -     |
|                        | 468,0 | 29,0 | 4,0 | 1,1 | 1,11 | 15,9 | 21,0 | 1,6 | 50  | -2,0 | -     |
| Несвиж-41              | 155,0 | 58,6 | 8,4 | 3,0 | 0,46 | 5,9  | 11,0 | 3,5 | 150 | -4,0 | -     |
| Слуцк-5                | 283,0 | 2,0  | 0,2 | 0,5 | 1,12 | 19,7 | 31,4 | 0,2 | 120 | -2,4 | -5,4  |
|                        | 283,1 | 33,6 | 2,1 | 1,2 | 1,01 | 14,4 | 20,9 | 1,3 | 120 | -1,6 | -6,8  |
|                        | 286,0 | 59,9 | 5,6 | 2,0 | 0,51 | 7,6  | 9,1  | 3,3 | 70  | -2,9 | -4,5  |
|                        | 371,0 | 60,6 | 5,1 | 3,0 | 0,37 | 6,6  | 8,3  | 2,8 | 70  | -1,4 | -7,2  |
|                        | 371,1 | 64,5 | 4,4 | 1,8 | 0,37 | 7,0  | 8,3  | 2,4 | 170 | -2,2 | -3,9  |
| Слуцк-22               | 202,0 | 56,6 | 5,0 | 0,8 | 0,66 | 8,5  | 11,1 | 3,1 | 110 | -1,6 | -6,8  |
| Житковичи-03           | 330,0 | 60,0 | 5,1 | 2,1 | 0,31 | 8,6  | 10,1 | 1,7 | 80  | -3,2 | -9,2  |
|                        | 334,0 | 60,6 | 4,0 | 1,5 | 0,26 | 8,4  | 9,1  | 2,0 | 120 | -4,8 | -11,2 |
|                        | 346,0 | 61,1 | 4,3 | 1,0 | 0,35 | 9,6  | 10,3 | 1,7 | 70  | -2,2 | -1,3  |
|                        | 350,0 | 64,7 | 3,5 | 1,2 | 0,25 | 8,5  | 9,5  | 1,8 | 85  | -2,6 | -     |
|                        | 382,1 | 71,9 | 2,4 | 0,6 | 0,33 | 6,8  | 8,4  | 0,9 | 60  | -    | -     |
|                        | 384,1 | 35,6 | 2,5 | 0,9 | 0,66 | 14,2 | 19,6 | 1,6 | 70  | -    | -     |
| Житковичи-080          | 397,5 | 61,1 | 4,1 | 0,8 | 0,56 | 2,1  | 16,0 | 2,3 | 150 | -7,6 | -7,2  |
| Житковичи-380          | 202,0 | 30,2 | 1,4 | 2,5 | 1,66 | 14,4 | 22,0 | 0,6 | 140 | -0,6 | -     |
| Житковичи-390          | 355,0 | 75,7 | 1,3 | 0,7 | 0,24 | 6,4  | 7,7  | 0,5 | 85  | -3,3 | -9,4  |
|                        | 361,0 | 37,4 | 4,2 | 1,8 | 1,53 | 12,7 | 18,7 | 1,6 | 95  | -1,5 | -9,8  |
| Пинск-15               | 188,0 | 58,9 | 4,6 | 1,1 | 0,28 | 7,5  | 13,0 | 2,3 | 90  | -4,2 | -     |
|                        | 335,0 | 64,7 | 2,0 | 0,4 | 0,26 | 7,9  | 13,3 | 1,3 | 115 | -2,2 | -     |
|                        | 335,1 | 71,2 | 1,3 | 0,2 | 0,26 | 6,9  | 12,8 | 0,8 | 110 | -3,2 | -     |
| Пинск-22               | 255,0 | 72,2 | 1,3 | 0,2 | 0,37 | 6,6  | 12,0 | 0,9 | 45  | -2,2 | -     |
|                        | 255,5 | 1,1  | 0,2 | 0,1 | 0,46 | 20,2 | 32,8 | 0,1 | 240 | -1,9 | -     |
|                        | 255,6 | 3,5  | 0,7 | 0,2 | 0,49 | 18,9 | 31,8 | 0,4 | 250 | -2,0 | -     |
| Пинск-24               | 640,0 | 63,7 | 7,4 | 1,3 | 0,24 | 6,4  | 8,6  | 2,7 | 45  | -2,7 | -     |
| Пинск-29               | 413,0 | 63,1 | 6,3 | 1,4 | 0,33 | 5,9  | 9,6  | 2,9 | 60  | -4,1 | -     |
| Среднее арифметическое |       | 55,1 | 4,3 | 1,2 | 0,50 | 8,9  | 12,9 | 2,1 | 104 | -3,3 | -7,6  |
| Стандартное отклонение |       | 20,4 | 2,1 | 0,7 | 0,38 | 4,4  | 7,2  | 1,0 | 57  | 1,6  | 3,1   |

Примечание. Определение  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (вес. %) выполнено количественным рентгеноспектральным методом на приборе СРМ-18 (аналитик Л.Ф. Гулис),  $\text{Sr}$  (г/г) — количественным спектральным методом (аналитик Л.Ф. Гулис),  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  — на масс-спектрометре МИ-1301 из углекислого газа, выделенного разложением доломита ортофосфорной кислотой (аналитики В.М. Колковский, И.Л. Колосов). Анализы выполнены в ИГиГ АН БССР.

в доломитах рифея Восточно-Европейской платформы, наличие фитолитовых разностей доломитов не противоречат представлениям о накоплении отложений лапичской свиты в седиментационном бассейне с нормальной, периодически повышавшейся соленостью и о значительной роли биогенного карбонатного материала, обычно обедненного марганцем [3]. В то же время более высокие содержания марганца в доломитах среднерифейской пинской свиты по сравнению с лапичскими (верхний или терминальный рифей) соответствуют установленной глобальной закономерности о большем содержании этого элемента в среднерифейских карбонатах, чем в верхнерифейских [20].

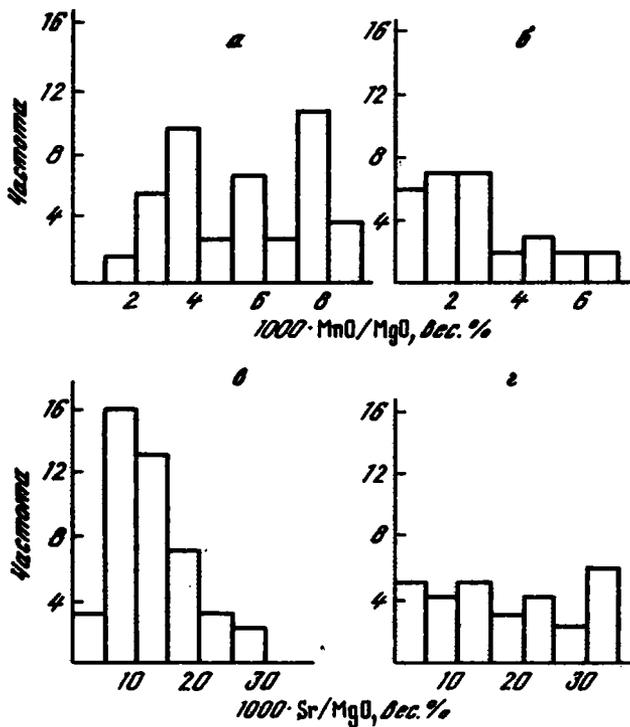
**Стронций.** Содержание стронция (см. табл. 1) в изученных образцах доломитов и доломитсодержащих пород пинской свиты изменяется от 30 до 250 г/т (в среднем 100 г/т). Большая часть его связана с доломитовой компонентой этих пород. Это видно из результатов приведенных анализов, а также подтверждается расчетом коэффициентов линейной корреляции содержания Sr с содержаниями Mg и K, отражающих в первой паре связь стронция с доломитом, во второй — с полевыми шпатами и гидрослюдами. В породах пинской свиты южных районов коэффициент корреляции Sr с Mg равен 0,66, Sr с K — -0,58. Для центральных районов эти корреляционные связи менее тесные, что, видимо, обусловлено большим содержанием в породах некарбонатного материала.

В породах лапичской свиты установлены содержания Sr от 40 до 1100 г/т (в среднем 420 г/т). Большая часть его также связана с доломитом, о чем свидетельствует положительная корреляционная связь содержаний Sr и Mg и отрицательная — Sr и K (соответственно коэффициенты корреляции 0,55 и -0,48).

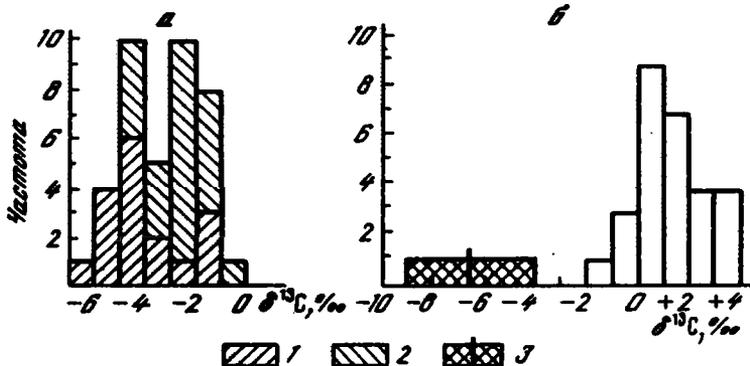
Обобщение большого фактического материала по стронцию в карбонатных породах разного возраста и генезиса показывает, что содержание этого элемента в диагенетических доломитах составляет  $n \cdot 10$  г/т [21]. В процессе доломитизации известняков содержание Sr уменьшается от  $n \cdot 100$  до  $n \cdot 10$  г/т. В то же время в доломитах из эвапоритовых отложений Sr содержится в количестве до 1000 г/т и более. Известно также, что в диагенетических и седиментационных доломитах прибрежных фаций значение  $1000 \cdot Sr/Ca > 0,5$ , а в катагенетических оно не превышает 0,3 [20]. Для средневерхнерифейских доломитов Енисейского кряжа, рассматриваемых как седиментационные и диагенетические, характерны содержания Sr 200—750 г/т (в среднем около 400 г/т) [19].

Преобладание содержаний стронция больше 300 г/т и значений  $1000 \cdot Sr/Ca > 0,5$  в проанализированных образцах лапичской свиты подтверждает первично-седиментационную природу большей части доломита этой свиты, а содержания этого элемента более 600 г/т свидетельствуют о периодическом осолонении лапичского бассейна. Седиментационный и отчасти, возможно, диагенетический генезис доломитов пинской свиты косвенно подтверждается преобладанием в них значений  $1000 \cdot Sr/Ca > 0,6$  [20].

Таким образом, анализ полученных результатов показывает, что практически весь Mn и по крайней мере большая часть Sr в доломитах и доломитсодержащих породах пинской и лапичской свит связана с их карбонатной составляющей, т.е. с минералом доломитом, о чем свидетельствуют и литературные данные [3, 19—21]. Поэтому наиболее показательными для сравнения содержаний этих элементов в пинских и лапичских доломитах являются не процентные или весовые их количества в проанализированных образцах, а величины MnO/MgO и Sr/MgO (фиг. 4). Они показывают, что в доломитовом веществе пород пинской свиты содержания Mn выше, а Sr ниже, чем в лапичской. При этом содержания обоих элементов как в пинских, так и в лапичских доломитах варьируют примерно одинаково как по разрезу свит, так и по латерали. В общем же вариация содержаний Mn и Sr в лапичских доломитах большая, чем в пинских. Это обусловлено, по-видимому, большей неоднородностью и нестабильностью фациальных условий в лапичское время (временное осолонение бассейна осадконакопления, наличие в нем водорослевых построек и др.) и подтверждается отмеченным



Фиг. 4. Диаграммы распределения содержаний марганца и стронция в доломитовых породах пинской (а, в) и лапичской (б, г) свит рифея



Фиг. 5. Диаграммы распределения  $\delta^{13}\text{C}$  в доломитовых породах пинской (а) и лапичской (б) свит рифея  
1 – центральный, 2 – южный районы; 3 – карбонаты (вертикальная черта – среднее значение  $\delta^{13}\text{C}$  [7])

выше большим разнообразием структур, текстур, состава пород и строения разреза. Не исключено также влияние вторичного перераспределения этих элементов в зоне гипергенеза.

Содержания в доломитах и доломитовых породах пинской и лапичской свит Co, Ni, Cr, V, Cu, Ti, Y, Nb, Yb (табл. 2) находятся в пределах кларковых для осадочных пород соответствующего типа [9].

Корреляционный анализ показал, что в породах пинской свиты основное количество этих элементов, преобладающим среди которых является титан (среднее

Содержание микроэлементов в доломитах и доломитсодержащих породах верхнего протерозоя Белоруссии, г/т

| Элементы | Пинская свита  |                                   |                        | Лапичская свита |                                   |                        |
|----------|----------------|-----------------------------------|------------------------|-----------------|-----------------------------------|------------------------|
|          | число анализов | среднее арифметическое содержание | стандартное отклонение | число анализов  | среднее арифметическое содержание | стандартное отклонение |
| Ti       | 43             | 1352,3                            | 1218,6                 | 28              | 311,2                             | 297,4                  |
| V        | 43             | 27,6                              | 21,3                   | 28              | 25,4                              | 15,1                   |
| Cr       | 43             | 17,4                              | 6,8                    | 28              | 5,8                               | 8,0                    |
| Co       | 43             | 4,3                               | 3,1                    | 28              | 2,4                               | 1,7                    |
| Ni       | 43             | 8,2                               | 2,2                    | 28              | 5,8                               | 2,6                    |
| Cu       | 30             | 30,5                              | 22,7                   | 14              | 4,1                               | 2,5                    |
| Y        | 30             | 46,0                              | 32,4                   | 14              | 18,3                              | 10,2                   |
| Zr       | 43             | 178,4                             | 113,4                  | 28              | 78,9                              | 60,1                   |
| Nb       | 30             | 13,2                              | 8,4                    | 14              | 3,4                               | 3,0                    |
| Yb       | 30             | 2,8                               | 2,0                    | 14              | 0,9                               | 0,8                    |

*Примечание.* Обработаны количественные спектральные анализы, выполненные в ИГиГ АН БССР; аналитики А.Д. Народецкая, Б.Е. Островская.

содержание 1352,3 г/т), связано с глинистым веществом пород. Об этом свидетельствует их тесная корреляция с калием. С Ti хорошо коррелируют Ni, Co, Cu, V, Y, Yb.

Породы лапичской свиты характеризуются более низким, чем в пинской, содержанием Ti (в среднем в 4,5 раза), Cu (в 7 раз), остальных проанализированных элементов, за исключением Nb, — в 1,5–3 раза.

Изотопы углерода и кислорода. Для изучения изотопного состава углерода и кислорода рифейских доломитов нами выполнено, впервые для территории Белоруссии, 40 изотопных анализов пород пинской свиты и 28 — лапичской. Анализировались преимущественно неизмененные (без явных признаков гипергенных и других вторичных преобразований) доломиты и доломитово-класогенные породы, содержащие от 15 до 98% нормативного доломита разной степени кристалличности.

Установлено, что доломит всех проанализированных образцов пинской свиты характеризуется отрицательными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , а доломит лапичской свиты, за единичными исключениями, — положительными. Для пинского доломита эти значения колеблются от  $-0,6$  до  $-7,6\text{‰}$  (преобладают  $-2 \div -5\text{‰}$ ), для лапичского — от  $+0,2$  до  $+3,9\text{‰}$ . Несколько отрицательных ( $-0,2 \div -0,6\text{‰}$  и одно  $-1,7\text{‰}$ ) значений  $\delta^{13}\text{C}$ , полученных по лапичской свите, видимо, обусловлены нарушением первичного соотношения изотопов углерода в доломитах, подвергшихся гипергенным преобразованиям: выщелачиванию с участием атмосферной углекислоты, окремнению, а также катагенетическим доломитообразованиям.

Распределение аналитических значений  $\delta^{13}\text{C}$ , близкое к нормальному (фиг. 5), сходимость контрольных определений и отмеченная выше четкая дифференциация по свитам свидетельствуют о достоверности полученных результатов. С учетом литературных данных по изотопному составу углерода в карбонатных породах разного генезиса и возраста [4, 6, 7, 17, 20] они позволяют проанализировать эти результаты в двух аспектах — генетическом и возрастном.

Из табл. 1 и фиг. 5 видно, что в доломитах лапичской свиты  $\delta^{13}\text{C}$  выше в среднем на  $4,5\text{‰}$ , чем в пинских. Максимальная разность составляет  $11,5\text{‰}$ . Вместе с имеющимися геологическими и приведенными выше геохимическими данными это свидетельствует о формировании пинских и лапичских доломитов в седимента-

ционных бассейнах разного типа, с существенно различившимися фациально-палеогеографическими обстановками и механизмом доломитообразования.

Пониженное содержание изотопа  $^{13}\text{C}$  в доломитах пинской свиты в основном, видимо, обусловлено их образованием в обширном мелководном бассейне, в котором основным источником углерода служила преимущественно "изотопно легкая" атмосферная углекислота. Активный гидродинамический режим бассейна препятствовал достижению изотопного равновесия в системе  $\text{CO}_2$  атмосферы (с отрицательными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ ) —  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  морской воды (с более высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  по сравнению с  $\text{CO}_2$  атмосферы) [4, 20]. Это приводило к вхождению углерода, относительно обедненного изотопом  $^{13}\text{C}$ , в решетку образующегося в таких условиях доломита. Такое объяснение особенностей изотопного состава пинских доломитов вполне согласуется с представлениями о пинском бассейне и его фациальных обстановках, основанными на литологических критериях (повсеместные следы взмучивания и размыва осадка, многочисленные внутрiformационные перерывы, структурно-текстурные особенности пород, их первичная красноцветность и др.) и данных геохимического изучения.

Резко преобладающие положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  в доломитах лапичской свиты вместе с приведенными литологическими и геохимическими особенностями этих пород позволяют заключить, что доломитообразование происходило в относительно небольшом изолированном морском бассейне, в котором создавались условия для достижения изотопного равновесия в системе " $\text{CO}_2$  атмосферы —  $\text{HCO}_3^-$  —  $\text{CO}_3^{2-}$  морской воды". Наибольшие значения  $\delta^{13}\text{C}$  ( $+3 \div +3,9\%$ ) вместе с наличием в лапичских доломитах диагенетических или, возможно, раннекатагенетических барита и гипса свидетельствуют о спорадическом осолонении бассейна [4, 7, 20]. Повышенные содержания изотопа  $^{13}\text{C}$  в лапичских доломитах могут быть отчасти обусловлены и значительным участием в их образовании колониальных синезеленых водорослей, что следует из рассмотрения изотопных равновесий [2] и подтверждается результатами изотопного изучения карбонатных пород кембрия Восточной Сибири [6]. Естественно предположить, что периоды наиболее пышного развития синезеленых водорослей и водорослевого доломитообразования совпадали с периодами аридизации, сочетавшимися с обмелением лапичского бассейна, отшнурованием засоленных лагун, образованием водорослевых банок, биогермов и биостромов.

Хроностратиграфическая привязка 1931 определения изотопного состава углерода разновозрастных осадочных карбонатных пород Земли, приведенная в работе [20], показывает, что величина  $\delta^{13}\text{C}$  в среднерифейских доломитах на  $3-4\%$  меньше, чем в верхнерифейских (при средних значениях около  $-2,5$  и  $+1,5\%$  соответственно). Данные, полученные по изотопному составу углерода доломитов пинской и лапичской свит, которые по геологическим и другим критериям относятся нами соответственно к среднему и верхнему (терминальному) рифею, отвечают следующей закономерности:  $\delta^{13}\text{C}$  в лапичских доломитах в среднем на  $4,5\%$  больше, чем в пинских. При этом наибольшее различие в изотопном составе углерода ( $> 5\%$ ) отмечено в доломитах из близкорасположенных разрезов пинской и лапичской свит центральной части Белоруссии (р-н Осиповичей — Червеня; см. фиг. 1, 5, а), где эти доломиты рассматриваются некоторыми авторами как одновозрастные, а содержащие их пинская и лапичская свиты — как стратиграфические аналоги [18]. Независимо от природы такого различия, которое, по-видимому, является суммарным следствием ряда факторов, его можно рассматривать как еще одно свидетельство разновозрастности пинской и лапичской свит и правомерности отнесения первой к среднему, второй — к верхнему рифею.

На фиг. 6, иллюстрирующей вариацию изотопного состава углерода и кислорода, определенного в одних и тех же образцах, видно, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  для пород пинской и лапичской свит образуют почти неперекрывающиеся поля вследствие различий в изотопном составе углерода. По изотопному составу кислорода доломитовые породы этих свит практически не различаются. Это объясняется их

длительной (более 1 млрд. лет для пинских и более 0,6–0,7 млрд. лет для лапичских доломитов) постседиментационной историей, в течение которой кислород доломита мог вступать в изотопный обмен с кислородом подземных вод и растворенных в них газов. Известно, что в карбонатных породах изотопный состав кислорода нарушается легче и в большей степени, чем углерода [4]. Наши результаты подтверждают это.

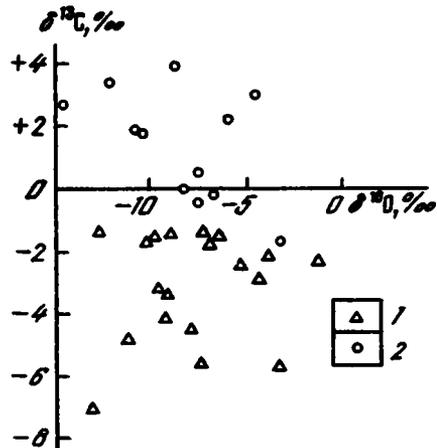
В кавернозных перекристаллизованных доломитах лапичской свиты  $\delta^{13}\text{C}$  уменьшается по сравнению с массивными мелко- и тонкозернистыми доломитами на 1–2‰, а  $\delta^{18}\text{O}$  — на 4–5‰. Аналогичная тенденция отмечена и для доломитовых пород пинской свиты.

#### Обломочные минералы.

Практически все доломитовые и доломит-содержащие породы пинской свиты и значительная часть лапичских включают кластогенный материал — от небольшой (5–10%) примеси до 90%. В составе его легкой фракции преобладает кварц. В подчиненном количестве находятся полевые шпаты (10–20%) и обломки кремнистых пород (5–10%). Различия в количественном соотношении этих минералов в породах пинской и лапичской свит несущественны: в первых несколько больше обломков пород, во вторых — полевых шпатов. В целом же кластогенный материал этих пород литологически достаточно зрелый (на 75–85% состоит из кварца), что подтверждается и соответствующим составом тяжелой фракции. В породах пинской свиты она представлена весьма выдержанной по разрезу и на площади ассоциацией устойчивых минералов: рудных (ильменит, титаномagnetит, гематит), циркона, турмалина, апатита. Фракция тяжелых минералов лапичской свиты несколько богаче. Наряду с преобладающими рудными, цирконом, турмалином и апатитом в ней содержатся гранат (иногда в количестве, сопоставимом с вышеперечисленными минералами), ставролит. В породах обеих свит в редких и единичных зернах содержатся рутил и монацит. Отмеченное различие в составе аксессуарных обломочных минералов доломитовых и других пород пинской и лапичской свит, во-первых, позволяет уверенно проводить их стратиграфическую идентификацию даже в тех случаях, когда эти породы сходны между собой по макроскопическим признакам (структура, текстура, цвет) и составу основных породообразующих компонентов; во-вторых, является еще одним свидетельством стратиграфической разновозрастности пинской и лапичской свит.

Описанный минеральный состав кластогенной составляющей пород пинской и лапичской свит, установленный еще в 60–70-х годах [1, 12, 15], полностью подтверждается нашими исследованиями.

В связи с работами К.Э. Якобсона [22, 23], в которых приводится иной состав тяжелой фракции лапичских доломитов, и на этом основании делается вывод об их эндогенной (карбонатитовой) природе, нами проведены дополнительные минералогические исследования этих пород. Из нерастворимого в 10%-ной уксусной кислоте остатка 13 образцов доломитов с характерными фитолитовыми и брекчиевидными микротекстурами, которые К.Э. Якобсон интерпретирует как реликтовые пепловые структуры карбонатитовых туфов, выделены тяжелые фракции. Их минералогическое изучение полностью подтвердило описанный выше состав аксессуарных минералов пород лапичской свиты. Ни в одной из изученных нами фракций не установлено ни единого зерна оливина, пироксенов, хромшпинелидов и некоторых других минералов, приводимых в работах [22, 23].



Фиг. 6. Вариация  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в доломитовых породах пинской (1) и лапичской (2) свит рифея

Выполненные геохимические, изотопные и минералогические исследования доломитовых и доломитсодержащих пород пинской и лапичской свит рифея Белоруссии с учетом данных по геологии и литологии этих свит [1, 15] позволяют сделать следующие выводы.

1. Доломитовые и доломитсодержащие породы совместно с тесно ассоциирующимися с ними, преобладающими в разрезе указанных свит кластогенными породами накопились в эпиконтинентальных морских бассейнах разного типа. Доломитообразование в пинское время происходило в условиях прибрежных фаций обширного мелководного бассейна преимущественно в периоды его обмеления, при смещении пресных континентальных и морских вод, в лапичское время — в замкнутом, периодически осолонявшемся бассейне и прибрежных лагунах путем хемогенной и биогенной (за счет жизнедеятельности колониальных синезеленых водорослей) садок доломита из морской воды.

2. Лапичские доломиты по изотопному составу углерода, содержанию марганца и стронция, составу легкой и тяжелой фракций кластогенных минералов, а также другим литологическим особенностям не имеют ничего общего с карбонатами и являются обычными осадочными породами.

3. Особенности распределения марганца, изотопов углерода, состав тяжелой фракции обломочной части пород подтверждают представления о разновозрастности пинской и лапичской свит и об отнесении первой к среднему рифею, второй — к верхнему.

#### Литература

1. Бессонова В.Я. Литология доломито-терригенной толщи верхнего докембрия Оршанской впадины // Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1970. С. 17–31.
2. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 213 с.
3. Вольф К.Х., Чилингар Дж.В., Билес Ф.У. Элементарный состав органических остатков, минералов и осадков // Карбонатные породы. Т. 2. М.: Мир, 1971. С. 9–112.
4. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
5. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа. Л.: Недра, 1985. 356 с.
6. Голышев С.И., Пероззо Г.Н., Печенкин С.А. Природные вариации изотопного состава углерода и кислорода рифогенных отложений кембрия Восточной Сибири // Геохимия. 1981. № 11. С. 1719–1726.
7. Дегенс Э.Т. Распределение устойчивых изотопов в карбонатах // Карбонатные породы. Т. 2. М.: Мир, 1971. С. 141–153.
8. Казанский Ю.П. Об изменении характера морского карбонатонакопления в истории Земли // Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1974. С. 148–183.
9. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.
10. Лисицын А.П., Гордеев В.В., Демина Л.Л. и др. Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 3. С. 3–29.
11. Махнач А.А. Смена соленых вод карбонатных толщ пресными и ее литогенетическое значение // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 33–42.
12. Махнач А.С. Некоторые особенности минерального и гранулометрического состава доордовикских отложений Белоруссии и смежных районов, и значение их для стратиграфии, фациального анализа и выяснения условий осадконакопления // Тр. Ин-та геологии АН ЭССР. Вып. 5. 1960. С. 181–187.
13. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. и др. Стратиграфическая схема рифея Белоруссии // Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 13–22.
14. Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии 1981 г. Л.: 1983. 136 с.
15. Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
16. Ронов А.Б., Казаков Г.А. Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 6. С. 108–135.
17. Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А. Общие тенденции и эволюция изотопного состава карбонатов в докембрии и фанерозе // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 4. С. 892–895.

18. Тектоника, фации и формации запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1987. С. 46–63.
19. Ушакова А.И., Пустыльников А.И. Распределение стронция и бария в карбонатных породах среднего и верхнего рифея юго-восточной части Енисейского кряжа // Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ АН СССР, 1975. С. 173–175.
20. Фейцгер Ян. Элементы-примеси и изотопы в осадочных карбонатах // Карбонаты: минералогия и химия. М.: Мир, 1987. С. 329–370.
21. Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Л.: Наука, 1980. 152 с.
22. Якобсон К.Э. Венд стратотипического региона // Сов. геология, 1984. № 10. С. 45–51.
23. Якобсон К.Э., Орлова М.Т. Акцессорные минералы доломитов лапичской свиты рифея Белоруссии // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114. Вып. 5. С. 605–609.

Институт геохимии и геофизики  
АН БССР, Минск

Поступила в редакцию  
15.VI.1988

УДК 552.52:553.31 (477.9)

СМЕКТИТЫ "ТАБАЧНЫХ" РУД КЕРЧЕНСКИХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ципурский С.И., Голубовская Е.В.

Рассмотрена литология табачных руд Керченских железорудных месторождений. Изучена минеральная природа оолитов и цементирующей массы. Проведено комплексное исследование триоктаэдрических железистых смектитов, которые в процессе окисления "мгновенно" переходят в диоктаэдрические Fe-смектиты. Показана возможность сподизации изученных смектитовых минералов.

Вопросы минералогии и генезиса железных руд Керченских месторождений привлекают внимание исследователей на протяжении многих лет. Им посвящены работы Н.И. Андрусова, Н.Я. Андреевой, Н.Е. Ефремова, М.И. Кантора, А.У. Литвиненко, В.Ф. Малаховского, П.И. Науменко, А.В. Сидоренко, Л.О. Станкевича, Н.М. Страхова, Ф.В. Чухрова, Е.Ф. Шнюкова, Ю.Ю. Юрка, Л.К. Яхонтовой и др. Однако до настоящего времени не существует общепринятой концепции о происхождении и минеральном составе этих руд. В последнее время в ГИН АН СССР методически разработано и успешно применяется для изучения различных природных объектов новое направление — геоминералогия, основу которого составляет комплексный подход к исследованию природных объектов, включающий: выяснение общей "геологической ситуации" на основе геолого-формационного и фациального анализов, создающей фон для изучения вещественного состава пород; анализ парагенетических минеральных ассоциаций; прецизионные структурно-кристаллохимические исследования основных минералов, в индикаторных характеристиках которых может отражаться история формирования и изменения пород [14]. Комплексные геоминералогические исследования широко используются при изучении кластогенных пород [6], биогенно-хемогенных [8] и кластогенно-эвапоритовых комплексов [12]. В настоящей работе этот методический подход применен к изучению железорудных месторождений.

Железорудные месторождения Керчи, расположенные в восточной части полуострова, относятся к обширной области Азово-Черноморской железорудной провинции, включающей киммерийские рудные слои Керченского полуострова, Краснодарского края, Приазовья, Присивашья, Херсонщины [16]. В тектоническом отношении бассейн связан с Индоло-Кубанским прогибом, образовавшимся в неогене вдоль периферии мегантиклинория Большого Кавказа, Горного Крыма и вдоль края Керченско-Таманской области прогибания, разделяющих эти два альпийских сооружения. Рудные горизонты приурочены к толще среднеплиоценовых — киммерийских отложений, подстилаются мезозойскими и кайнозойскими осадочными образованиями, начинающимися со среднеюрских, и перекрываются песчано-глинистыми образованиями куяльницкого и четвертичного возраста [1, 2, 16]. Следует отметить, что в подстилающих рудоносные слои отложениях нижнего сармата и карагана — чокрака, в районах, непосредственно примыкающих к железорудным месторождениям, локализованы месторождения нефти [3], кроме того, этот район является областью интенсивной грязевулканической деятельности, следы которой обнаружены еще в майкопских отложениях [17].

В Азово-Черноморской провинции Е.Ф. Шнюковым [16] выделяются четыре

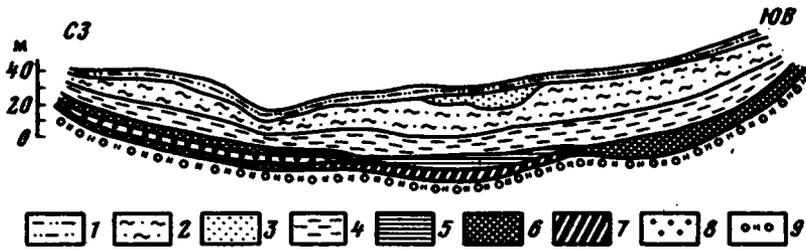
генетических типа железорудных месторождений и рудопроявлений: керченские месторождения, приуроченные к крупным брахисинклинальным складкам; месторождения во вдавленных синклиналях Керченского полуострова; рудопроявления крутых склонов антиклинальных складок и обрамления Кавказского антиклинория (Краснодарский край); рудопроявления обширных мелководных отмелей, развитых по северному склону Причерноморской и Азово-Кубанской впадин и по южному склону Приазовского кристаллического щита. В настоящей работе рассматривается только первый тип месторождений, в которых сосредоточены основные промышленные запасы руд бассейна.

Железорудные месторождения Керчи приурочены к отдельным мульдам полуострова: Камыш-Бурунской, Эльтиген-Ортельской и др. и представляют собой рудные тела со спокойным, близким к горизонтальному залеганием с углами падения пластов  $1-3^\circ$ , реже  $5-7^\circ$  [2, 16]. Традиционно в рудном пласте выделяются три типа руд: табачная, коричневая, икряная, отличающиеся по морфологическим признакам, химическому и минеральному составу [2, 16].

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ТАБАЧНЫХ РУД

Табачные руды приурочены к основанию рудного горизонта, несогласно залегают на песчано-глинистых ракушняках понтического возраста, либо согласно — на нижнекеммерийских глинах в центральных, наиболее погруженных частях мульд на глубинах 30–50 м. Контакт табачных руд с подстилающими породами резкий. Коричневые руды в виде полос окаймляют краевые части мульд и лишь местами перекрывают табачные руды. Их мощность варьирует от 3 до 25 м. Икряные руды залегают на крыльях мульд в виде линз в верхней части рудного пласта, по направлению к центральным частям мульд выклиниваются и замещаются коричневыми. Мощность руд 6–12 м [2, 16]. В настоящей работе объектом исследования являются табачные руды месторождения (фиг. 1).

В разрезе табачных руд выделяются два горизонта, отличающиеся по условиям залегания и морфологическим признакам. Нижний горизонт мощностью 0,2–0,3 м распространен локально в самых погруженных участках мульд. В этом горизонте руда зеленовато-черного цвета, массивная, блестящая, с раковистым изломом, с включениями сферических обособлений (60–80%), которые часто плохо индивидуализированы и образуют с цементом монолит. В породе встречаются отдельные створки раковин моллюсков и редко — обломки веток деревьев. Верхний горизонт мощностью 3–8 м выделяется в нижней части рудного разреза всех мульд. Переход между нижним и верхним горизонтом достаточно постепенный. В верхнем горизонте руда влажная, имеет темно-зеленую окраску, массивное сложение без четко выраженной слоистости, обладает значительной крепостью, колется на куски неправильных очертаний. В руде хорошо различаются оолиты (40–80%) и цемент. Размер оолитов варьирует от 0,2 мм до 0,7 см, редко превыщая 1 см. Кроме этих двух главных компонентов в руде присутствуют различные минеральные и органические включения: удлиненные округлые гальки глинисто-фосфатных пород с примесью алевритового материала, размером до 5 см и глинисто-железистых пород, размером до 1,5 см; различные терригенные минералы — зерна кварца песчаной и алевритовой размерности (до 2%), в единичных зернах минералы тяжелой и легкой фракций; целые и обломанные раковины моллюсков, обломки костей млекопитающих, стволы и ветви наземных растений. Органические включения изменены в разной степени: часто наблюдаются зоо- и фитоморфозы карбонатов (сидерит, Mn-сидерит, олигонит), фосфатов железа (вивианит), реже фосфатов железа и кальция (анапант), барита. Встречаются неминерализованные, довольно слабо обугленные обломки деревьев и растительный детрит. Помимо этих включений довольно широко развиты карбонатные прослои, прожилки, микро- и макроконкреции. Присутствуют кристаллы, друзы кристаллов, прожилки фосфатов, желвачки и агрегаты барита. Довольно редко



Фиг. 1. Геологический разрез Эльтиген-Ортельского месторождения  
 1 - известковые суглинки (Q); 2 - песчаные глины ( $N_2ku$ ); 3 - кварцевый песок ( $N_2ku$ ); 4 - серая глина ( $N_2k_2$ ); 5 - табачная глина ( $N_2k_2$ ); 6-8 - руда ( $N_2k_2$ ): 6 - коричневатая, 7 - табачная, 8 - икряная; 9 - песчано-глинистый ракушняк ( $N_2p$ )

встречаются сульфиды железа (пирротин, сфайтит, пирит), образующие оболочки вокруг оолитов и сферических обособлений, жилки, секущие оолиты; часто замещают растительный детрит. В руде встречен реальгар в виде мелких (до 1 мм) кристаллов, налетов и корочек [2].

Перекрываются табачные руды довольно сложным генетическим комплексом отложений. Чаще всего это так называемые табачные глины, которые с постепенным переходом замещают табачные руды как по вертикали, так и по латерали. Табачные глины представляют собой генетически близкие табачным рудам образования, отличаются малым количеством (до 20%) оолитов, размером 1-3 мм. Внешне напоминают глинистые породы, вследствие чего и получили такое название. В цементе табачных глин присутствуют: мелкозернистый кварц (0,3-0,002 мм) до 60%, редко минералы тяжелой и легкой фракции. В породе многочисленны раковины пелеципод и редко обломки ветвей деревьев. Почти повсеместно встречаются вивианит и сидерит, образующие пропластки, стяжения и замещающие органические остатки.

Нередко по бортам мульд, протягиваясь с северо-востока на юго-запад, непосредственно на табачных рудах с резкой границей залегают икряные руды. Они представляют собой сыпучие, слабо сцементированные глинисто-железистым цементом песчаные породы с примесью гравийного материала. Эти руды состоят на 90-95% из обломков глинисто-железистых пород, обогащенных марганцем (до 4%  $MnO_2$ ), и на 5% из оолитов. Руда имеет четкую горизонтальную расслоенность, часто подчеркнутую обилием раковин пелеципод.

Весьма сложные взаимоотношения наблюдаются между табачными и коричневыми рудами. Среди последних выделяется несколько генетических разновидностей, имеющих разнообразные контакты с табачными рудами: границы с резкими ограничениями - вложенное залегание, постепенные переходы как по вертикали, так и по латерали.

Выше упоминалось, что *in situ* табачная руда имеет темно-зеленый цвет, что видно в свежем керне скважин и в стенках карьеров. При соприкосновении с воздухом руда в течение 2-4 ч приобретает бурую окраску, появляются мелкие трещины усыхания. При детальном литологическом исследовании горизонтов табачной руды обращают внимание следующие факты: существенное различие в вещественном составе оолитов и цемента (на воздухе цвет оолитов изменяется на порядок быстрее, чем цвет цемента); оолиты (визуально) не имеют концентрического строения, концентры в оолитах появляются отчетливо только при их окислении; все оолиты имеют округлую форму, уплощенных и ориентированных оолитов нет, присутствуют экзотические включения (крупные толстостенные раковины пелеципод, жившие в относительно мелководных условиях на ракушечных, реже песчаных грунтах, стропопод, остатки речных раков, ветви и стволы наземных растений, кроме того, уплощенные гальки глинисто-железистых и глинисто-фосфатных пород). Соотношение ооли-

тов в местах их наибольшей концентрации, там, где они соприкасаются между собой, индифферентно, и они не несут следов никакой деформации. Та же картина наблюдается в местах соприкосновения оолитов с экзотическими обломками.

При микроскопическом изучении руд обращает внимание следующее: резкие контакты оолитов и цементирующей массы, довольно частое наличие внешней концентрической оболочки цементирующей массы вокруг оолита, присутствие трещин в оолитах, заполненных цементирующей массой.

Все перечисленные факты, на наш взгляд, свидетельствуют о том, что оолиты поступали к месту своего захоронения в консолидированном состоянии, и, таким образом, табачные руды следует рассматривать как механическую смесь твердых элементов (оолитов и экзотических обломков) и коллоидно-гелевой цементирующей массы. Отсутствие каких-либо элементов ясной слоистости в пачках табачных руд однозначно свидетельствует о непрерывности процессов седиментации. В рудах встречаются текстуры оползания в существенно глинистых участках. Попытаемся представить обстановку застойных иловых впадин, в которых механически соединились разнородные элементы, поступавшие различными путями. Вмещающая цементирующая масса могла поступать в виде гелей и коллоидных растворов, а оолиты — с гравитационными потоками из более мелководной области генерации. Крупные экзотические обломки (раковины и галька) выносились течениями во время сильных штормов и тонули. Небольшие раковины, ветви и стволы деревьев могли переноситься на плаву и затопляться.

Недостаточная изученность минерального состава руд обусловлена их легкой изменчивостью в условиях свободного доступа кислорода. Описанные изменения руд связывали с окислительными процессами [2, 4, 5, 18], поэтому было решено свести контакт проб с воздухом при отборе и исследовании к минимуму. Пробы консервировали в аргоновой среде и герметически закрывали, что позволило сохранить породу без изменений. Помимо гидроокислов железа основной составной частью руд являются слоистые силикаты [2, 4, 5, 7, 13, 18, 19]. В настоящее время общепринятым считается представление о преобладании хлоритовых минералов в оолитовых железных рудах, что связано, по-видимому, в некоторых случаях с недостаточной их кристаллохимической изученностью. В керченских табачных рудах ранее [10, 15] диагностировали смесь гидрогелей кремния и алюминия, позднее — шамозит, лептохлорит, феррихлорит, гидроферрихлорит, причем указывали на специфику керченских хлоритов [2, 4, 5, 7, 13, 18]; Fe-Al-бейделлит, аморфизованное алюмокремниевое вещество, подобное аллофанонду, и различные смешанослойные образования [19].

Для установления фазового состава табачных руд нами проведено комплексное изучение основных составных частей руд (оолитов и цемента) из упомянутых горизонтов с помощью оптических и современных физических методов исследования минералов на установках: рентгеновский дифрактометр Дрон-3 (40 кВ, 30 мА,  $\text{Cu K}_\alpha$ ) — оператор Е.В. Покровская, ГИН АН СССР; электронограф ЭР-100 (100 кВ, эталон Al); микроскоп JEM-100С с энергодисперсионным анализатором KEVEX-1500, оператор А.В. Мохов, ИГЕМ АН СССР; ИК-спектрометр UR-10, оператор Т.В. Далматов, ГИН АН СССР; сканирующий микроскоп "Кэمبرидж-600", оператор Н.Д. Серебrenникова, ГИН АН СССР; микрозонд "Камебакс", оператор Г.В. Карпова, ГИН АН СССР.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Оолиты и сферические обособления изучали в пробах, отобранных из породы, а также в открытых полированных шлифах. Их исследование показало, что в различных горизонтах они имеют неодинаковый состав и строение. В нижнем горизонте обособления представлены коллоидными ступками — неконцентрическими сферами размером 0,2—0,5 мм, с неровной и как бы "изъеденной" поверхностью. По данным рентгенографического и микрозондового анализов, они

Химические анализы сферических обособлений первого (образцы 1–4) и второго (образцы 5–8) типов из нижнего горизонта табачной руды

| Компоненты                     | Номера образцов |        |        |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|-----------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | 1               | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      |
| SiO <sub>2</sub>               | 33,943          | 37,385 | 37,850 | 36,380 | 6,587  | 7,487  | 4,937  | 4,228  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,123           | 4,246  | 5,256  | 5,227  | 2,438  | 1,249  | 1,936  | 1,777  |
| FeO                            | 42,420          | 39,673 | 42,765 | 42,617 | 67,444 | 65,902 | 68,949 | 68,112 |
| MnO                            | —               | —      | 0,074  | 0,036  | 5,101  | 5,067  | 4,015  | 4,991  |
| MgO                            | 0,710           | 1,066  | 1,164  | 1,064  | 0,834  | 0,769  | 0,953  | 0,712  |
| CaO                            | 0,845           | 1,007  | 0,985  | 0,831  | 0,433  | 0,836  | 0,531  | 0,630  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,232           | 0,320  | 0,154  | 0,470  | —      | —      | —      | —      |
| K <sub>2</sub> O               | 0,518           | 0,217  | 0,238  | 0,277  | 0,322  | 0,068  | 0,105  | 0,163  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,482           | 0,070  | 0,069  | 0,183  | 0,976  | 1,138  | 0,860  | 1,711  |
| Σ                              | 82,274          | 84,267 | 88,632 | 87,148 | 84,135 | 82,515 | 82,287 | 82,324 |

*Примечание.* В этой и следующей таблице количество железа условно дано в закисной форме; соотношение FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не определялось.

состоят из рентгеноаморфных Fe–Si-образований с присутствием Al и незначительным содержанием других элементов (табл. 1, точки 1–4). Другой тип обособлений представляют собой овальные образования, размером 0,2–0,5 мм с ровными краями. Они рентгеноаморфны и представлены Fe-образованиями с примесью Si, Mn, Al, P (см. табл. 1, точки 5–8). Следует отметить, что на рентгенограммах всех образцов присутствуют следы рефлексов гидрогётита.

Оолиты из верхнего горизонта имеют несколько разновидностей: 1) оолиты округлой формы с ровными резкими краями, размером 0,1–0,5 мм, концентрическое строение нехарактерно, хотя нередко наблюдается внешняя оболочка; 2) оолиты, имеющие ядро в виде колломорфного сгустка с неровными краями и внешнюю оболочку вокруг ядра, придающую оолиту правильную округлую форму; 3) оолиты с четко выраженным концентрическим строением, размером до 0,5 см и имеющие неправильную овальную форму. По данным рентгено- и электронографического анализа оолиты состоят из аморфного вещества, гидрогётита и незначительного количества три- и диоктаэдрического Fe-содержащего смектита. Химический состав различных оолитов приведен в табл. 2. Следует отметить, что в оолитах третьей разновидности наблюдается чередование существенно гидрогётитовых и существенно силикатных (смектитовых) концентров (точки 5, 6). В оолитах первой и второй групп такой дифференциации не наблюдается (точки 1–4). Обращает внимание повышенное (до 3,7% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) содержание фосфора по сравнению со сферическими обособлениями из нижнего горизонта. Как отмечалось выше, оолиты в свежих образцах руды имеют темно-зеленый цвет и меняют его при контакте с воздухом практически мгновенно. Поэтому можно предположить, что исходно они состояли из аллофановидов, содержащих двух- и трехвалентное железо, алюминий, фосфор, и упомянутых выше минералов.

Рентгено- и электронографическим методами были изучены фракции < 0,001; 0,001–0,002; 0,002–0,005 мм цементирующей массы. Вещественный состав фракций соответственно из каждого горизонта практически идентичен. В цементирующей массе из нижнего горизонта фиксируется незначительное количество гидрогётита и кварца, следы ди- и триоктаэдрического Fe-содержащего смектита, высокий фон, свидетельствующий о присутствии значительного количества аморфного вещества. Вещество, цементирующее оолиты верхнего горизонта, имеет многокомпонентный состав: аморфное вещество, смектиты, гидрогётит, кварц, хлорит, слюда.

Поскольку смектитовые минералы являются одними из породообразующих

Химические анализы оолитов из верхнего горизонта табачной руды

| Компоненты                     | Номера образцов |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|-----------------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | 1               | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      |
| SiO <sub>2</sub>               | 2,593           | 3,339  | 3,824  | 7,218  | 6,639  | 26,816 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,979           | 1,604  | 1,351  | 4,626  | 2,587  | 7,158  |
| FeO                            | 73,276          | 68,890 | 73,431 | 60,974 | 64,035 | 33,151 |
| MnO                            | 0,411           | 0,279  | 0,363  | 0,387  | 1,418  | 0,301  |
| MgO                            | 0,365           | 0,324  | 0,294  | 0,407  | 0,627  | 1,580  |
| CaO                            | 0,558           | 0,600  | 0,712  | 0,673  | 0,772  | 0,901  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,019           | 0,026  | 0,08   | 0,196  | 0,230  | 1,048  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 3,777           | 3,485  | 3,386  | 3,401  | 3,327  | 1,271  |
| Σ                              | 81,941          | 78,547 | 83,442 | 78,225 | 79,630 | 72,225 |

*Примечание.* Образцы 1–2 – оолиты первой группы; образцы 3–4 – оолиты второй группы (3 – центральная часть оолита, 4 – внешняя оболочка оолита); образцы 5, 6 – оолит третьей группы (5 – существенно гидрогетитовый концентр, 6 – существенно силикатный концентр).

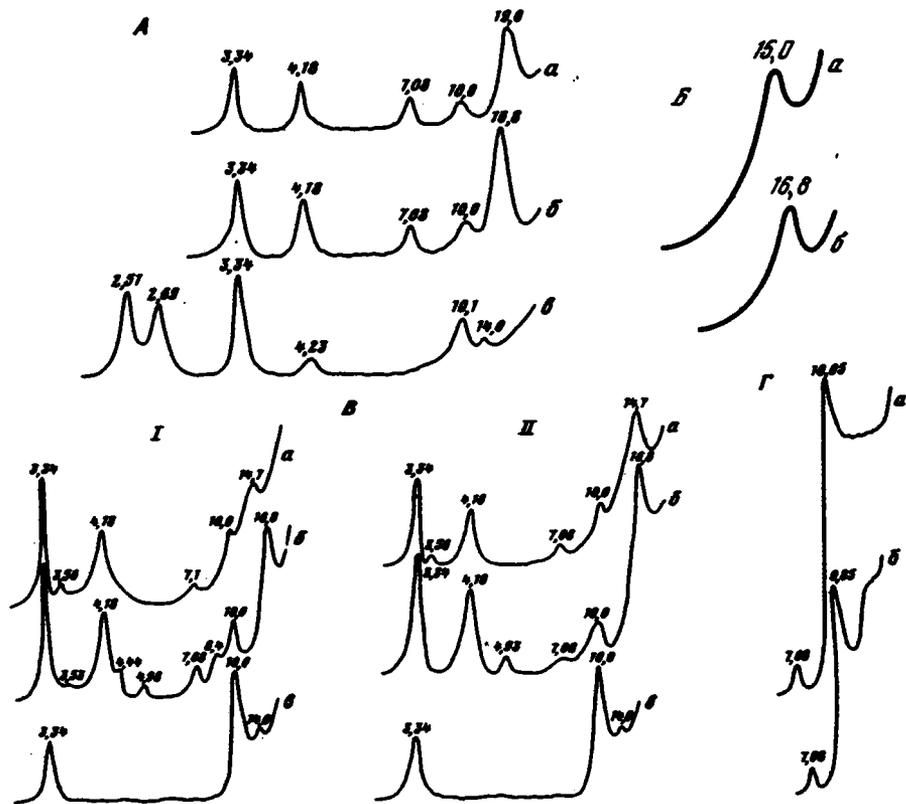
минералов табачных руд и практически не изучены, то их детальное исследование представляет значительный интерес. Следует отметить, что смектитовые минералы в основном приурочены к цементирующей массе верхнего горизонта табачных руд. При этом быстрое окисление не дает возможность выделить цемент в его природном состоянии, поэтому при рентгенографическом исследовании смектит изучался как фазовая составляющая породы. Для электронографического анализа с этой же целью из неокисленной породы отбирались кусочки цементирующей оолиты массы. Кроме того, структурные исследования проводились для медленно окисленных руд в контакте с кислородом воздуха и быстро окисленных при обработке H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>.

**Рентгенографическое изучение.** 1. На дифрактограммах разориентированного образца неокисленной породы (сохраненной в аргоне) в малоугловой области фиксируется сильное отражение с межплоскостным расстоянием от 19 до 24 Å для различных образцов. После насыщения препарата этиленгликолем это межплоскостное расстояние уменьшается до 16,8 Å. Подобные дифракционные картины характерны для смектитовых минералов, содержащих органокомплексы в межслоях [11]. Наряду с этим отражением на дифрактограммах фиксируются рефлексы с  $d$ , равным 4,18 и 3,34 Å, относящиеся к гидрогетиту и к кварцу, а также слабые отражения с  $d \sim 10$  Å, характерные для слюдястых минералов (фиг. 2, А). Кроме того, можно установить небольшое содержание хлоритового минерала. После 2-часового прокаливании при 500 °С высота смектитовых пакетов уменьшается до 10,1 Å, а гидрогетит переходит в гематит, который идентифицируется по серии отражений с межплоскостными расстояниями 2,69; 2,51; 2,20; 1,84 и 1,69 Å. На всех дифрактограммах присутствует высокий фон, свидетельствующий о значительном содержании в породе рентгеноаморфных веществ.

2. Окисление породы в перекиси водорода сопровождается бурной реакцией. По окончании процесса резко изменяется цвет породы: из черно-зеленого он становится буро-желтым. На дифрактограмме окисленной в перекиси водорода породы фиксируется смектитовое отражение с  $d \approx 15$  Å, которое после насыщения препарата этиленгликолем увеличивается до 16,8 Å (см. фиг. 2, Б). При окислении на воздухе в течение дня наблюдается та же картина.

Проведенный эксперимент показал, что в естественном состоянии смектитовый минерал наряду с обменными катионами в межслоях содержит органическое вещество, которое разрушается при окислении.

При естественном окислении породы, пролежавшей две недели на открытом

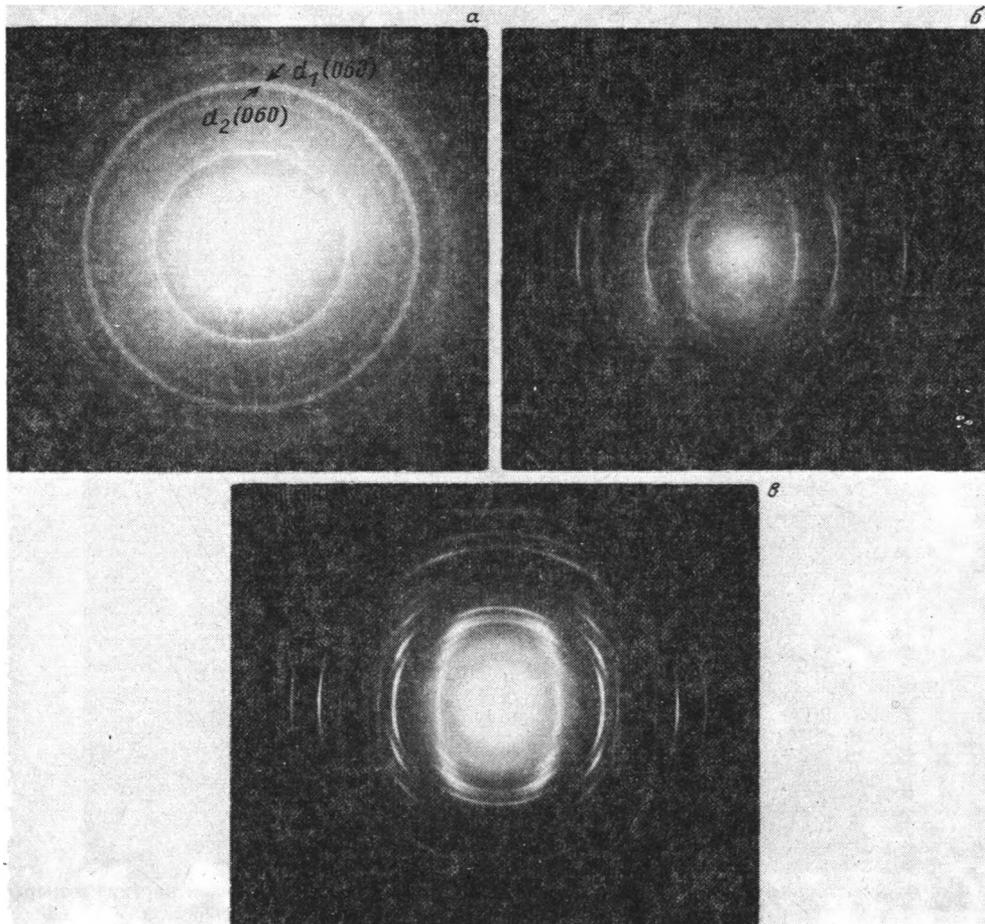


Фиг. 2. Дифракционные картины

А — неокисленной породы; Б — породы, окисленной в  $H_2O_2$ ; В — ориентированного препарата (I — фракция 0,002–0,005 мм; II — фракция < 0,001 мм); Г — ориентированного препарата К-насыщенного смектита; а — природный образец; б — насыщенный этиленгликолем; в — прокаленный при 550 °С в течение 2 ч

воздухе при комнатной температуре, также происходит изменение ее цвета от черно-зеленого до буровато-коричневого. Эта окисленная порода была поделена на размерные фракции: 0,01–0,005; 0,005–0,002; 0,002–0,001; < 0,001 мм. Рентгеновское изучение этих фракций показало близость их фазовых составов. Установлено, что основной минеральной фазой является смектит. На фиг. 2, В представлены дифрактограммы ориентированных препаратов фракции 0,005–0,002 (см. фиг. 2, В(I)) и < 0,001 мм. Видно, что для воздушно-сухого препарата в малоугловой области регистрируется рефлекс с межплоскостным расстоянием 14,7 Å. При насыщении образца этиленгликолем оно увеличивается до 16,8 Å и уменьшается до 10 Å после 2-часового прокалывания при 550 °С. Наряду со смектитовым минералом так же, как и в неокисленной породе, по дифрактограммам можно установить присутствие во фракциях кварца, гидротгита, незначительного количества слюдяного и хлоритового минералов (см. фиг. 2, В). Большой фон на дифракционных картинах свидетельствует о наличии аморфного вещества.

3. С целью установления потенциальной возможности перехода окисленного смектита из табачных руд в слюдястый минерал в нем (фракция < 0,001 мм) межслоевые катионы (Ca, Na, Mg) были замещены на катионы калия по методике, описанной в работе [29]. На рентгенограммах К-насыщенного смектита фракция < 0,001 мм (см. фиг. 2, Г) в малоугловой области выделяются плато и чет-

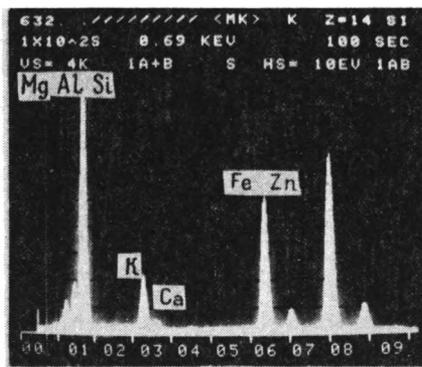


Фиг. 3. Электронограммы

*a* – неокисленного смектита; *б* – К-насыщенного смектита; *в* – К-насыщенного смектита после 30 циклов обводнения – высушивания

кий рефлекс, характерный для слюдястых минералов с  $d = 10,05 \text{ \AA}$ . При этом обращает внимание очень слабая интенсивность второго базального отражения, что свойственно для высокожелезистых слюд. После насыщения образца этиленгликолем происходит смещение межплоскостного расстояния первого базального отражения до  $9,85 \text{ \AA}$ . Это смещение обусловлено наличием примерно 15–20% разбухающих межслоев в слюдястом минерале (гидрослюде) [9]. Наряду со смещением рефлекса (001) слюды при насыщении этиленгликолем в малоугловой области фиксируется значительное увеличение фона с небольшим перегибом в области  $2,5^\circ \theta$  (см. фиг. 2, Г). Малоугловое плато на дифрактограмме К-насыщенного смектита и высокий фон возникают из-за высокой степени гетерогенности катионного состава межслоевых промежутков смектитового минерала, не перешедшего в слюдястый минерал после калиевой обработки.

**Электронографическое изучение.** 1. Для того чтобы по возможности избежать окисления препарата, образцы готовились в воде, продутой аргоном. Электронограммы косых текстур (ЭКТ) этих препаратов типичны для смектитовых минералов: на них полностью отсутствуют пространственные рефлексы  $hkl$ , но четко проявляются рефлексы  $hk0$ , что свидетельствует об отсутствии трехмерной упорядоченности в структуре минерала. На кольцевых электронограммах смектитов



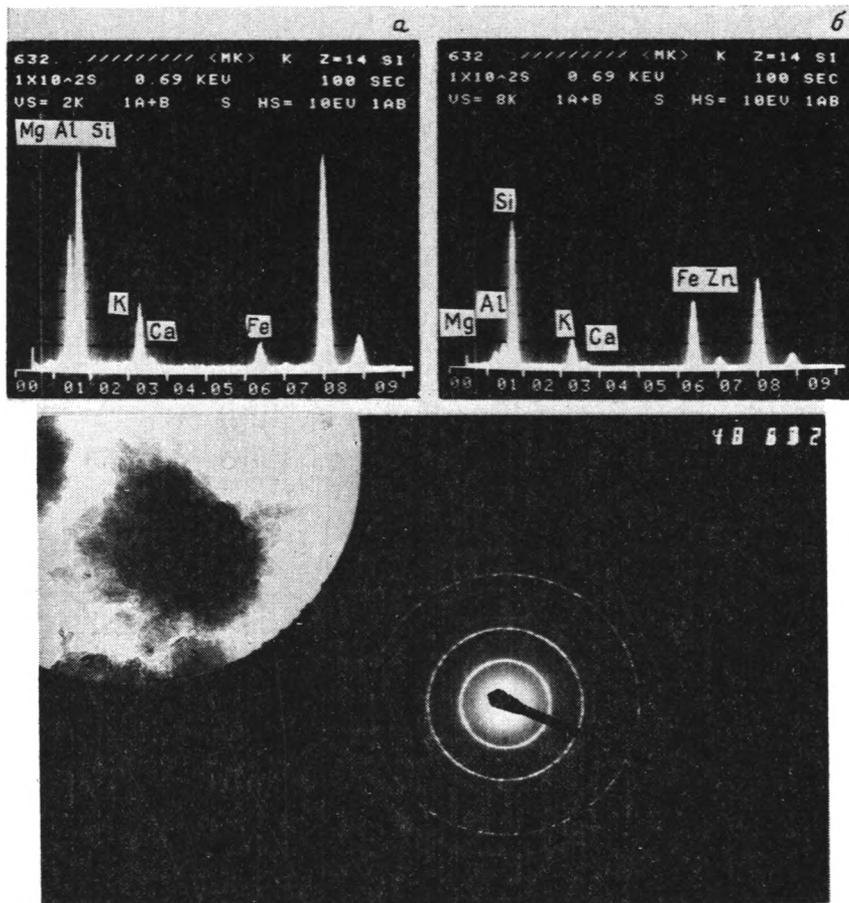
Фиг. 4. Электронно-микроскопическое изображение, микродифракционная картина и энерго-дисперсионные спектры первой группы частиц слоистого силиката

четко фиксируется два отражения (060) с  $d_1(060) = 1,54 \text{ \AA}$  и  $d_2(060) = 1,51 \text{ \AA}$  (фиг. 3, а), что соответствует параметру элементарной ячейки  $b_1 = 9,24 \text{ \AA}$  и  $b_0 = 9,06 \text{ \AA}$ .

2. ЭКТ окисленных смектитов всех фракций (см. выше) практически не отличаются от ЭКТ неокисленных. Однако обращает внимание резкое ослабление или почти исчезновение рефлекса с  $d_1(060) = 1,54 \text{ \AA}$ , в то время как рефлекс с  $d_2(060) = 1,51 \text{ \AA}$  остается четким и интенсивным.

3. Электронографическое изучение К-насыщенных смектитов (фракция  $< 0,001 \text{ мм}$ ) показало, что на ЭКТ появляются пространственные рефлексы  $hkl$  как с  $k = 3n$ , так и с  $k \neq 3n$  (см. фиг. 3, б). Качественное улучшение дифракционной картины происходит после проведения 30 циклов обводнения—высушивания К-насыщенных смектитов (см. фиг. 3, в). На этих ЭКТ фиксируется большой набор четких пространственных отражений  $hkl$ . Геометрический анализ положения рефлексов на ЭКТ (см. фиг. 3, в) и оценка их интенсивности позволили определить параметры элементарной ячейки минерала ( $a = 5,24$ ,  $b = 9,07$ ,  $c = 10,15 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 101,0^\circ$ ) и установить, что дифракционная картина соответствует высокожелезистому слюдистому минералу политипной модификации 1М, т.е. полученная К-форма окисленного смектита дает дифракционную картину, аналогичную глауконитовому минералу.

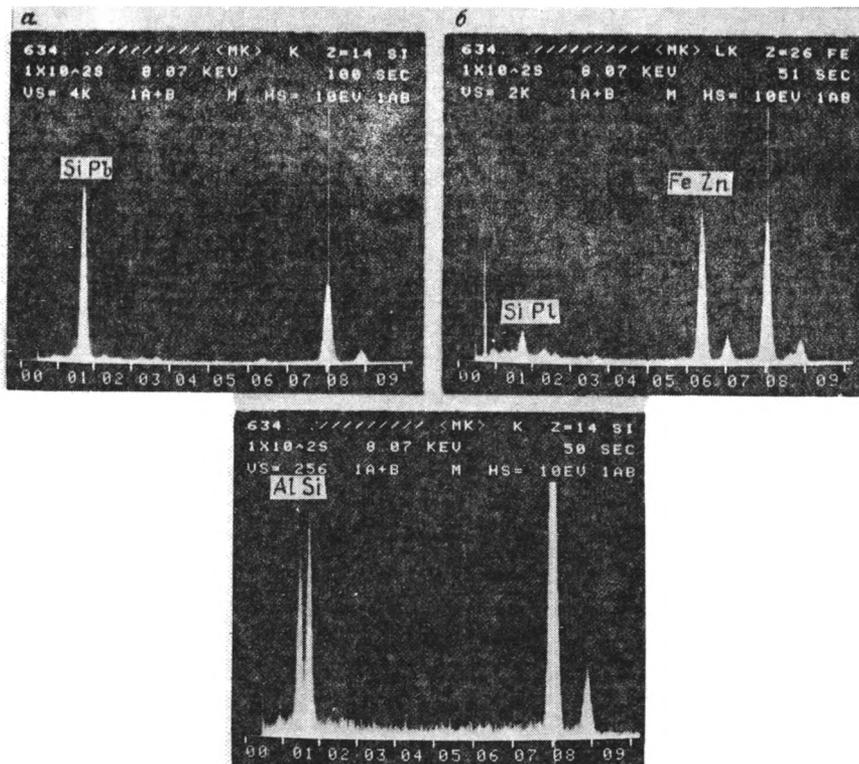
Электронно-микроскопическое, микродифракционное и микрозондовое исследование. Электронно-микроскопическое исследование образца фракции



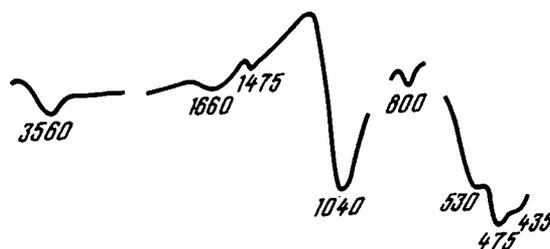
Фиг. 5. Электронно-микроскопическое изображение и микродифракционная картина слоистого силиката второй группы, энергодисперсионные спектры (а – центр частицы; б – ее край)

$< 0,001$  мм, прошедшего калиевую обработку, показало, что он представлен изометричными, иногда планкообразными, сильноагрегированными частицами, размером от 0,05 до 1 мк. С помощью микродифракции и микрозонда в препарате легко диагностируются индивидуальные частицы кварца и окислов железа, которые уже были определены при рентгенографическом исследовании.

Все частицы, содержащие слоистые силикаты, можно разделить на две группы. В первой, наиболее представительной, группе частицы сложены небольшим количеством текстурированных чешуек (размером 0,5–1 мк) различных ориентировок, дающие точечные микродифракционные картины (фиг. 4). Межплоскостное расстояние  $d(060)$ , полученное из этих электрограмм, равно 1,51–1,52 Å. Качественный энергодисперсионный анализ показывает однородность состава различных участков этих частиц (см. фиг. 4). Количественный микрозондовый анализ минерала позволил установить следующие содержания, %:  $\text{SiO}_2$  50,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  25,  $\text{K}_2\text{O}$  8,  $\text{MgO}$  5,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  4,  $\text{CaO}$  1, т.е. эти частицы относятся к высокожелезистым слоистым силикатам. Ко второй группе можно отнести агрегаты, составленные текстурированными частицами различной размерности (0,1–1 мк), разориентированными в латеральной плоскости. Электрограммы от них представляют кольцевые дифракционные картины (фиг. 5). Отметим, что элементный состав в этих частицах неоднороден. Так, в центре частицы диагностируются следующие содержания окислов, %:  $\text{SiO}_2$  55,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  25,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  7,  $\text{MgO}$  5,



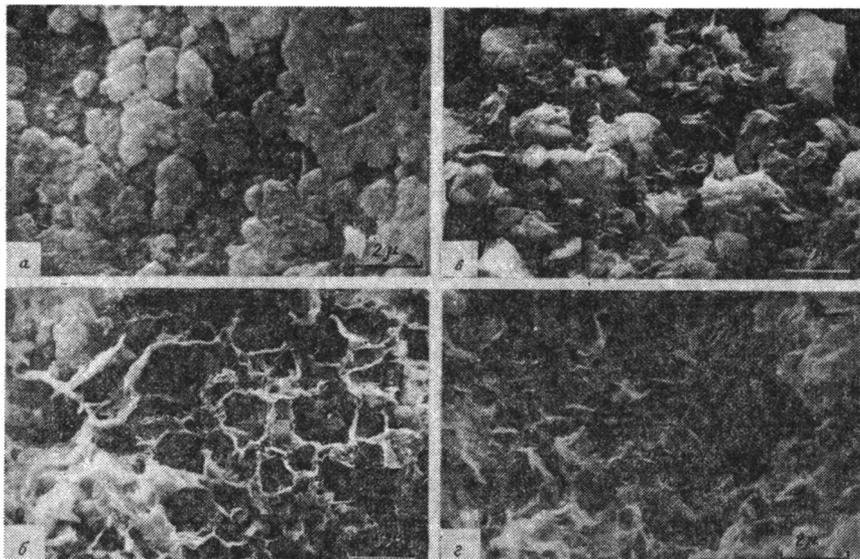
Фиг. 6. Энергодисперсионные спектры гелеподобной чешуйки



Фиг. 7. ИК-спектр окисленного смектита

$K_2O$  6,  $CaO$  1, близкие к составу частиц первой группы. На краю агрегата, где видны очень тонкие планкообразные чешуйки (см. фиг. 5, б), определяется следующий состав, %:  $SiO_2$  50,  $Al_2O_3$  32,  $Fe_2O_3$  5,  $MgO$  2,  $K_2O$  8,  $CaO$  1. Этот состав может указывать на обломочную слюду (фенгит-мусковит), небольшое количество которой диагностируется при рентгенографическом исследовании. Поскольку нельзя исключить возможность каких-либо примесей в частицах, количественные соотношения окислов дают общую картину составов. Однако в этом случае точный расчет кристаллохимической формулы невозможен.

В процессе катионного обмена в исследуемых образцах, производимого в  $1N$  растворе  $K_2CO_3$ , были получены крупные (2–3 мм в поперечном размере) и очень тонкие, прозрачные, опалесцирующие в суспензии, гелеподобные чешуйки. Эти чешуйки были отобраны и высушены. Рентгенографическое изучение показало их рентгеноаморфность. При исследовании состава с помощью микрозонда KEVEX-1500 удалось установить его гетерогенность. На фиг. 6 представлены энергодисперсионные спектры, полученные с различных участков частицы. Видно,



Фиг. 8. Электронно-микроскопическое изображение отдельных участков цемента

что можно выделить либо кремниевые зоны (см. фиг. 6, *a*), либо железистые (см. фиг. 6, *б*), в которых в незначительных количествах диагностируются Zn, Pb, Mg, Ca, Si, либо кремниво-алюминиевые (см. фиг. 6, *в*). Очевидно, эти частицы представляют собой аморфный гель, полученный как вытяжка аллофанойдной части образца.

**ИК-спектроскопические исследования.** ИК-спектры окисленного смектита аналогичны спектрам нонтронита. В области валентных колебаний ОН-групп регистрируется широкий спектр поглощения с частотой  $3560 \text{ см}^{-1}$  (фиг. 7).

**Сканирующая микроскопия.** Цементирующая масса табачной руды представлена значительным количеством окислов железа (фиг. 8, *a*), которые имеют лепешкообразную форму агрегатов размером от 1 мк до нескольких десятков микрон. В пустотах обнаруживается значительное количество хорошо оконтуренных листочков слоистых силикатов (смектитов). Они образуют ажурные конструкции раскristализации (см. фиг. 8, *б*), либо облепляют окислы железа (см. фиг. 8, *в*), либо похожи на внутреннее строение глобуль глауконитов [8] (см. фиг. 8, *з*).

\* \*  
\*

Таким образом, с позиций геоминералогических исследований можно заключить, что табачные руды имеют синтетическое происхождение и являются отложениями относительно глубоководных иловых впадин, в которых механическим путем аккумуляровались разнородные компоненты: цементирующая масса формировалась *in situ*, оолиты приносились извне, так же как и многочисленные экзотические включения. Это обстоятельство наложило свой отпечаток на вещественный и минеральный состав оолитов и цемента, что является причиной их разной реакции на процессы окисления.

Исследования смектита показали, что в природном состоянии (неокисленном) в его межслоевых промежутках содержится наряду с обменными катионами Ca, Mg, Na значительное количество органического материала. Данные дифракционных исследований (см. выше) свидетельствуют о том, что при окислении происходит разрушение органических молекул в межслоевом пространстве смектита. Таким образом, по-видимому, органическое вещество может создавать

редуцирующую обстановку и являться как бы буфером или "щитом", ограждающим процесс окисления  $Fe^{2+}$ -ионов в структуре смектита.

При электронографическом исследовании природного препарата установлено, что изучаемый смектит содержит две фазы: триоктаэдрическую ( $b = 9,24 \text{ \AA}$ ) и диоктаэдрическую ( $b = 9,06 \text{ \AA}$ ) в равных соотношениях (см. фиг. 6, а). Весьма вероятно, что исходно, в неокисленном состоянии, был триоктаэдрический смектит, в октаэдрах которого содержится значительное количество  $Fe^{2+}$ -катионов. В процессе препарирования и изучения образцов под пучком электронов высоких энергий (100 кВ) минерал мог частично окислиться с образованием диоктаэдрического  $Fe^{3+}$ -смектита. Однако не исключена возможность сосуществования этих двух фаз в природном состоянии. При окислении триоктаэдрическая фаза практически исчезает и диагностируется только диоктаэдрический  $Fe^{3+}$ -смектит с  $b = 9,06 \text{ \AA}$ .

Следует отметить, что до настоящего времени известно всего две работы, в которых рассматриваются процессы окисления  $Fe^{2+}$ -ионов в структурах триоктаэдрических смектитов.

В одной из них исследование железосодержащих смектитовых минералов из риолитовых стекловатых туфов [25] показало, что эти минералы представлены двумя фазами – триоктаэдрическим Fe-сапонитом ( $b = 9,3 \text{ \AA}$ ) и диоктаэдрическим Fe, Al-смектитом ( $b = 9,06 \text{ \AA}$ ). Причем с помощью ЯГР было установлено, что в исходном состоянии в структурах обеих фаз присутствуют только  $Fe^{2+}$ -ионы. Процесс окисления, сопровождающийся изменением цвета минерала от зеленого до коричневого, происходит очень быстро. При этом, по данным ЯГР, практически все  $Fe^{2+}$ -ионы переходят в  $Fe^{3+}$ -ионы. Окисление железа не оказывает существенного влияния на изменение структурного состояния минерала. Авторы отмечают уменьшение латеральных размеров 2:1 слоев как триоктаэдрического ( $b = 9,22 \text{ \AA}$ ), так и диоктаэдрического ( $b = 9,01 \text{ \AA}$ ) смектитов. На основе экспериментальных данных в работе [25] предполагается, что возникающий избыток положительного заряда за счет окисления ионов железа в 2:1 слоях смектита компенсируется потерей протона гидроксильной группы. При этом не происходит выноса катионов из структуры минерала, т.е. не наблюдается дооктаэдризации Fe-сапонита.

В другой работе [22] проводилось изучение смектитов из гидротермальных рудоносных осадков Красного моря. Эти минералы представлены триоктаэдрическими разностями ( $b = 9,3 \text{ \AA}$ ). Причем ЯГР-спектроскопические исследования исходных препаратов показали наличие в структуре минерала  $Fe^{2+}$ - и  $Fe^{3+}$ -катионов. Окисление минералов происходит в течение нескольких часов, причем по данным ЯГР, как и в случае Fe-сапонитов [25], практически все катионы железа окисляются до  $Fe^{3+}$ . Но в отличие от процесса окисления Fe-сапонитов в данном случае авторами установлен вынос катионов железа из структуры минерала. При этом на ЯГР-спектрах появляются шестиплеты, характерные для свободных окислов железа. Конечным продуктом окисления триоктаэдрического  $Fe^{2+}$ -содержащего смектита является нонтронитовый минерал ( $b = 9,09 \text{ \AA}$ ) [8]. Таким образом, на основе экспериментальных данных в работе [22] показано, что окисление триоктаэдрического Fe-содержащего смектита приводит к дооктаэдризации минерала с сохранением ОН-групп в анионном каркасе его 2:1 слоев.

Если сравнить процессы окисления в Fe-содержащих триоктаэдрических смектитах, то можно установить сходство в механизме структурных изменений смектита из гидротермальных рудоносных осадков Красного моря [22] и изучаемого смектита из осадочных образований. В обоих случаях наблюдается быстрый переход от триоктаэдрического к диоктаэдрическому минералу. Наряду с этим окисление Fe-сапонита из измененных туфов [25] не сопровождается выносом октаэдрических катионов из структуры слоистого силиката. После окисления минерал остается триоктаэдрическим с депротонизированным анионным каркасом. Вероятно, что отличия в структурных изменениях при окислении триокта-

эдрических Fe-содержащих смектитов связаны с кристаллохимическими особенностями этих минералов и условиями их образования.

Исследования процессов окисления железа ( $Fe^{2+}$ ) в Fe-содержащих минералах, проанализированных в работе [25], дают различные концепции механизма этого явления.

1. Реакция между  $Fe^{2+}$ -ионом, гидроксильной группой и дополнительным кислородом в  $Fe^{2+}$ -шамозитах [23] и амфиболах [20, 21].

2. Реакция между  $Fe^{2+}$ -ионами и гидроксильной группой без дополнительного кислорода, как показано в биотите [26, 27].

3. Реакции окисления  $Fe^{2+}$ -ионов с потерей межслоевых катионов [25].

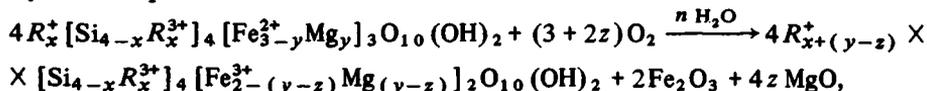
4. Реакция окисления  $Fe^{2+}$ -иона с потерей протона гидроксильной группы и его восстановлением и последовательным необратимым удалением  $Fe^{3+}$ -иона из октаэдрических позиций [24].

5. Окисление  $Fe^{2+}$ -иона за счет молекул воды и удаление ионов железа из структуры минерала [22].

В принципе в нашем случае нельзя отрицать на промежуточном этапе процесса окисления минерала частичную депротонизацию 2:1 слоев силиката. Но наличие OH-групп в окисленном смектите (см. фиг. 7) свидетельствует о том, что протон гидроксильной группы либо не участвовал в процессе окисления, либо был восстановлен после депротонизации (т.е. реакция окисления проходила по схеме, предложенной в работе [24]). В то же время, если в процессе окисления происходит невозстанавливаемая потеря протона гидроксильной группы, то минерал остается триоктаэдрическим, как это было показано при изучении процесса окисления железистых сапонитов [25].

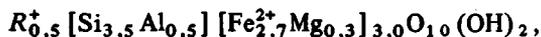
Вместе с тем нам представляется нереальным окисление  $Fe^{2+}$ -ионов в 2:1 структуре смектита за счет молекул воды, как это предполагается в работе [22]. Очевидно, что окисление происходит за счет кислорода, растворенного в воде, или за счет кислорода воздуха. Нами было проведено изучение  $Fe^{2+}$ -содержащего смектита, сохраненного в течение трех месяцев в воде, продутой аргоном. Это исследование показало, что минерал практически не изменился по сравнению с природным состоянием.

Поскольку при окислении изучаемого триоктаэдрического  $Fe^{2+}$ -содержащего смектита этот минерал переходит в диоктаэдрический  $Fe^{3+}$ -содержащий смектит, то мы предполагаем, что этот процесс происходит следующим образом. С началом реакции окисления смектита за счет кислорода воздуха разрушается органическое вещество, содержащееся в межслоях минерала. Затем часть  $Fe^{2+}$ -ионов в октаэдрах окисляется до  $Fe^{3+}$ -иона, что приводит к нарушению баланса зарядов в структуре минерала. Для его сохранения "лишние"  $R^{2+}$ -октакатионы ( $Fe^{2+}$ , Mg), обладающие большей подвижностью, чем  $Fe^{3+}$ -ионы, мигрируют из структуры смектита с последующим окислением  $Fe^{2+}$ -ионов. Этот процесс закончится, когда большая часть  $Fe^{2+}$ -ионов окислится и наступит устойчивое структурное состояние минерала. Реакцию окисления  $Fe^{2+}$ -содержащего смектита можно записать следующим образом:



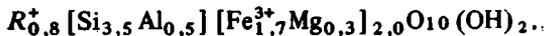
где  $x$  — содержание тетраэдрических катионов;  $y$  — содержание октаэдрических катионов Mg;  $z$  — потеря октаэдрических катионов Mg в процессе окисления;  $R^+$  — гипотетические моновалентные межслоевые катионы.

Эту реакцию можно проиллюстрировать следующим примером. Если предположить, что кристаллохимическая формула триоктаэдрического  $Fe^{2+}$ -содержащего смектита имеет вид



то дефицит слоевого заряда минерала определяется замещением тетраэдрических

катионов Si на Al и составляет 0,5 ф.е. Если допустить, что в процессе окисления часть ионов железа (1 ф.е.) выносится из структуры минерала, а катионы Mg остаются, то кристаллохимическая формула окисленного диоктаэдрического  $Fe^{3+}$ -содержащего смектита будет иметь вид:



В этом случае к тетраэдрическому заряду (0,5 ф.е.) добавляется октаэдрический заряд (0,3 ф.е.) и дефицит слоевого заряда увеличивается до 0,8 ф.е. Если вместе с катионами Fe в процессе окисления из структуры полностью выносятся катионы Mg и в октаэдрах 2:1 слоев минерала не остается двухвалентных катионов, то увеличения слоевого заряда не происходит и кристаллохимическая формула окисленного диоктаэдрического смектита будет иметь следующий вид:



Микрозондовым анализом установлено, что катионы Mg диагностируются в структуре изучаемого окисленного диоктаэдрического смектита, прошедшего калиевую обработку (см. фиг. 4). Наряду с Mg в структуре могла остаться часть неокисленных  $Fe^{2+}$ -ионов. Таким образом, потенциальное наличие двухвалентных октакатионов ( $Fe^{2+}$ , Mg) в диоктаэдрическом 2:1 филлосиликате, полученном из триоктаэдрического, в процессе окисления может привести к увеличению дефицита слоевого заряда. В результате возможно значительное упрощение перехода смектитового минерала в слюдистый в среде, содержащей катионы калия, которые необратимо фиксируются в межслоевых позициях. В нашем случае после калиевой обработки значительная часть окисленного смектита стала железистым слюдистым минералом глауконитового типа с незначительным количеством разбухающих пакетов. Но наряду с этим остались смектитовые минералы, которые характеризуются значительной неоднородностью межслоевых промежутков. Причин для этого может быть несколько: 1) недостаточная величина заряда и неравномерность его распределения в объеме кристалла; 2) невозможность заместить катионы  $Fe^{3+}$ , которые остаются в межслоевых промежутках минерала наряду с катионами Ca, Na, Mg и не обмениваются на катионы калия; 3) оба эти фактора одновременно.

В заключение следует отметить, что в осадочных железорудных месторождениях впервые диагностирован  $Fe^{2+}$ -содержащий триоктаэдрический смектит, который существует благодаря наличию органического вещества, создающего редуцирующую обстановку и являющегося как бы буфером, ограждающим процесс окисления  $Fe^{2+}$ . Существование этого смектита в табачной руде удалось установить благодаря впервые примененной методике консервации в аргоне проб при их полевом отборе. Аргон, создающий инертную среду, позволяет сохранять породу неокисленной. Природа органического вещества, формы его нахождения, а также причины восстановительной обстановки (для  $Fe^{2+}$ ) в ископаемом состоянии являются предметами дальнейших исследований, но не исключено, что эти причины (как и присутствие самого органического вещества в межслоевом пространстве смектита) связаны с подтоком углеводородных газов, поскольку железорудные месторождения находятся в районе нефтегазоносных проявлений и грязевого вулканизма.

#### Литература

1. Андрусов Н.И. Геотектоника Керченского полуострова // Материалы по геологии России. Т. 16. 1893. 348 с.
2. Арбузов В.А., Бобрушкин Л.Г., Литвиненко А.У. и др. Керченский железорудный бассейн. М.: Недра, 1967. 576 с.
3. Геология и геохимия нефтегазоносных провинций Украины. Киев: Наук. думка, 1977. 159 с.
4. Ефремов Н.Е. К генезису железорудных месторождений Керченского и Таманского полуостровов // Сов. геология. 1938. № 5. С. 74–91.

5. Кантор М.И. Генезис керченских железорудных месторождений // Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 119–130.
6. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилкойской впадины и западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 206 с.
7. Лебедев Ю.С. Рентгенометрическое изучение главных породообразующих силикатов Камыш-Бурунского месторождения // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1962. Вып. 1. С. 39–46.
8. Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 207 с.
9. Омеляненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др. О содержании понятия серицит // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 69–87.
10. Попов С.П. Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуостровов // Тр. геол. музея им. Петра Великого Императорской АН. 1910. Т. 4. Вып. 7. С. 99–198.
11. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 599 с.
12. Соколова Т.Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. М.: Наука, 1982. 163 с.
13. Станкевич Л.О. О составе и происхождении рудных силикатов Керченского месторождения // Минералог. сб. Львовск. геол. с-ва. 1957. № 11. С. 27–43.
14. Тимофеев П.П. Проблемы литологии // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 3–13.
15. Уразов Г.Г. Физико-химическое исследование керченских железных руд // Тр. I совещ. химиков ГГРУ. Л., 1931. С. 183–187.
16. Шнюков Е.Ф. Генезис железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 196 с.
17. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971. 332 с.
18. Юрк Ю.Ю., Шнюков Е.Ф., Лебедев Ю.С. и др. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь: Крымиздат, 1961. 450 с.
19. Яхонтова Л.К., Андреева Н.Я., Ципурский С.И. и др. Новые данные по минералогии и условиям образования керченских железных руд // Минералог. журн. 1985. Т. 7. № 2. С. 29–43.
20. Addison C.C., Addison W.E. Amphiboles – 1. The oxidation of crocidolite // J. Chem. Soc. 1962. P. 1468–1471.
21. Addison W.E. Amphiboles – the kinetics of the oxidation of crocidolite // J. Chem. Soc. 1962. P. 1472–1475.
22. Badaut D., Besson G., Decarreau A. Occurrence of ferrous, trioctahedral smectite in recent sediments of Atlantic II Deep, Red sea. // Clay Minerals, 1985. V. 20. № 3. P. 389–404.
23. Brindley G.W., Youell R.F. Ferrous chamosite and ferric chamosite // Mineral. Mag. 1953. V. 30. P. 57–70.
24. Farmer V.C., Russel J.D. Evidence for loss of protons and octahedral iron from oxidized biotites and vermiculites // Mineral. Mag. 1971. V. 38. № 294. P. 121–137.
25. Kohyama N., Shimoda S., Sudo T. Iron-rich saponite (ferrous and ferric forms) // Clays and Clay Minerals, 1973. V. 21. № 4. P. 229–237.
26. Rimsait J. Structural formulas of oxidized and hydroxyl deficient micas and decomposition of the hydroxyl group // Contr. Miner. Petrol. 1970. V. 25. P. 225–279.
27. Rimsait J. Studies of rock-forming micas // Bull. Geol. Surv. Canada, 1967. 149 p.
28. Rozenson I., Heller-Kallai L. Reduction and oxidation of Fe<sup>3+</sup> in dioctahedral smectites. Oxidation of octahedral iron in montmorillonite // Clays and Clay Minerals, 1978. V. 26. № 2. P. 88–92.
29. Tsipursky S.I., Drits V.A. The distribution of octahedral cations in the 2:1 layers of dioctahedral smectites studied by OTED // Clay Minerals, 1984. V. 19. P. 177–193.

Геологический институт  
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию  
29. XII 1987

УДК 552.14:553.499 (477.62)

**ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ КАТА- И МЕТАГЕНЕЗА  
НА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ РТУТИ И ПОЛИМЕТАЛЛОВ  
В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ ДОНБАССА****Добрянский Л.А., Курило М.В., Захаров Е.П.,  
Борейко Л.Г.**

Приведены результаты изучения элементов-примесей в различных литологических типах осадочных пород Донбасса. Показано, что в процессе постдиагенетического преобразования (ката- и метагенеза) угленосной осадочной толщи происходит перераспределение концентраций рудных элементов-примесей в осадочных породах, в частности, ртути, свинца, цинка, меди. Это создает предпосылки для формирования промышленных рудных залежей.

Изучение поведения рудных элементов в процессе осадконакопления, а также постдиагенетических преобразований (ката- и метагенеза) осадочных пород и связанного с ним перераспределения металлов является важным направлением исследования региональной геохимии, позволяющим выявить закономерности формирования и размещения рудных залежей, не связанных с магматической деятельностью. Решение этих актуальных вопросов возможно в хорошо изученных регионах с детально разработанной шкалой постдиагенетических изменений пород и дробным стратиграфическим делением осадочной толщи, позволяющим уверенно проследивать отдельные горизонты по площади. Таким требованиям в полной мере отвечает Донецкий бассейн.

Донецкий бассейн является металлогенической областью [7], для которой наиболее типичными элементами, образующими промышленные рудные залежи, являются ртуть и полиметаллы. Закономерности размещения месторождений и проявлений этих элементов исследовались многими специалистами и описаны в многочисленных публикациях [3]. Однако характер распределения фоновых значений этих металлов в осадочной толще, где они выступают как элементы-примеси, изучен недостаточно.

Существуют две точки зрения на источник металлов в рудных месторождениях Донбасса: сторонники одной из них считают, что это глубокие горизонты земной коры, т.е. металлы являются ювенильными [9, 11, 15], другие [5, 10] — что сама толща вмещающих угленосных пород, которая в процессе ката- и метагенеза могла генерировать металлоносные растворы. Поэтому решение вопроса о возможности перераспределения металлов в каменноугольных отложениях Донбасса имеет не только научный, но и практический интерес.

Для изучения распределения ртути и полиметаллов в осадочной толще Донбасса и оценки осадочных пород как возможного источника металлов при ката- и метагенетических преобразованиях нами исследованы отложения алмазной свиты среднего карбона.

**Методика исследования.** Выбор алмазной свиты в качестве объекта исследования объясняется тем, что она достаточно широко развита на площади бассейна [4] и имеет в основании разреза четыре выдержанных литологических горизонта, прослеженных практически повсеместно: известняк  $L_1$ , аргиллит, алевролит и песчаник, которые, сменяя друг друга, образуют единый седиментационный цикл. Свита встречается в зонах с различными группами ката- и метагенеза пород и

интенсивно разведывается на уголь, что создает благоприятные возможности для отбора представительного количества литогеохимических проб.

Кроме того, в отложениях алмазной свиты нет ни одного рудного месторождения и практически неизвестны проявления эндогенной минерализации, которые могли бы вызвать перераспределение первичных содержаний металлов в породах.

Опробованию подвергался только керн геологоразведочных скважин. Отбор проб из обнажений не практиковался из-за выветрелости пород и возможных изменений их химизма. Обычно по скважине бралась одна проба из известняка и по две-три пробы из аргиллита, алевролита и песчаника.

В связи с тем, что стратиграфический разрез угленосной толщи среднего карбона Донбасса хорошо изучен, керн отдельных безугольных интервалов геологоразведчики не сохраняют и зачастую сокращают еще в процессе бурения скважин. Поэтому трудность отбора проб заключалась в том, чтобы опробовать разрез сразу после его перебурки. При отборе керновых проб в полевых условиях на буровых возможны некоторые погрешности в привязке проб (примерно 1–3 м) и отнесении их к тому или иному горизонту. Чтобы исключить возможность случайного опробования другого горизонта, разрезы всех изученных скважин участка тщательно увязывались между собой, и только после этого производилась окончательная группировка проб по литологическим горизонтам. Пробы, отобранные вне выделенных горизонтов, в данной статье не рассматриваются.

В пробу брался образец массой 0,2–1,0 кг в зависимости от диаметра керна. Пробы истирались до 200 меш и подвергались количественному атомно-абсорбционному анализу на ртуть (прибор РАФ-1 на золотых сорбентах, чувствительность  $1 \cdot 10^{-7}\%$ ) и полуколичественному спектральному анализу на свинец, цинк, медь (чувствительность  $1 \cdot 10^{-3}\%$ ). Статистический анализ результатов выполнен на ЭВМ ЕС1033 с использованием пакета прикладных программ. Средние значения содержаний элементов в пробах подсчитывали в соответствии с двумя гипотезами о нормальном и логнормальном законах распределения. Кроме определения рудных элементов выполнено массовое определение пород в шлифах, химический анализ и рентгеноструктурные исследования тонкой (0,01–0,001 мм) фракции терригенных пород.

Для того чтобы исключить из выборок пробы с аномальными значениями, как рекомендуется в работе [2], все частные пробы проанализированы на удовлетворение следующей формуле:

$$|A_i - \bar{A}| < \nu \sigma_{\text{см}},$$

где  $A_i$  – значение рядовой пробы из выборки;  $\bar{A}$  – среднее арифметическое выборки;  $\sigma_{\text{см}}$  – смещенная оценка дисперсии среднего квадратического;  $\nu$  – критерий, заимствованный из работы [2] для доверительной вероятности 95%.

В результате проведенной операции по Старобельскому участку исключены три пробы, по участку поля шахты 13-бис – две пробы, Шахтерскому – Глубокому – две пробы, Глубокому – четыре пробы, которые, по-видимому, связаны с микроскопическими скоплениями сульфидов (пирита, марказита), обычно содержащих повышенные количества ртути.

**Характеристика участков исследования.** Опробование выполнено на пяти углеразведочных участках (табл. 1, фиг. 1), характеризующихся различной степенью постдиагенетических изменений пород и метаморфизма углей алмазной свиты. Для того чтобы исключить возможность попадания проб с какой-либо наложенной минерализацией, участки выбраны по возможности на значительном удалении от рудных полей, сводов антиклинальных складок и крупных разрывных нарушений, благоприятных для миграции металлоносных флюидов. Три участка расположены в котловинах (см. фиг. 1), один на моноклинали и лишь поле шахты 13-бис достаточно близко находится от крупного Французского надвига.

Исследованные участки охватывают интервал групп углефикации от длинно-

| Название участка      | Геолого-промышленный угленосный район | Число опробованных скважин | Число проб | Глубина отбора проб, м | Марка углей алмазной свиты    |
|-----------------------|---------------------------------------|----------------------------|------------|------------------------|-------------------------------|
| Петровский            | Старобельская площадь                 | 10                         | 78         | 648–435                | Д (длиннопламенные)           |
| Поле шахты 13-бис     | Донецко-Макеевский                    | 8                          | 103        | 835–697                | ОС (относительно-спекающиеся) |
| Шахтерский – Глубокий | Чистяково-Снежнянский                 | 10                         | 92         | 475–223                | ПА (полуантрациты)            |
| Фашевский – Нижний    | Боково-Хрустальский                   | 5                          | 65         | 930–628                | A <sub>1</sub> (антрациты)    |
| Глубокий              | Шахтинско-Несветаевский               | 9                          | 93         | 572–111                | A <sub>2</sub> (антрациты)    |

*Примечание.* Марочный состав углей принят согласно работе [8].

пламенных углей (Д) до антрацитов (A<sub>2</sub>). На каждом из участков было опробовано от 5 до 10 углеразведочных скважин. По каждому горизонту на участке отобрано от 3 до 80 частных проб.

Сопоставление стратиграфических колонок алмазной свиты по изученным участкам (фиг. 2) показывает, что опробованные четыре литологических горизонта сравнительно выдержаны по простирацию и вкрест простираения региона.

Породы Петровского месторождения, расположенного на северном моноклиналном склоне Донбасса, характеризуются начальной стадией катагенеза, угли относятся к марке Д. Этот участок формировался практически в платформенных условиях и по своему тектоническому положению несколько отличается от других, локализованных внутри складчатого Донбасса. Мощности всех литологических горизонтов колеблются в пределах от 2 до 5 м и вполне сопоставимы между собой.

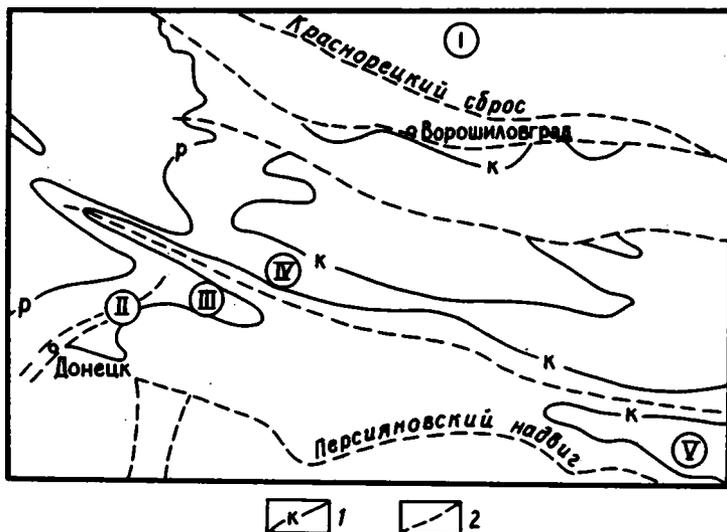
Поле шахты 13-бис находится на юго-восточном фланге Кальмиус-Торецкой котловины. Для него характерны сравнительно небольшие мощности глинистых пород в кровле известняка и значительная мощность песчаного горизонта, достигающая 30 м и более.

Участок Шахтерский – Глубокий расположен на южном крыле Чистяково-Снежнянской котловины. Угли относятся к марке ПА. Мощности аргиллитового, алевролитового и песчаного горизонтов примерно равны и составляют 6–10 м.

Участок Фашевский – Нижний находится в Боково-Хрустальской котловине между Главной и Северной антиклиналями Донбасса. Он имеет сравнительно мощную (до 40 м) песчаную пачку и небольшой объем глинистых слоев. Характерно, что во всех пяти скважинах участка отсутствует горизонт алевролитов и песчаник залегает непосредственно на аргиллите (см. фиг. 2).

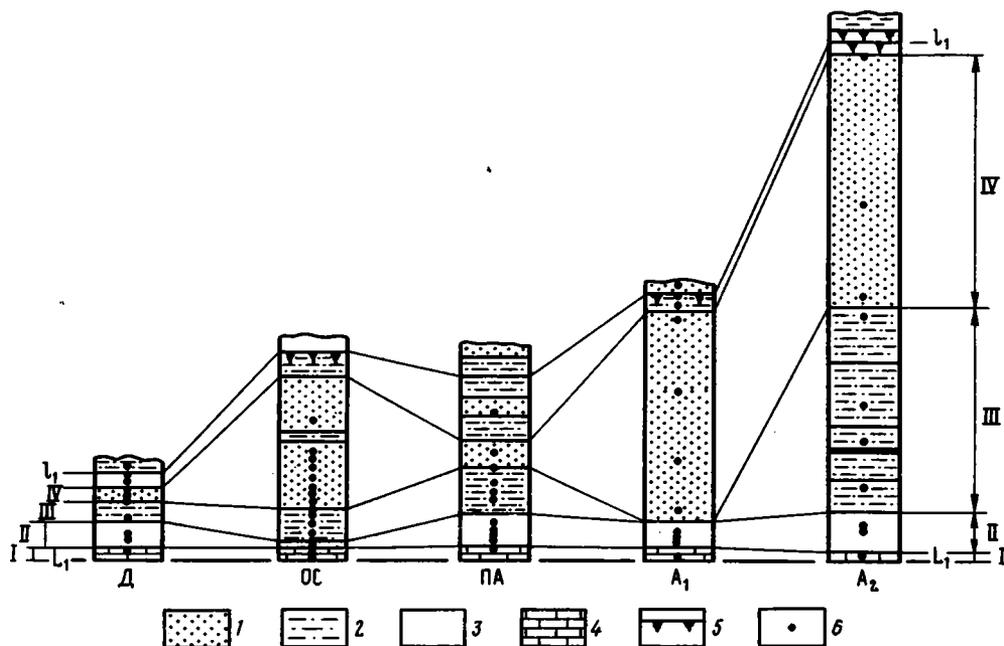
Участок Глубокий расположен на западном центрoклинальном замыкании известняка L<sub>1</sub> в Шахтинско-Несветаевской котловине. Он характеризуется наибольшей степенью метаморфизма углей, которые относятся к марке A<sub>2</sub>. Все породы окрашены в темный, почти черный цвет, очень плотные. Мощность всех горизонтов намного больше, чем в других участках, разрез как бы растянут.

**Краткая петрографическая характеристика пород.** Известняк L<sub>1</sub> относится к органогенному обломочному типу и состоит из крупного и мелкого детритуса, цельных раковин разнообразных морских беспозвоночных (брахиопод, пелеципод, фораминифер, мшанок, иглокожих, кривоидей и др.) и цементирующей их массы



Фиг. 1. Геологическая схема Донецкого бассейна

1 - маркирующие горизонты свитных известняков карбона; 2 - разрывные нарушения; I-V - участки опробования алмазной свиты (I - Петровский, II - поле шахты 13-бис; III - Шахтерский - Глубокий; IV - Фашевский - Нижний; V - Глубокий)



Фиг. 2. Сопоставление нормальных литологических колонок алмазной свиты ( $C_2^d$ ) в интервале между известняком  $L_1$  и угольным пластом  $I_1$   
 1 - песчаник; 2 - алевролит; 3 - аргиллит; 4 - известняк; 5 - угольный пласт; 6 - место отбора проб. Литологические горизонты: I - известняк  $L_1$ ; II - аргиллит; III - алевролит; IV - песчаник

микрозернистого кальцита с глинистой примесью. В зависимости от стадий постдиагенетических преобразований обломочный и цементирующий материал подвергнут процессам перекристаллизации.

На стадии раннего катагенеза (марка угля Д) основная часть (80–90%) известняка представлена обломками органических остатков и цементирующими микрозернистыми слабо перекристаллизованными карбонатами. Дальнейшее изменение структуры выразилось в интенсивной перекристаллизации, которая достигает максимума на стадии образования углей марки ОС. Известняк здесь полностью изменен, какие-либо признаки первичных структур и текстур отсутствуют. Структура породы мелко- и среднезернистая; текстура беспорядочная; цвет серый, светло-серый. Основным породообразующим минералом является кальцит с примесью доломита.

На высших стадиях преобразования углей (марки ПА–А<sub>1</sub>) известняк представлен пелитоморфными криптокристаллическими разновидностями темно-серого и черного цвета. Структура мозаичная, с реликтами криптокристаллической. Текстура однородная. Фауна в породе полностью перекристаллизована, контуры органических остатков окаймлены тонкодисперсными углистыми образованиями. Минералогически известняк сложен кальцитом и доломитом с небольшой примесью сидерита. Терригенная некарбонатная примесь представлена глинистым и углистым веществом, количество которого достигает 20%. Глинистый материал имеет гидрослюдисто-хлорито-серицитовый состав.

В районе развития ультраантрацитов (марка угля А<sub>2</sub>) пласт известняка представлен афанитовыми криптокристаллическими известняковыми аргиллитами и аргиллитовыми известняками.

В зависимости от соотношения количества и размеров кластического и глинистого материала терригенные породы изученного интервала подразделяются на аргиллиты (глинистые сланцы), алевролиты (песчано-глинистые сланцы) и песчаники. Аргиллиты состоят из глинистой массы (75–90%) и кластического материала (10–25%), алевролиты содержат 60–75% кластического и 25–40% глинистого материала. В песчаниках количество кластического и глинистого материала соответственно составляет 70–95 и 30–5%. Кластический материал во всех разновидностях пород представлен в основном кварцем, реже полевыми шпатами, обломками измененных эффузивных пород. Из аксессуарных минералов встречаются зерна циркона, турмалина, сфена.

В зависимости от стадий постдиагенетических преобразований состав глинистой фазы изменяется. Так, на стадии образования углей марки Д основным компонентом глинистой фазы является каолинит с примесью диоктаэдрической слюды, в меньшем количестве хлорита, железистого монтмориллонита и смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований. На стадии образования углей марки ОС основным компонентом цементирующего глинистого материала становится диоктаэдрическая гидрослюда с примесью каолинита, хлорита, монтмориллонита. Структура пород пелитовая, алевропелитовая, псаммитовая, псаммоалевритовая. Характер цемента – базальный, контактовый, контактово-поровый, соприкосновения, вдавливания, иногда регенерационный.

На стадиях образования углей марок ПА–А<sub>1</sub>А<sub>2</sub> в составе глинистой составляющей практически исчезает монтмориллонит, каолинит и смешанослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые образования. Глинистая фаза состоит из диоктаэдрической гидрослюды (серицита) и хлорита. Структура пород бластопелитовая, бластоалевритовая, микролепидобластовая. Цемент контактово-поровый, коррозионный, регенерационный. В качестве вторичных новообразований на стадии метагенеза необходимо отметить присутствие во всех типах пород карбонатов, представленных сидеритом и доломитом.

Анализ полученных результатов. Сначала рассмотрим, как распределены металлы по литологическим разностям пород. Средние значения по каждому типу пород, выведенные для всей территории Донбасса в целом (табл. 2), показывают,

Содержание ртути в породах алмазной свиты Донбасса,  $10^{-7}\%$ 

| Порода<br>(горизонт)                                | Петровское месторож-<br>ние (Д) |           |          |          | Поле шахты 13-бис<br>(ОС) |           |          |          | Шахтерский – Глубокий<br>(ПА) |           |          |          |
|---|---------------------------------|-----------|----------|----------|---------------------------|-----------|----------|----------|-------------------------------|-----------|----------|----------|
|   | <i>n</i>                        | $\bar{A}$ | $\sigma$ | <i>V</i> | <i>n</i>                  | $\bar{A}$ | $\sigma$ | <i>V</i> | <i>n</i>                      | $\bar{A}$ | $\sigma$ | <i>V</i> |
| Песчаник<br>(IV)                                    | 9                               | 44,2      | 22,1     | 0,49     | 82                        | 34,3      | 12,0     | 0,29     | 12                            | 36,5      | 11,8     | 0,32     |
| Алевролит<br>(III)                                  | 20                              | 39,5      | 18,4     | 0,47     | 3                         | 39,3      | 8,4      | 0,21     | 38                            | 51,6      | 16,8     | 0,33     |
| Аргиллит<br>(II)                                    | 27                              | 57,0      | 19,5     | 0,34     | 7                         | 58,3      | 19,1     | 0,33     | 30                            | 81,3      | 26,1     | 0,32     |
| Терриген-<br>ные породы<br>в целом<br>(II, III, IV) | 56                              | 48,6      |          |          | 92                        | 36,2      |          |          | 80                            | 60,4      |          |          |

| Порода<br>(горизонт)                                | Фашевский – Нижний<br>(A <sub>1</sub> ) |           |          |          | Глубокий (A <sub>2</sub> ) |           |          |          | В целом по Дон-<br>бассу |           |
|---|---|-----------|----------|----------|----------------------------|-----------|----------|----------|--------------------------|-----------|
|   | <i>n</i>                                | $\bar{A}$ | $\sigma$ | <i>V</i> | <i>n</i>                   | $\bar{A}$ | $\sigma$ | <i>V</i> | <i>n</i>                 | $\bar{A}$ |
| Песчаник<br>(IV)                                    | 25                                      | 52,3      | 18,0     | 0,36     | 21                         | 29,5      | 15,4     | 0,52     | 149                      | 37,4      |
| Алевролит<br>(III)                                  | –                                       | –         | –        | –        | 34                         | 46,8      | 22,0     | 0,47     | 95                       | 46,9      |
| Аргиллит<br>(II)                                    | 23                                      | 69,6      | 24,0     | 0,34     | 16                         | 75,8      | 26,7     | 0,35     | 103                      | 69,8      |
| Терриген-<br>ные породы<br>в целом<br>(II, III, IV) | 48                                      | 60,5      |          |          | 71                         | 48,2      |          |          | 347                      | 49,7      |

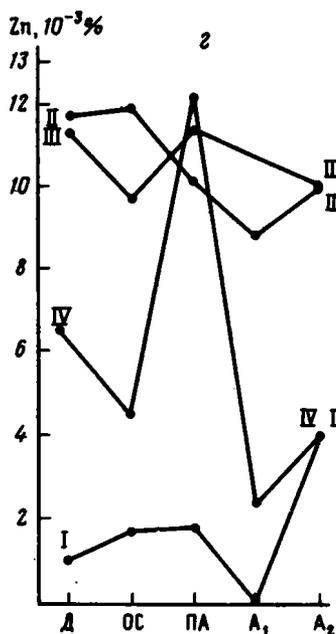
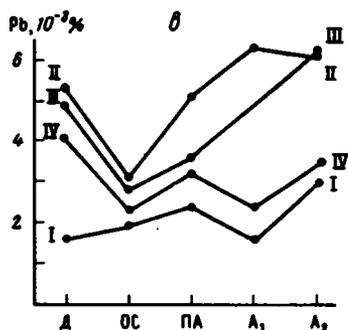
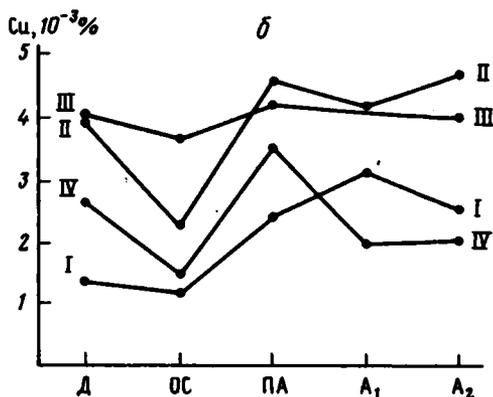
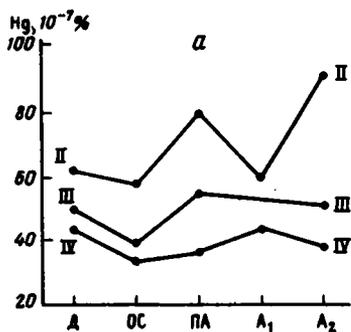
*Примечание.* *n* – число проб,  $\bar{A}$  – среднее арифметическое ( $n \cdot 10^{-7}\%$ ),  $\sigma$  – среднеквадратичное отклонение, *V* – коэффициент вариации.

что породы отличаются между собой по концентрации металлов. На примере распределения ртути в терригенных породах особенно четко видно, что они образуют ранжированный ряд песчаник – аргиллит – алевролит. Минимальные значения ( $37,4 \cdot 10^{-7}\%$ ) свойственны песчанику, максимальные ( $69,8 \cdot 10^{-7}\%$ ) – аргиллиту, промежуточные ( $46,9 \cdot 10^{-7}\%$ ) – алевролиту. В таком же порядке располагаются породы по степени обогащения свинцом, цинком, медью (фиг. 3), т.е. концентрация возрастает с увеличением в породе доли глинистого материала. Пожалуй, только концентрация цинка в глинистых породах (алевролитах и аргиллитах) остается на одном уровне.

Карбонатные породы (известняк L<sub>1</sub>) содержат сравнительно небольшие количества металлов. Значения свинца, цинка и меди в них меньше по сравнению с терригенными образованиями<sup>1</sup>. Указанное распределение средних значений металлов в целом согласуется с данными Н.М. Страхова [16] о преимущественном накоплении свинца, цинка и меди в глинистых образованиях Донбасса.

Детальные работы по изучению распределения ртути в каменноугольной толще

<sup>1</sup> Данные о распределении ртути в известняке в настоящей работе не приводятся.



Фиг. 3. Распределение металлов в породах алмазной свиты  
 а - ртути; б - меди; в - свинца; г - цинка. Породы: I - известняк; II - аргиллит; III - алевролит; IV - песокник

Донбасса ранее не проводились, поэтому целесообразно сопоставить наши данные с хорошо известными материалами по Восточно-Европейской платформе [12]. Среднее значение ( $39 \cdot 10^{-7}\%$ ) содержания ртути в песчаниках практически совпадает. Что касается других литологических разновидностей, то для Донбасса характерны более высокие содержания: по алевролитам на 20%, по аргиллитам на 200, по известнякам на 70% [6] (см. табл. 2). Следовательно, в отличие от Восточно-Европейской платформы, а также Восточно-Камчатского синклиниория [12] в Донбассе отчетливо проявлено преимущественное накопление ртути в глинистых осадках. Причем это свойственно не только породам, залегающим в центральных частях бассейна, претерпевшим высшие стадии катагенеза, но и сравнительно слабо сцементированным образованиям Петровского месторождения, расположенного на южном склоне Воронежской антеклизы, т.е. по условиям осадконакопления наиболее близкого к платформе.

Совпадение значений в песчаниках, по нашему мнению, свидетельствует о том,

что чувствительность анализов в том и другом случае была близкой. Расхождение данных по остальным породам, вероятно, говорит о различном характере поведения металлов в процессе накопления осадков Восточно-Европейской платформы и Донецкого бассейна. Причина, по-видимому, заключается в том, что глинистые породы Донбасса чрезвычайно богаты органикой, которая, согласно Н.А. Озеровой и Н.Х. Айдиньян [13], весьма активно концентрирует ртуть. Глины и аргиллиты Восточно-Европейской платформы таких содержаний органического вещества, вероятно, не имеют.

Рассмотрим теперь, как разнятся концентрации металлов в породах отдельных участков, т.е. каково влияние степени постдиagenетического преобразования. На фиг. 3 проведены кривые изменения содержаний при увеличении степени ката- и метагенеза пород. Последняя выражена технологическими марками углей, которые залегают в исследуемом интервале разреза алмазной свиты.

**Р т у т ь.** Терригенные породы характеризуются следующим распределением: содержания в целом возрастают, достигая максимума, а затем снижаются. Аргиллиты и алевролиты максимальные значения имеют на стадии образования углей марки ПА, у песчаников максимум смещен к марке  $A_1$ .

**М е д ь.** По распределению меди известняк и терригенные породы принципиально не различаются между собой (см. фиг. 3, б). Для всех пород характерен минимум на стадии образования углей марки ОС, затем максимум на стадии ПА и в дальнейшем некоторое снижение (от 3,5 до 2 тысячных долей процента) значений в зоне антрацитов, наиболее отчетливо проявленное в песчаниках.

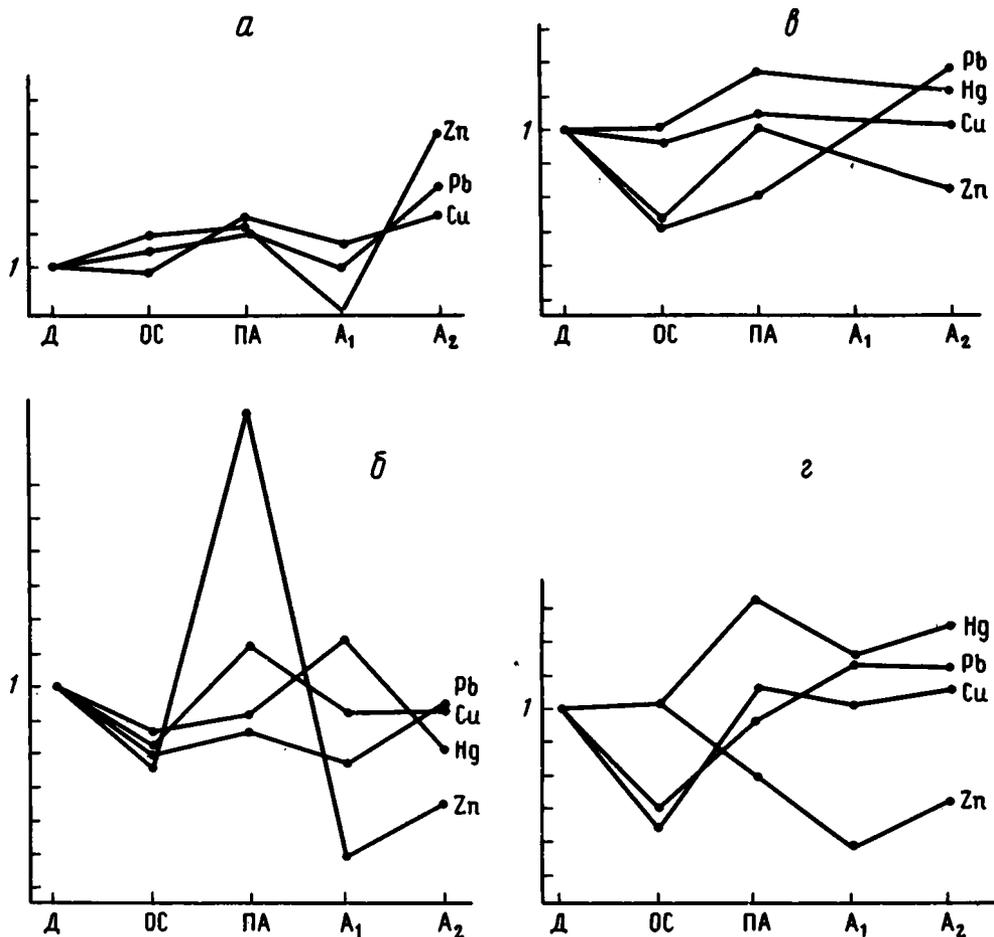
**С в и н е ц.** По количеству свинца изученные породы образуют возрастающий ранжированный ряд: известняк — песчаник — алевролит — аргиллит (см. фиг. 3, в). Крайние члены ряда ведут себя по-разному в процессе прогрессивного ката- и метагенеза. Аргиллит и алевролит имеют минимум на стадии образования углей марки ОС, а затем довольно быстро возрастают, достигая максимума на стадиях  $A_1$  и  $A_2$ . На кривой известняка минимум на стадии образования углей марки ОС не фиксируется. Значения возрастают почти по линейной зависимости, и лишь для марки  $A_1$  отмечено локальное снижение содержания металла. Песчаник, занимающий в ряду промежуточное положение, фиксирует оба минимума: на марках углей ОС и  $A_1$ .

**Ц и н к.** По количеству цинка породы подразделяются на три группы (см. фиг. 3, г): аргиллит и алевролит в наибольшей мере обогащены цинком, известняк содержит минимальное количество, песчаник занимает промежуточное положение. График распределения цинка в известняке практически не отличается от графика свинца: медленное возрастание с минимумом на стадии образования углей марки  $A_1$ . Зато терригенные породы ведут себя совсем по-другому. С ростом степени ката- и метагенеза довольно резко снижается количество металла в аргиллите и песчанике, менее четко этот процесс проявлен в алевролите. На фоне общего снижения минимальные значения фиксируются на стадии образования углей марок ОС и  $A_1$ , локальный максимум — на стадии ПА. Для песчаника этот максимум столь значителен, что превышает даже значения в глинистых породах. Высокие значения цинка в песчанике отмечены для всех 10 скважин участка, т.е. не случайны.

Проанализируем также изменения содержаний металлов каждой литологической разности в процессе ката- и метагенетического преобразования.

**И з в е с т н я к.** Содержания металлов в известняке возрастают с ростом степени ката- и метагенетических преобразований породы. Особенность распределения элементов — наличие локального минимума на стадии образования углей марки  $A_1$ . Наиболее глубоко он проявлен у цинка — содержание снижается за пределы чувствительности анализа. Это свидетельствует о том, что с ростом ката- и метагенетических преобразований осадочной толщи известняк концентрирует в себе металлы (фиг. 4, а).

**П е с ч а н и к.** Графики вариаций содержаний металлов в песчанике весьма



Фиг. 4. Распределение металлов в породах алмазной свиты (относительно концентраций стадий образования углей марки Д)

*a* – известняк; *б* – песчаник; *в* – алевролит; *г* – аргиллит

похожи между собой, отличаясь только амплитудой (см. фиг. 4, б). В интервале марок углей Д–ОС происходит снижение значений, затем увеличение на ПА (цинк и медь достигают своего максимума), на стадии А<sub>1</sub> снова снижение и на стадии А<sub>2</sub> некоторое возрастание содержаний. У ртути максимум расположен на стадии образования углей марки А<sub>1</sub>, после чего следует резкое снижение до абсолютного минимума. В отличие от известняка, содержание элементов в котором растет, для песчаника, наоборот, характерно общее снижение концентрации металлов от первоначального уровня (марка углей Д). Этот уровень превышает только в пиковой точке графиков.

**А л е в р о л и т.** Графики распределения ртути, меди, цинка в алевролите чем-то похожи на графики в песчанике: снижение значений, затем максимум на стадии образования углей марки ПА и последующее снижение. Поведение свинца иное. После минимума на стадии ОС содержания возрастают, не снижаясь, и достигают максимального значения на стадии образования углей марки А<sub>2</sub>. Оценивая крайние точки исследуемого интервала (Д и А<sub>2</sub>) следует отметить, что лишь только содержание цинка снизилось по отношению к начальному уровню, содержание меди осталось тем же, концентрации ртути и свинца возросли (см. фиг. 4, в).

Следовательно, можно отметить, что в алевролите, как и в песчанике, фиксируется локальный максимум содержаний металлов на стадии образования углей

марки ПА. Общая концентрация цинка снижается, меди — остается на прежнем уровне, ртути и свинца — увеличивается.

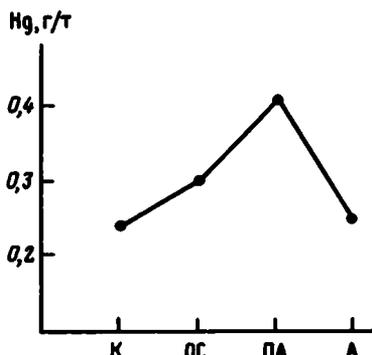
**Аргиллит.** Графики свинца и меди в аргиллите подобны (см. фиг. 4, з): снижение на стадии образования углей марки ОС, затем рост до максимума и сохранение его на нескольких стадиях. Медь достигает максимума на стадии ПА, свинец — на стадии А<sub>1</sub>. По-иному ведут себя ртуть и цинк. До стадии образования углей марки ОС содержание не меняется, затем значения цинка падают, достигая минимума на стадии ПА. В интервале А<sub>1</sub>—А<sub>2</sub> кривые цинка и ртути растут, но максимальных значений не достигают.

**Обсуждение результатов.** Из приведенной характеристики следует, что наиболее отчетливая картина распределения металлов наблюдается у известняка. Содержания всех металлов растут по мере увеличения степени постдиагенетического преобразования породы. Изученные участки (см. фиг. 1) распределены весьма неравномерно на площади бассейна, поэтому закономерный рост содержаний (см. фиг. 4) нельзя связывать с каким-либо первичным конседиментационным распределением элементов в осадках. По-видимому, возрастание концентрации металлов с ростом степени постдиагенетического преобразования известняка следует связывать с увеличением сорбционной и реакционной способностей карбоната кальция по отношению к металлам. Свойство карбонатных пород концентрировать ртуть впервые было установлено А.А. Сауковым [14]. Вероятно, механизм поглощения других металлов может быть аналогичным. С ростом температуры и давления в процессе ката- и метагенеза соответственно должна увеличиваться способность известняка взаимодействовать с металлами.

Более сложное по сравнению с известняками распределение обнаруживается у терригенных пород. Если пренебречь деталями, можно считать, что в песчаниках общая концентрация металлов снижается, в алевролитах она остается примерно на одном уровне, в аргиллитах возрастает. Известняк, естественно, замыкает этот ряд, у него значительно выражена тенденция к накоплению металлов.

На фоне общей тенденции, отмеченной для каждой породы, проявляется также следующая особенность: увеличение концентрации металлов с достижением максимума на стадии образования углей марки ПА, затем снижение значений в сторону антрацитов. Есть, безусловно, ряд исключений из этой схемы (свинец в алевролите, свинец и цинк в аргиллите), но в целом она, по-видимому, отражает общую закономерность, которая по форме графика напоминает кривую логнормального распределения. Независимое изучение распределения токсичных металлов в углях от степени метаморфизма угольных пластов, выполненное в Ростовской области Донбасса [1], показало наличие такой же закономерности. Концентрация элементов нарастает до стадии образования углей марки ПА и снижается в сторону антрацитов (фиг. 5). Породы стадии полуантрацитов имеют и другие, в частности, минералогические особенности. Так, для этих и близких к ним пород стадии тощих углей (Т) характерно резкое снижение в составе глинистой фракции терригенных пород таких минералов, как монтмориллонит, каолинит, смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований, возрастание количества диоктаэдрической гидрослюды (серицита) и хлорита. Характерно также появление кварцевых прожилков.

Все это, по нашему мнению, свидетельствует о том, что на стадии образования углей марок Т-ПА происходит скачкообразное изменение физико-химического состояния осадочных пород: перестройка структур глинистых минералов, увели-



Фиг. 5. Распределение ртути в углях Восточного Донбасса в зависимости от степени метаморфизма [1]  
 Марки углей: К — коксующиеся; ОС — отощенно-спекающиеся; ПА — полуантрациты; А — антрациты

чение растворимости кварца, активизация циркуляции содержащихся в породах флюидов, перераспределение металлов. Все эти процессы интенсивнее проявились в зоне развития антрацитов. Для некоторых пород, таких, как песчаники, это могло привести к высвобождению части металлов из минерального состояния и перемещению их флюидами в более высокие зоны, обогатив при этом зону полуантрацитов. Это высвобожденное количество металлов могло сформировать промышленные залежи руд. Другие породы (глинистые и карбонатные), наоборот, обнаруживают тенденцию к концентрированию металлов.

\* \* \*

Изложенный материал позволяет сформулировать следующие выводы.

1. Установлено преимущественное накопление металлов (ртути, свинца, цинка, меди) в глинистых разностях пород алмазной свиты Донбасса в процессе седиментогенеза.

2. Обнаружено изменение концентрации металлов в процессе постдиагенетического преобразования пород. Характер изменения зависит от литологического типа и свойств самого металла. С ростом степени ката- и метагенетического преобразования содержание металлов в песчанике в целом снижается, в алевролите колеблется, оставаясь почти на одном уровне, в аргиллите незначительно возрастает, в известняках рост концентрации наиболее отчетлив.

3. Рост степени постдиагенетического преобразования пород сопровождается сначала увеличением концентрации металлов в породе с максимумом на стадии образования углей марки ПА, а затем снижением в сторону антрацитов. Мобилизация металлов из пород стадии антрацитов, наиболее четко проявленная в песчаных образованиях, создает предпосылки для формирования промышленных залежей.

#### Литература

1. *Беляев В.К., Мошкин В.М.* Распределение ртути в углях и каменноугольных породах // Разведка и охрана недр. 1985. № 5. С. 28–29.
2. *Большев Л.Н., Смирнов Н.В.* Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1983. 416 с.
3. Геология месторождений и рудопоявлений ртути Украины / Под ред. Скаржинского В.И. Киев: Наук. думка, 1974. 285 с.
4. Геология месторождений угля и горючих сланцев. Т. 1. / Под ред. Кузнецова И.А. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1210 с.
5. *Добрянский А.М.* Про зв'язок структури та кінварного зруднення у Донбасі // Доповіді АН УРСР. 1964. № 6. С. 801–803.
6. *Добрянский А.М., Добрянский Л.А., Захаров Е.П. и др.* Закономерности распределения ртути в породах алмазной свиты Чистяково-Снежнянской котловины Донецкого бассейна // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1984. № 2. С. 13–16.
7. Металлогения Украины и Молдавии / Под ред. Белевцева Я.Н. Киев: Наук. думка, 1974. 512 с.
8. Методика разведки угольных месторождений Донецкого бассейна / Под ред. Буцика Ю.В. М.: Недра, 1972. 340 с.
9. *Никольский И.Л.* Ртутные месторождения Донецкого бассейна. Донецк: Изд-во Донецк. индустр. ин-та, 1959. 87 с.
10. *Никольский И.Л., Добрянский А.М., Корчмагин В.А.* К вопросу об источниках и путях миграции ртути // Геол. журн. 1970. Т. 30. Вып. 3. С. 91–100.
11. *Озерова Н.А.* Первичные ореолы рассеяния ртути // Тр. ИГЕМ АН УССР. 1962. Вып. 72. 156 с.
12. *Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х.* Распределение ртути в осадочных породах // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 3. С. 49–57.
13. *Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х.* Ртуть в осадочном процессе // Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966. С. 211–237.
14. *Сауков А.А.* Геохимия. М.: Наука, 1966. 487 с.
15. *Скаржинский В.И.* Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1973. 203 с.
16. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.

УДК 533.632:552.14

## ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОЛЯНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**Яржемский Я.Я.**, Третьяков Ю.А.

Впервые установлен ряд этапов постседиментационных изменений галопелитового вещества, находящегося в каменной соли. Выявлено, что в надсолевых отложениях имеются тектонические разрывные нарушения, возле которых вероятно нахождение приконтактных зон микрогипергенно-измененных соляных пород. Приконтактные зоны являются поисковым признаком для обнаружения тектонических нарушений.

Работа посвящена закономерностям послеседиментационного изменения галопелитового вещества, находящегося в каменной соли соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения. Галогенные отложения после седиментации испытывают различные изменения. Одними из первых проявляют себя процессы перекристаллизации и собирательной кристаллизации, которые могут проявляться сразу после седиментации и продолжаться в периоды диагенеза — катагенеза — гипергенеза. К сожалению, петрографо-минералогические материалы обычно часто не позволяют уверенно выделять диа- и катагенетические этапы изменения галогенных отложений, и авторы относят их в большинстве случаев к общей категории послеседиментационных изменений, происходивших в соляных породах.

Наиболее определено и отчетливо в галогенных породах проявляются гипергенные процессы. Однако масштабы и результаты их деятельности зависят от интенсивности процесса. Нами изучена начальная фаза гипергенеза, когда еще не произошло выщелачивание хлоридных солей и поэтому сохраняются сами соляные пласты и нет полной десульфатизации галопелитового вещества. Это явление устанавливается в нижней части зоны гипергенеза. По масштабам вторичные изменения пород ничтожны, но они представляют значительный генетический и практический интерес и могут быть выделены в самую раннюю, начальную фазу микрогипергенеза. Выделяя процессы микрогипергенеза галогенных пород, мы вкладываем в них примерно то же содержание, что и Н.Б. Вассоевич [1, 2] в понятие криптогипергенеза в осадочных породах. В суждениях о микрогипергенных преобразованиях, по данным минералого-петрографического и геохимического исследований, мы исходим из рассмотрения теснейшего парагенезиса галита каменной соли и находящегося в ней галопелитового вещества. Последнее же в свою очередь представляет собой сложный комплекс аутигенных (сульфатно-карбонатных) и терригенных (преимущественно силикатных алюмосиликатных) компонентов, которые в случаях вовлечения их в сферу хотя бы ничтожнейших проявлений микрогипергенеза начинают приводить к ряду природных изменений в галогенных породах.

Приведенные ниже результаты исследования отражают многолетний опыт авторов по изучению соляных пород как Верхнекамского месторождения, так и галогенных отложений Восточной Сибири, Прикаспия и Старобинского месторождения [13]. Выделены следующие этапы проявления послеседиментационных микрогипергенных процессов: 1) непроявленный (или почти непроявленный); 2) начальный (слабо проявленный); 3) отчетливый (проявленный); 4) зрелый.

Этапы отличаются друг от друга интенсивностью преобразования пород и имеют следующие характеристики.

1. При непроявленном (почти непроявленном) этапе послеседиментационных изменений галопелитовые компоненты в соляной породе и в сульфатно-мергелистых пластах сохраняют почти полностью специфические черты их седиментации. Структура их пелитоморфная (при размерах зерен менее или около 0,001 мм). Микроструктура или вовсе не проявляется, или оказывается микрослоистой при мощности прослоев около 0,01–0,10 мм. По цвету микрослои либо не различаются, либо распознаются по различным оттенкам от серого до черного цветов. Более светлые (серые) тона обычно связаны с доминированием пелитоморфных карбонатных отложений, более темные (темно-серые, черные) – пелитоморфных: ангидритовых, отчасти карбонатных, а также силикатных и алюмосиликатных.

2. Начальный (слабо проявленный) этап характеризуется процессами собирательной кристаллизации компонентов галопелитового вещества. В основном по контактам галопелитового вещества с зернами галита появляются ангидритовые образования микро- и мелкозернистой структуры, линзовидные, желвачные, комковидные. В начальную стадию могут проявляться результаты самой ранней гипергенной гидратации образовавшихся желвачных ангидритных скоплений. На периферии желвачков возникают гипсовые новообразования, имеющие только минералогическое значение.

Собирательная кристаллизация карбонатной части пелитоморфного вещества приводит также к некоторому обособлению их участков, хотя и не столь отчетливых, как у желвачного ангидрита. В пределах таких участков размеры зерен и кристаллов карбонатов нередко могут достигать 0,01–0,10 мм, при которых они хорошо диагностируются иммерсионным методом.

Одновременно появляются первые признаки изменения силикатных и алюмосиликатных компонентов галопелитового вещества. Это выражается в образовании мельчайшего микроочажкового опала (который трудно диагностируется) и в особенности разноструктурного халцедона, иногда переходящего в халцедон-кварцевые розетковидные и иной формы новообразования. Однако этот ранний "силикатный гипергенез" начального этапа представляет лишь генетический интерес в связи с малым масштабом его проявлений, с его неотчетливыми, "нерешительными проявлениями", которые трудно заметить на микрофотографиях.

3. Отчетливый (проявленный) этап характеризуется заметным обособлением продуктов раннегипергенной деятельности. В составе галопелитового вещества в ряде мест начинается собирательная кристаллизация и перекристаллизация ангидрита. Обычно возникают его разные кристаллические образования при величине зерен и кристаллов от 0,01 до 0,1–0,2 мм, в особенности на их пограничных с галитом участках. Продолжается перекристаллизация ангидрита и в его желвачных образованиях, особенно на их периферических частях, где возникают иногда тонкопризматические и игольчатые венцеобразные оторочки ангидрита. В случаях протекания раннегипергенной гидратации ангидрита образуются всевозможные сочетания новообразованного гипса и сохраняющегося (и доминирующего в сульфатной части) ангидрита. При этом в огипсованных участках обычно наблюдаются микровключения реликтового ангидрита. Происходит также собирательная кристаллизация карбонатных компонентов, нередко приводящая к появлению единичных или групповых многочисленных ромбоэдрических кристаллов или неправильной формы зерен доломита (и кальцита) размерами до 0,3 мм, преимущественно вдоль контактов галопелитового вещества и вмещающего их галита каменной соли.

В отчетливой стадии раннего гипергенеза происходит дальнейшее разложение терригенных компонентов галопелитового вещества. Появляются в большем или меньшем количестве очажки раннего "силикатного гипергенеза", представляющие многогранные сочетания халцедона и кварца между собой, различным

образом расположенные. Они легко могут быть зафиксированы на микрофотографиях даже при небольших увеличениях.

4. Зрелый этап раннего гипергенеза в галопелитовых отложениях сопровождается прежде всего значительной гидратацией ангидрита и появлением среди него гипса, который может играть роль главного сульфатного компонента в галопелитовой части породы. Огипсование ангидрита как бы "открывает дорогу" протеканию сложных и многогранных процессов раннего гипергенеза в той или иной мере засоленной галопелитовой среде. Прежде всего присутствующий в ее составе пелитоморфный доломит, обладающий огромной поверхностью своих мельчайших зерен, в контактах с новообразованным гипсом становится неустойчивым компонентом и, вступив с ним во взаимодействие по пути обратного хода природной реакции Гайдингера, приводит к образованию кальцита ( $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 + \text{CaSO}_4 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4$ )<sup>1</sup>. Подвергающееся разложению терригенное вещество выделяет в числе своих компонентов значительное количество кремнезема, который вместе с магнием, освобождающимся из доломита в процессе его кальцитизации, дает хлориты, иллит, а избыточный кремнезем — массу аутигенных халцедон-кварцевых минеральных новообразований, которые на зрелом этапе раннего гипергенеза могут переполнять галопелитовые участки породы, располагаясь в них либо беспорядочно, либо образуя следы неотчетливо выраженных послеседиментационных прослоев в породах. Многочисленные примеры разных стадий микрогипергенеза приведены в атласе [13].

На Верхнекамском месторождении особенности проявления четырех стадий микрогипергенного процесса можно проследить на примере изменения соляных отложений по третьему стволу Второго Березниковского калийного комбината, петрографическое описание которых дано Н.В. Мелковой [5]. По разрезу ствола соляные породы толщи залегают в интервале с первой по третью ритмопачки включительно (таблица). Выше находятся терригенные несоляные отложения суммарной мощностью 84 м. Их характеристика соответствует таковой сводного несоляного типа разреза соляно-мергельной толщи [11].

Анализ материалов показывает (см. таблицу), что в отложениях покровной соли и нижней части соляно-мергельной толщи заметных послеседиментационных изменений не наблюдается и в породах сохранены главнейшие черты их первичного осадкообразования. Начальный этап микрогипергенных процессов устанавливается в пласте каменной соли второй ритмопачки. Здесь широко проявлены собирательная кристаллизация ангидрита с образованием мелкожелвачных его форм. В пласте сульфатно-мергелистой породы третьей ритмопачки наблюдается парагенезис кальцита с гипсом, что, вероятно, свидетельствует о частичном раздоломичивании пелитоморфного доломита с образованием кальцита. Однако главная часть кальцита принадлежит его седиментационной пелитоморфной разновидности. Этот парагенезис с частичным проявлением халцедонизации, окварцевания галопелитового вещества свидетельствует об этапе отчетливого проявления вторичных процессов. Верхняя часть разреза третьей ритмопачки мощностью 10,7 м соответствует зрелой стадии их развития. Весьма наглядно и интенсивно вторичные изменения проявились в базальном пласте каменной соли. В нем гидратация ангидрита сопровождается не только интенсивной халцедонизацией, окварцеванием, но и кальцитизацией зерен галита и участков мелкозернистого ангидрита. Местами в мелких (1–3 мм) галопелитовых участках развивается сплошная силификация: халцедон из этих участков имеет в шлифе желтовато-коричневую окраску и обычно параллельно-волокнистое строение. Иногда при разложении галопелитового вещества из него растут в галит кварцевые и карбонатные кристаллы. [13]. Аналогичная картина микрогипергенного разложения галопелитов наблюдается и в маломощных слоях каменной соли третьей ритмопачки. Здесь наряду с продуктами гидратации ангидрита, силификации галопелитового ве-

<sup>1</sup>Приводятся фактически парагенезисы перекристаллизованных кальцита и гипса [5].

**Развитие процессов микрогипергенеза в соленосной части разреза соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения  
(рудник БКРУ-2, шахтный ствол 3)**

| Глубина, м | Номер ритмоначки; терригенная (А) и соляная (Б) ее части | Порода и ее положение в разрезе             | Мощность, м | Этапы процессов микрогипергенеза |                             |                       |                   | Макрогипергенез |
|------------|--|---|-------------|----------------------------------|-----------------------------|-----------------------|-------------------|-----------------|
|            |  |   |             | почти не-проявленный             | начальный слабо проявленный | отчетливо проявленный | отчетливый зрелый |                 |
| 272,8      | 4 – 9  | Несоляные отложения соляно-мергельной толщи | 84,0        |                                  |                             |                       |                   | +               |
|            |  | Второй слой каменной соли и ее галопелиты   | 1,0         |                                  |                             |                       | +                 |                 |
|            |  | Второй слой сульфатно-мергелистой породы    | 0,7         |                                  |                             |                       | +                 |                 |
|            | Б  | Первый слой каменной соли и ее галопелиты   | 2,1         |                                  |                             |                       | +                 |                 |
|            |  | Первый слой сульфатно-мергелистой породы    | 2,0         |                                  |                             |                       | +                 |                 |
|            | 3  | Третий пласт каменной соли и ее галопелиты  | 4,9         |                                  |                             |                       | +                 |                 |
| 289,0      | А  | Третий пласт сульфатно-мергелистой породы   | 5,5         |                                  |                             | +                     |                   |                 |
|            |  | Галопелиты из второго пласта каменной соли  | 12,9        |                                  | +                           |                       |                   |                 |
|            | 2  | Второй пласт каменной соли                  |             |                                  | +                           |                       |                   |                 |
| 303,3      | А  | Второй пласт сульфатно-мергелистой породы   | 1,4         | +                                |                             |                       |                   |                 |
|            |  | Галопелиты из первого пласта каменной соли  | 6,5         | +                                |                             |                       |                   |                 |
|            | 1  | Первый пласт каменной соли                  |             | +                                |                             |                       |                   |                 |
| 310,9      | А  | Первый пласт сульфатно-мергелистой породы   | 1,1         | +                                |                             |                       |                   |                 |
| 321,4      | Покровная каменная соль                                  | Каменная соль                               | 10,6        | +                                |                             |                       |                   |                 |

щества отмечается появление средне- и крупнокристаллического кальцита как продукта раздоломичивания пелитоморфного доломита (или, может быть, как продукта послеседиментационной собирательной перекристаллизации первичного пелитоморфного кальцита). Процессы образования кальцита как результат раздоломичивания доломита в гипергенно-измененных галогенно-карбонатных толщах довольно детально охарактеризованы в работе [7], хотя, к сожалению, без должной связи с явлениями силификации, которые в наших материалах играют весьма существенную роль.

Выше третьей ритмопачки процесс гипергенного изменения пород усилился настолько, что произошло полное выщелачивание каменной соли из галогенных отложений [8] и на контакте "терригенные отложения – каменная соль" образовались карстовые полости длиной до нескольких метров и высотой 10–20 см [3]. В соседнем втором стволе в одной карстовой полости обнаружено скопление вторичного мирабилита и галита, находящихся в соотношении (г/л):  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  88,30;  $\text{NaCl}$  121,77;  $\text{CaSO}_4$  2,21;  $\text{MgSO}_4$  0,69;  $\text{Br}$  0,034. Следовательно, приведенные выше материалы показывают, что в соленосных отложениях вблизи границы их перехода в терригенно-хемогенные отложения имеется приконтактовая зона микрогипергенно-преобразованных пород мощностью около 10 м. Наличие такой переходной зоны позволяет использовать ее (в соответствующих условиях) для прогноза местоположения самого источника слабоминерализованных вод, так как интенсивность вторичных изменений в породе возрастает в направлении к источнику вод.

На Верхнекамском калийном месторождении поступление вод к соляной залежи происходит в основном двумя путями: под влиянием вывода пластов каменной соли при складкообразовании в зону активного водообмена, как это было в рассмотренном выше примере, или в результате инфильтрации вод к соляной залежи по тектонически ослабленным зонам. В первом случае происходило региональное по площади выщелачивание каменной соли на сводах тектонических поднятий [3, 4, 12] или в крайних частях месторождения [6]. Второй путь поступления вод изучен еще недостаточно, но он имеет большое практическое значение, так как тектонические нарушения, разрывая верхние горизонты соляных отложений, подводят воду непосредственно к калийной залежи, нарушая тем самым водозащитный целик над промышленными пластами. Тектонически ослабленные зоны были выявлены Ю.А. Третьяковым в 1979 г. геоморфологическим методом на основе морфометрического анализа гидросети в южной части месторождения (фигура). Теоретической основой метода [9, 10] является положение о том, что вертикальные тектонические движения кристаллического фундамента и осадочного чехла находят широкое отражение в строении профилей рек. Например, в местах выхода разрывных нарушений на дневную поверхность в них происходит избирательный (линейный) размыв русла реки, а на продольном ее профиле появляется участок более резкого (аномального) уклона реки. Выявленные нами нарушения по возрасту относятся к самым молодым – неотектоническим, а по амплитуде смещения блоков – к малоамплитудным, в основном с величиной превышения 1–6 м. Углы падения плоскости разрывных нарушений крутые (70–90°), так как нарушения формировались под влиянием радиально направленных тектонических сил. В плане эти нарушения образуют кольцевые структуры в диаметре до нескольких километров или залегают в виде серии параллельных нарушений протяженностью до 6 км.

Опыт эксплуатации Верхнекамского месторождения показал, что в соляных отложениях тектонические напряжения отразились, как правило, в форме пластических (складчатых) деформаций, а в надсолевых породах разрядка напряжения произошла в виде разрывных деформаций. Граница перехода от разрывных нарушений к складчатым проходит примерно по кровле покровной каменной соли и отражает зависимость типа деформации от физико-механических свойств пород. По стратиграфическому разрезу от дневной поверхности до покровной каменной



соли, в том числе и в соляно-мергельной толще, тектонически ослабленные зоны представляют участки интенсивной трещиноватости соляной и терригенной породы с наличием микросбросов с амплитудой до 0,4 м. При разбурировании трещиноватых зон скважинами обломки породы дополнительно истираются в колонковой трубе и приобретают вид хорошо окатанных образований, которые ранее ошибочно принимались за гравелиты уральских пород. По данным Г.М. Коноваловой, изучавшей подобные образования при проходке второго ствола на руднике БКРУ-3, гравийные зерна представлены мергелем, каменной солью, ангидритом, кварцем и пиритом. Часто встречаются окатанные обломки мергеля и каменной соли размером от 1 до 8 см. Количество грубообломочного и глинистого материала составляет примерно по 50% объема.

Тектонически ослабленные зоны обводнены неравномерно, что связано с неодинаковой раскрытостью трещин различного направления. Например на шахтных полях БКЗ-4 и БКРУ-3 наиболее водообильны разрывные нарушения соответственно меридионального и северо-восточного простираний. При этом вполне вероятно, что возле тектонических разрывных нарушений в соленосных отложениях также существуют приконтактовые зоны микрогипергенно преобразованных пород, но расположенных субвертикально. Поэтому обнаружение в галогенных породах зон приконтактовых изменений позволит более точно прогнозировать местоположение самого разрывного нарушения.

\* \*  
\*

1. В пластах каменной соли на контакте с обводненными терригенными отложениями расположена зона микрогипергенно-измененных пород мощностью более 10 м. Вторичные изменения коснулись только галопелитового вещества каменной соли, в котором наблюдаются различные проявления гидратации ангидрита, окварцевания терригенного материала и изменение состава карбонатов. По интенсивности микрогипергенного процесса выделено четыре этапа послеседиментационного преобразования галопелитового вещества.

2. Сплошность надсолевых отложений нарушена тектоническими разрывами. Они имеют крутые углы падения и распространены по разрезу в интервале от дневной поверхности до горизонта покровной каменной соли. Разрывные нарушения служат первоочередными путями миграции вод к калийной залежи. В соляных отложениях возле тектонических нарушений вероятно существование широких приконтактовых зон микрогипергенно-измененных пород, что следует учитывать при прогнозе и разведке местоположения самого разрывного нарушения.

#### Литература

1. *Вассоевич Н.Б.* О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. Геология и геохимия. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 156–176.
2. *Вассоевич Н.Б.* Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза // Тр. ВНИГРИ. 1962. Вып. 190. С. 220–243.
3. *Иванов А.А., Воронова М.Л.* Верхнекамское месторождение калийных солей // Тр. ВСЕГЕИ. 1975. Т. 232. С. 29–30.
4. *Копкин В.И.* Некоторые особенности соляного карста в районе Верхнекамского месторождения // Тр. Ин-та геологии Уральск. фил. АН СССР. 1964. Вып. 69. С. 161–167.
5. *Мелкова Н.В.* Петрографическая характеристика пород переходной толщи южной части Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1974. Вып. 69. С. 15–22.
6. *Морозов Л.Н.* О проявлении карстовых процессов на Верхнекамском калийном месторождении. Геология и полезные ископаемые Урала. Ч. 2. Свердловск: Изд-во УТГУ, 1969. С. 118–120.

7. Писарчик Я.К., Беленицкая Г.А., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Основы методики литолого-фациального анализа гипергенно-измененных галогенно-карбонатных толщ для целей поисков полезных ископаемых // Тр. ВСЕГЕИ, 1972. С. 24–25.
8. Поликарпов А.И., Мелкова Н.В., Киселева О.В. Породы и минералы – индикаторы выщелоченных галогенных отложений соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1982. Вып. 35. С. 34–44.
9. Сетунская Л.Е. Карта уклонов гидросети. Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М.: Недра, 1970. С. 53–58.
10. Соколовский И.Л., Волков Н.Г. Методика поэтапного изучения неотектоники. Киев: Наук. думка, 1965. 133 с.
11. Третьяков Ю.А., Сапегин Б.И. Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей. Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. С. 52–59.
12. Ходьков А.Е. Вопросы формирования и использования естественных рассолов Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1953. Вып. 28. С. 3–36.
13. Яржемский Я.Я., Протопопов А.Л., Лобанова В.В. и др. Атлас структур и текстур галогенных пород. Л.: Недра, 1974. 231 с.

ПО "Уралкалий",  
Березники

Поступила в редакцию  
15.XII.1987

УДК 551.35 (265/265)

**ЛИТОЛОГИЯ, ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ  
НАКОПЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕЙШЕЛЬСКИХ  
ОСТРОВОВ**

Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н.

Показано, что среди новейших отложений островной суши Сейшельских островов выделены три основных типа разрезов, присущих горным островам, поднятым рифам и низким аккумулятивным островам. В генетическом отношении отложения представлены субаэральными (элювиальными, склоновыми, золовыми), субаквальными и аквальными (рифовые, лагунные, морские) и биогенными (гуано, фосфориты) образованиями, составляющими фации и фациальные ряды.

Сейшельские острова, расположенные в экваториальной части Индийского океана, представляют собой обширный архипелаг островов, различных по происхождению, рельефу и составу пород. Большая часть островной суши сложена покровом новейших отложений, разнообразных по литологии и генезису. Выделяются три основных типа разреза.

*Первый тип* присущ горным островам (Маэ, Праслен, Силуэт и т.д.). Для него характерно: 1) повсеместное присутствие исходной толщ материнских пород — палеозойских гранитов; 2) относительно широкий генетический диапазон отложений, с резким преобладанием осадков субаэрального генезиса — элювиальных, обвальных и особенно элювиально-обвальных; 3) по вещественному составу доминирование в отложениях терригенных пород — продуктов разрушения материнских гранитов. Морские карбонатные образования развиты лишь по периферии островов.

*Второй тип* разреза свойствен островам, представляющим поднятые рифы (Сен-Пьер, Альдабра, Ассампшен). Он имеет двучленное строение. Нижняя, большая часть разреза, сложена мелководными известняками поднятого рифа, а меньшая, аккумулятивная, представлена молодыми аквальными и субаэральными образованиями. Между отложениями рифовой платформы и аккумулятивного чехла повсеместно прослеживаются следы длительного перерыва морского осадконакопления.

*Третий тип* разреза наиболее распространен на низких аккумулятивных островах, расположенных по окраине Сейшельской банки, Амирантских островах и частично на островах группы Фаркуар. Он характеризуется крайне однотипным и простым строением (маломощные молодые аккумулятивные образования преимущественно прибрежно-морского генезиса).

Наконец, можно выделить и промежуточный тип разреза, близкий ко второму, с той лишь разницей, что в видимой части разреза мощности известняков поднятого рифа и аккумулятивного покрова близки. По некоторым особенностям строения он имеет сходные черты с третьим типом. Это прежде всего касается покровного распространения на островах прибрежно-морских осадков, что не отмечается для островов со вторым типом строения разреза. Промежуточный тип характерен для островов со слабо приподнятым рифом (Фаркуар, Астов, Космоledo).

Среди разнообразных осадков островной суши Сейшельских островов выделяются следующие генетические разности: субаэральные (элювиальные, склоновые, золовые), субакральные и акральные (речные, биогенные лагунные и морские), состоящие из ряда фаций (табл. 1).

Фашии новейших отложений и их распространение

| Генетическая классификация |                               |                   |   | Характерные литологические черты  | Распространение  |                |                |
|----------------------------|-------------------------------|-------------------|---|---|------------------|----------------|----------------|
| группа                     | тип                           | подтип            | фашии   |   | гористые острова | атоллы         |                |
|                            |                               |                   |   |   |                  | поднятые       | низкие         |
| Субазральные               | Элювиальные                   | Кора выветривания | Латериты  | Красноцветная порода алюмо-железисто-силикатного состава  | Широкое          | Незначительное | —              |
|                            | Склоновые                     |                   | Элювиально-гравитационные (фашия древних обвалов) | Сильновыветрелый разнообломочный материал в рыхлом красноцветном заполнителе                        | ”                | —              | —              |
|                            |                               |                   | Обвальные (гравитационные)                        | Разнообломочные, преимущественно глыбовые накопления  | ”                | —              | —              |
|                            |                               | Делювиальные      | Слабо сортированная супесчано-песчаная порода     | Умеренное   | —                | —              |                |
|                            | Золовые                       |                   | Золовые   | Пески хорошо сортированные мелкозернистые, образующие дюны и холмы                                  | —                | Широкое*       | Незначительное |
| Субазрально-субаквальные   | Биогенные (связанные с гуано) |                   | Островные фосфориты                               | Фосфоритсодержащие породы коричневого и светло-коричневого цвета                                    | —                | ”              | Умеренное      |
| Аквальные и субаквальные   | Речные                        |                   | Пойменные   | Супесчано-илистые отложения с растительными остатками, гумусированные                               | Незначительное   | —              | —              |
|                            |                               |                   | Русловые  | Разнообломочный материал гранитного состава в песчаном кварцевом и кварц-полевошпатовом заполнителе | ”                | —              | —              |

|          |                    |  |   |                |                |         |
|----------|--------------------|--|---|----------------|----------------|---------|
| Лагунные |                    | Мангров                                | Песчано-иловые отложения с массой растительных остатков                 | Умеренное      | —              | —       |
|          |                    | Внутриостровных лагун                  | Хорошо сортированные тонкие карбонатные пески с растительным материалом | —              | Умеренное      | —       |
|          |                    | Лагун атоллов                          | Пески карбонатные разносортированные                                    | —              | Широкое        | Широкое |
| Морские  | Прибрежно-морские  | Осушки                                 | Пески с обломками органического материала                               | Умеренное      | Умеренное      | ”       |
|          |                    | Современного и древнего пляжа и террас | Сортированные пески и песчаники (бичрок)                                | ”              | ”              | ”       |
|          | Мелководно-морские | Островные пески риф-флота              | Пески и рыхлые песчаники хорошо сортированные                           | —              | Незначительное | ”       |
|          |                    |  | Плотные светлые известняки, частично перекристаллизованные              | Незначительное | Широкое        | —       |

---

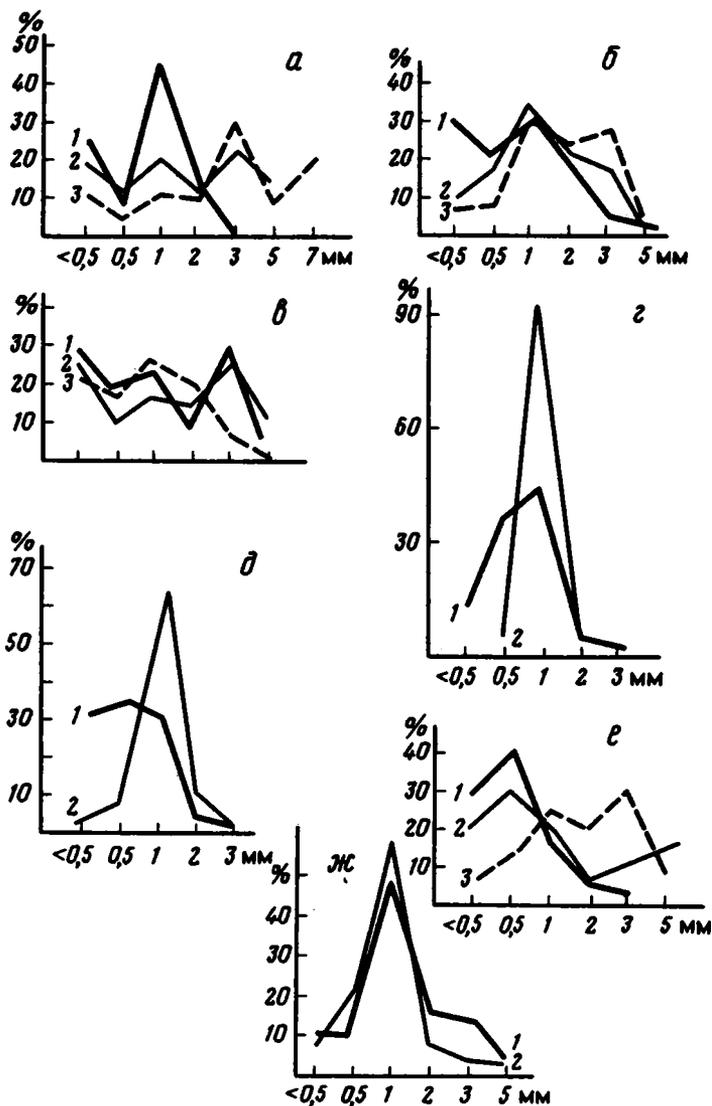
\* В зоне юго-восточного пассата.

Элювиальные образования (субаэральные отложения, фация латеритов) в основном представлены красноцветной корой выветривания. Почвенный покров на гранитах гористых островов обычно выражен в виде глубоко проработанного почвенного профиля латеритного типа. На атоллах почвенный профиль развит слабо, в виде скелетных карбонатных почв либо слабых следов почвообразования в поверхностном слое осадков. Положение островов в экваториальной зоне с высокими температурами, обильными осадками и густой растительностью предопределило активное развитие химико-биологических процессов, обуславливающих интенсивное выветривание материнских гранитов и превращение их в типичные латериты. Элювий широко развит на уплощенных вершинах или выположенных склонах гранитных массивов горных островов. В зависимости от времени формирования, сохранности, геоморфологического положения, степени и глубины проработки гранитов состав отложений может быть весьма разнообразным. В целом для разреза латеритов типичны следующие черты строения. В верхней части это сильновыветрелые, затронутые почвообразованием породы супесчаного состава, желтого и коричнево-оранжевого цвета. Для них характерно полное отсутствие сортировки в песчаной фракции, что выражается на гистограммах "пилообразной" кривой механического состава (фиг. 1). По составу в песчаной фракции резко преобладает ( $> 75\%$ ) кварц. В меньших количествах присутствуют сильновыветрелые зерна полевых шпатов, частично выщелоченные и замещенные каолиновыми минералами. Тяжелая фракция насыщена аутигенными минералами, гидроокислами железа, обычны ильменит и гематит. Ниже по разрезу отложения приобретают более "густые" красно-бурые и кирпично-малиновые цвета, становятся глинистыми, с более четкой дифференциацией механического состава. Среди глинистых минералов, по данным рентгеноструктурного анализа, господствуют каолинит и гиббсит с примесью гётита. По материалам термического анализа, состав коры каолинит-гётитовый. В основании в отложениях вновь увеличивается количество грубозернистого материала – хряща корродированного кварца, и осуществляется постепенный переход в сильновыветрелую материнскую породу. В целом при формировании элювия происходит преобразование полевых шпатов и роговой обманки коренных гранитов в каолинит, а в дальнейшем – гиббсит, и обогащение коры выветривания кварцем. Если исключить господствующую спаллитическую составляющую, продукты элювия состоят из  $Al_2O_3$  (60,7%),  $Fe_2O_3$  (9,6%) и  $H_2O$  (29,8%).

Среди осадков склонов выделяются: обвальное-осыпные (гравитационные), элювиально-гравитационные и делювиальные.

Обвальные (гравитационные) накопления развиты эпизодически вдоль отвесных и крутых склонов горных массивов. По составу это разноглыбовый материал гранитов, заполненный более мелкими обломками пород.

Наиболее распространены среди новейших отложений горных островов специфические элювиально-гравитационные образования, представляющие сильно переработанные процессами выветривания древние обвальные накопления. Среди них выделяют две разновидности: 1) грубообломочную и разноглыбовую, состоящую из обломков гранитов различного размера и сохранности, и 2) относительно тонкую, являющуюся материалом заполнителя. По существу заполнитель представляет собой рыхлый, разной степени выветрелости, материал исходного гранитного состава, близкий корам выветривания, но менее проработанный, со следами небольших смещений по разрезу. Это пылеватые, красно-бурые и коричнево-желтые супеси и пески, по механическому составу сходные с латеритами, преимущественно кварцевого и кварц-полевошпатового состава. Широкое развитие элювиально-гравитационных отложений среди гористых островов Сейшельской банки обусловлено особенностями их рельефа – наличием гранитных массивов, обеспечивающих постоянное обрушение склонов по трещинам отдельностей, и положением в экваториальном климате, с интенсивным процессом разрушения коренных пород до рыхлых латеритов. Последний член склонового генетического



Фиг. 1. Характер кривых показателей гранулометрического состава разных генетических типов новейших отложений о-ва Маэ

*a* – кора выветривания; *б* – элювиально-гравитационные; *в* – делювиальные; *г* – прибрежно-морские (пляж); *д* – прибрежно-морские (терраса); *е* – лагунные; *ж* – аллювиальные; 1–3 – номера образцов

ряда – делювиальные отложения – ограниченно развит на островах. Причина этого заключается в блокировке склонов обвальными и элювиально-гравитационными образованиями и густом растительном покрове. Заметное участие делювиальных отложений в строении склонов наблюдается только на пологих площадках, освоенных человеком под сельскохозяйственные угодья и строительные нужды, т.е. везде, где ликвидированы растительность и глыбовый “каркас” склонов.

Состав делювиальных отложений близок к материалу заполнителя смежных элювиально-гравитационных образований, отличается от них наличием слабовыраженной слоистой текстуры, обусловленной послойным расположением в толще грубообломочного материала. Это супесчано-песчаные, слабо либо практически не сортированные отложения желто-бурого цвета небольшой мощности. В делювии

по сравнению с корой выветривания и элювиально-гравитационными отложениями устанавливается заметная дифференциация минерального материала, выражающаяся увеличением содержания тяжелой фракции (табл. 2), особенно за счет концентрации магнитных минералов.

Золотые осадки, представляющие типичные субаэральные образования, характерны для островов, расположенных в зоне юго-восточного пассата. Наиболее широко они развиты на наветренных побережьях островов, в рельефе которых образуют отдельные холмы, дюны и системы вытянутых вдоль берега дюн. Источниками питания золотых осадков служат пески осушки, пляжа и волнового заплеска. Наиболее крупные песчаные скопления, образующие дюны высотой до 15 м и более, приурочены к местам обширных осушек и кутовым частям бухт, где бичрок отсутствует либо сильно разрушен. Таким образом, несмотря на обширность и протяженность наветренных побережий островов, расположенных на пути юго-восточного пассата, золотые отложения активно образуются лишь в местах присутствия крупных обсыхающих полей прибрежно-морских осадков. По составу золотые пески близки к осадкам питающих участков, от которых отличаются более тонким механическим составом, лучшей сортировкой (см. фиг. 1) и присутствием тонкопылеватого налета на песчаниках.

Фациально разнообразная субаквально-аквальная группа отложений в основном состоит из морских осадков, другие генетические разности менее развиты в разрезах новейших отложений островной суши. К ним прежде всего относятся аллювиальные образования, характерные только для относительно крупных горных островов, где они развиты в слабо разработанных долинах временных и постоянных водотоков. В верховьях и средних частях долин это преимущественно современные русловые фации аллювия — грубообломочный материал в разнопесчаном заполнителе преимущественно кварцевого и кварц-полевошпатового состава. На узкой приморской равнине, где долины лучше выработаны, отмечены отложения пойменных фаций, слагающие верхние части разрезов пойм и террас. В аллювии устанавливается увеличение (до 9%) выхода тяжелой (см. табл. 2) и особенно магнитной фракции, высокое содержание устойчивых минералов, таких, как ильменит и циркон и особенно роговой обманки (до 20% и более). По составу пойменные фации осадков относительно тонкие, яснослоистые, с элементами цикличности. Для аллювия в целом характерен относительно грубый разносортированный (см. фиг. 1) песчаный состав с господством в легкой фракции кварцевой и кварц-полевошпатовой составляющих и наличием многочисленного грубообломочного материала. В аллювии о-ва Маэ (табл. 3) отмечаются все микроэлементы, зафиксированные в коре выветривания, но в пониженных концентрациях. Отмечается лишь некоторое увеличение Ni, Zn и Co, резкое возрастание примесей стронция с тенденцией к еще более значительному увеличению его в морских осадках.

Аллювиальные отложения в устьях рек обычно выходят в лагуны; образуя с ее осадками естественный парагенетический ряд. Отложения этого типа лагун, так же как и близкие им аллювиальные образования, обычно сложены разнозернистым песком, плохо сортированным, преимущественно кварцевого состава, с некоторым количеством грубообломочного разнокатанного карбонатного материала, попавшего в лагуну из моря во время штормов.

Среди лагунных отложений островов выделяются еще фации болот, внутриостровных лагун и лагун атоллов. Осадки мангровых болот развиты на побережье горных островов и по периферии некоторых лагун атоллов (Космоledo, Альдабра). Они имеют относительно тонкий песчано-илистый состав и содержат большое количество растительного материала различной стадии разложения с гнилостным запахом. На о-ве Маэ в отложениях мангровой лагуны наряду с обычным минеральным составом осадков обнаружены разнообразные аутигенные (кальцит, гидроокислы железа и марказит) и акцессорные (пироксены, сфен, эпидот и др.) минералы.

В фациях внутриостровных лагун атоллов, обнажающихся на осушке и пляжах,

Таблица 2

## Минеральный состав отложений о-ва Маз (составлена Л.И. Базиловской)

| Генезис              | Выход тяжелой фракции, % | Минеральный состав (фракция 0,25–0,1 мм), % |        |                 |                    |         |                |               |                  |                 |
|----------------------|--------------------------|---|--------|-----------------|--------------------|---------|----------------|---------------|------------------|-----------------|
|                      |                          | тяжелая фракция                             |        |                 |                    |         | легкая фракция |               |                  |                 |
|                      |                          | ильменит                                    | циркон | роговая обманка | гидроокислы железа | сростки | кварц          | полевые шпаты | обломки кораллов | обломки раковин |
| Элювий               | 2,4                      | 6,8   | –      | 0,5             | 92,5               | –       | +              | +             | –                | –               |
| Элювиально-обвальные | 0,1                      | 70,0  | 1,7    | 1,1             | 27,0               | –       | +              | +             | –                | –               |
| ”                    | 3,8                      | 97,2  | 0,6    | –               | 0,6                | 1,7     | +              | +             | –                | –               |
| Делювий              | 4,1                      | 73,4  | 0,7    | 2,8             | 18,4               | 4,2     | +              | +             | –                | –               |
| Аллювий              | 9,0                      | 70,3  | 1,5    | 22,2            | 5,2                | 0,7     | +              | +             | –                | –               |
| ”                    | 4,4                      | 47,0  | 2,0    | 19,0            | 30,0               | 2,0     | +              | +             | –                | –               |
| Морские (терраса)    | 13,3                     | 91,5  | 0,5    | 3,4             | 2,9                | 1,4     | +              | +             | +                | +               |
| Морские (пляж)       | –                        | –   | –      | –               | –                  | –       | +              | –             | +                | +               |

Примечание. Знак “плюс” означает присутствие минерала, прочерк – отсутствие.

Содержание стронция в карбонатных породах,  $10^{-3}\%$ 

| Номер образца | Месторождение                    | Поднятый риф-флет | Пляж |
|---------------|----------------------------------|-------------------|------|
| 1             | Атолл Альдабра (о-в Саут-Айленд) | 30                | 500  |
| 2             | ”                                | 8                 | 500  |
| 3             | То же (о-в Полинии)              | 20                | 500  |
| 4             | о-в Ассампшен                    | 80                | 500  |
| 5             | о-в Астов                        | 80                | 400  |

пески содержат различную примесь грубообломочного материала, имеющего худшую окатанность, чем на смежных мористых участках побережий.

Среди аквальных отложений островов — господствующего типа осадков атоллов — распространены фаши прибрежно-морских и мелководно-морских образований. Прибрежно-морские отложения представлены породами аккумулятивного чехла террас, плитами бичрока и современными осадками пляжа и осушки.

Отложения террас развиты по периферии горных островов и в части поднятых атоллов (Альдабра, Ассампшен, Феркуар, Провиденс). Они отсутствуют на низких островах, где им одновозрастны пески и песчаники, слагающие островную сушу. В генетическом отношении это различной степени литифицированные осадки древних пляжей с системой береговых валов, в настоящее время выведенные из-под волнового воздействия, образующие террасовидные поверхности высотой до 3 м. По составу эти пески рыхлые и на уровне грунтовых вод разнозернистые, обычно мелко- и среднезернистые, на атоллах исключительно карбонатные. На побережьях горных островов отложения по составу более разнообразны: в легкой фракции — кварц-карбонатные и кварц-полевошпатово-карбонатные; в тяжелой фракции, составляющей иногда до 13%, отмечается высокое содержание ильменита (см. табл. 2).

Относительно древними пляжевыми образованиями являются породы бичрока, встреченные практически на всех Сейшельских островах. Как правило, они представлены несколькими плитами песчаника, составляющими разновозрастные генерации пород. По составу это карбонатные, реже кварц-карбонатные (гористые острова) породы, серые и светло-серые, разнозернистые, состоящие из обломков кораллов, иногда существенно фораминиферовые, с включениями спикул губок, мшанок и водорослей халимеда. Характерна полосчатая текстура пляжевого типа. На берегах с сильным волновым воздействием породы бичрока часто представлены гравелитами и конгломератами. Цемент пород всегда карбонатный. Отмечается присутствие в цементе низко- и высокомагнезального кальцита и игольчатого арагонита. Несомненно, что в процессе цементации пород бичрока участвуют разные явления: капиллярное испарение морской воды, дегазация грунтовых вод, смешивание пресных и морских вод в зоне пляжа. Образование бичрока осуществлялось в следующих условиях: 1) широкого развития карбонатных песков на пляжах; 2) наличия постоянно высокой температуры океанских вод и воздуха; 3) большого количества атмосферных осадков; 4) положения отложений в приливно-отливной зоне. Необходимой предпосылкой, по-видимому, было и состояние приходно-расходного баланса наносов пляжа, близкого к динамическому равновесию. В противном случае, при дефиците наносов, пляж будет размываться и отступать и бичрок не успеет образоваться. При положительном балансе наносов цементация песков также не успевает за процессом наращивания пляжа.

Современные прибрежно-морские образования — это осадки пляжа и осушки, широко распространенные вдоль мористых берегов островов. По составу это карбонатные пески, серые и светло-серые, обычно мелко- и среднезернистые, хорошо сортированные (см. фиг. 1), реже грубозернистые, содержащие разнообломоч-

ный, разноокатанный материал. По составу отложения пляжа — преимущественно карбонатные образования. Лишь некоторые пляжи гористых островов (Маз и др.) имеют кварц-карбонатный состав осадков. Интересно, что при этом максимальное содержание кварца отмечается в крупных фракциях песка (1–0,5 и 0,5–0,25 мм), а в более мелких фракциях его мало, что, видимо, связано с растворением кварца в береговой зоне и "поеданием" его некоторыми видами диатомей.

Обычно же доминируют коралловые пески, включающие в виде значительной примеси спикулы губок и фораминиферы, обломки раковин, мшанок и других морских организмов. Иногда в роли доминанты выступают фораминиферы, составляющие до 80% осадка.

Близкий состав к отложениям пляжа имеют и осадки осушки риф-флета. Они несколько более тонкие, но содержат и большее количество плохо окатанного материала, в основном обломков кораллов, иногда образующих обширные поля. Помимо коралловой компоненты в отложениях многочисленны фораминиферы, спикулы губок, детрит раковин моллюсков.

Островные пески и песчаники широко развиты на низких атоллах, где почти полностью слагают островную сушу. На некоторых атоллах (Фаркуар, Астов, Космоledo) они образуют верхний аккумулятивный чехол, лежащий на известняках рифа. По происхождению это осадки береговых или штормовых валов, выведенные из-под динамического воздействия морских волн.

Отложения представлены песками и песчаниками. Последние обычно рыхлые, реже плотные, средне- и крупнозернистые, на наветренной стороне островов иногда более грубые — до гравелитов и конгломератов. По составу они карбонатные, коралловые, реже фораминиферовые, включающие остатки раковин моллюсков, мшанок, спикулы губок, обломки водоросли халимеда и т.д. На гористых островах отложения имеют смешанный кварц-карбонатный состав. Песчаники формировались на уровне зеркала грунтовых вод, где из пресных вод, насыщенных карбонатом кальция, выпадает низкомагнезиальный кальцитовый цемент.

К прибрежно-морским отложениям нами условно относятся и осадки волнового заплеска, хотя, строго говоря, они имеют более сложный генезис. В их образовании принимает участие и ветер, усиливающий силу выброса обломков волновым заплеском. Отложения этого типа установлены вдоль мористых побережий островов Сен-Пьер, Саут-Айленд (Альдабра), Ассампшен, где они концентрируются в виде отдельных холмов ("псевдодюн") у глубоких расщелин в тыловой части абразионных террас либо образуют непрерывные узкие поля "поднятых" пляжей. По составу это пески серые, преимущественно крупно- и среднезернистые, сортированные, с гравием, реже с галькой.

Мелководно-морские образования — один из наиболее распространенных осадков прибрежной зоны Сейшельских островов. На островной суше развиты только ископаемые отложения этого типа, представленные сцементированными породами риф-флета, выведенными на дневную поверхность на поднятых атоллах. Условия осадконакопления на рифовых платформах, где образуются рифогенные породы, крайне разнообразны. Вблизи берега выложенные и частично обсыхающие участки риф-флета заняты полями разнозернистых песков с обломками кораллов и раковин моллюсков, перемежающихся с многочисленными остатками морских трав, частично сцементированных продуктами жизнедеятельности синезеленых водорослей. Мористее, в зоне большей волновой активности, отмечается накопление крупных обломков кораллов, аккумулирующихся на поверхности риф-флета. Внешняя зона риф-флета — это зона максимального развития инкрустирующих водорослей, формирующих водорослевый вал; здесь наблюдается максимальная волновая активность. На внешнем склоне рифа, где обитает большинство кораллов, происходит не только их активный рост, но и деструкция. Обломочный материал как поставляется на поверхность риф-флета, так и скапливается у подножия склона.

В литологическом отношении рифогенные породы представляют карбонатные породы различного состава и степени литификации с преобладанием органогенно-обломочных и водорослевых известняков. Литификация осуществляется за счет процессов аквальной (хемогенной и биогенной) цементации. Первая происходит на мелководьях, хорошо прогретых участках, где благодаря фотосинтезу водоросли извлекают из морской воды  $\text{CO}_2$ , она переходит в перенасыщенное состояние и в результате выпадают карбонаты, прежде всего арагонит и высокомагнезиальный кальцит. Эти минеральные фазы образуют изопохитовый окаймляющий цемент, связывающий обломочный материал и заполняющий пустоты в отмерших кораллах.

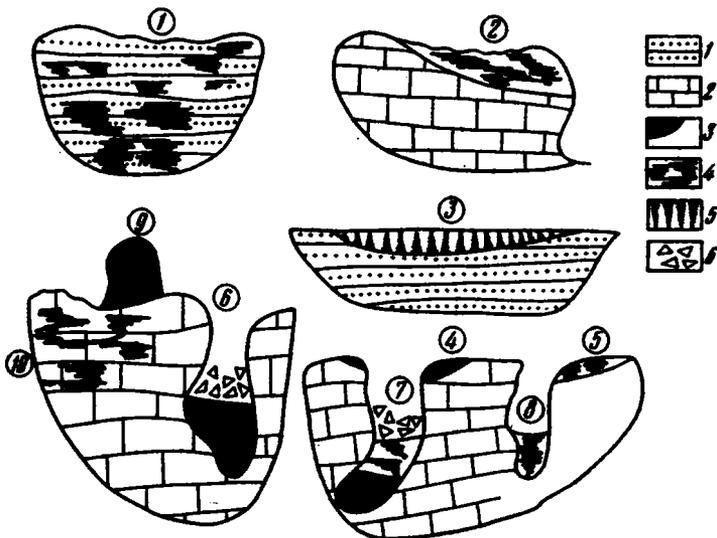
Биогенная цементация в основном обязана жизнедеятельности водорослей (синезеленых и инкрустирующих), обволакивающих и литифицирующих продукты разрушения в плотную карбонатную породу. Установлено, что инкрустирующие водоросли наиболее охотно поселяются в зоне максимальной гидрологической активности на мористых частях рифов, где и отмечается максимальная степень цементации.

Как только рифогенные породы выходят на поверхность и оказываются в субаэральной зоне, существенно изменяется их минеральный состав. Под действием метеорных вод осуществляется перекристаллизация арагонита и высокомагнезиального кальцита в низкомагнезиальный с образованием гравитационного, менискового и друзового цемента. Помимо этого отмечается активный вынос из рифогенных пород ионов  $\text{Sr}^{2+}$ , т.е. чем дальше известняки подвергаются воздействию пресных вод, тем меньше остается в них стронция (см. табл. 3).

Интересными по происхождению и практической значимости являются биогенные островные образования, представленные гуано и производными их диагенеза — фосфоритами. В различных геоморфологических позициях (фиг. 2) они отмечаются на многих низких островах Сейшельской банки, Амирантских островах, островах атоллов Фаркуар и Альдабра. На некоторых островах фосфориты являются объектом промышленных разработок; правда, к настоящему времени залежи в значительной степени уже выработаны. В литологическом отношении эти породы представляют собой фосфатные образования разной степени концентрации и консолидации — от рыхлых коричневых до крепких сливных пород темно-бурого цвета. Благодаря стойкости к разрушению плотные фосфориты иногда образуют останцевые формы на пляже и осушке, в местах размыва и выщелачивания вмещающих их пород.

По классификации Ю.Н. Занина с учетом типа текстур выделяются следующие фосфориты: аккреционные, кавернозные, псевдооолитовые, однородно массивные и брекчиевидные.

На раннем этапе преобразования гуано из него удаляются наиболее растворимые компоненты и остается нерастворимый осадок неорганических фосфатов кальция (брушита, монетита и витлокита). Дальнейшее преобразование фосфатов и превращение их в породу связано с особенностями разнотипных образований в водной среде (как вадозной, так и фреатической зонах) и консервацией. На низких островах в процессе взаимодействия с метеорными водами фосфаты, мигрируя в островные пески и песчаники, образуют совместно с ними покровы коровых (атолловых) фосфоритов, иногда прикрытые слоем рыхлых фосфоритов — продуктов вторичного выветривания плотных фосфоритонесущих пород. Более мощные толщи фосфоритов отмечаются на поднятых коралловых рифах. Здесь в результате замещения карбонатных пород фосфатом образуются породы метасоматического происхождения. Часто накопление осуществляется хемогенным путем в карстовых полостях, здесь фосфориты иногда содержат ископаемые остатки крабов, черепашек, кости птиц и млекопитающих. Интересно, что во время заполнения карстовых полостей птичьим пометом из него вымывается аммоний и гуано приобретает кислую реакцию, что, в свою очередь, способствует растворению известняков и увеличению объема карстовой полости.

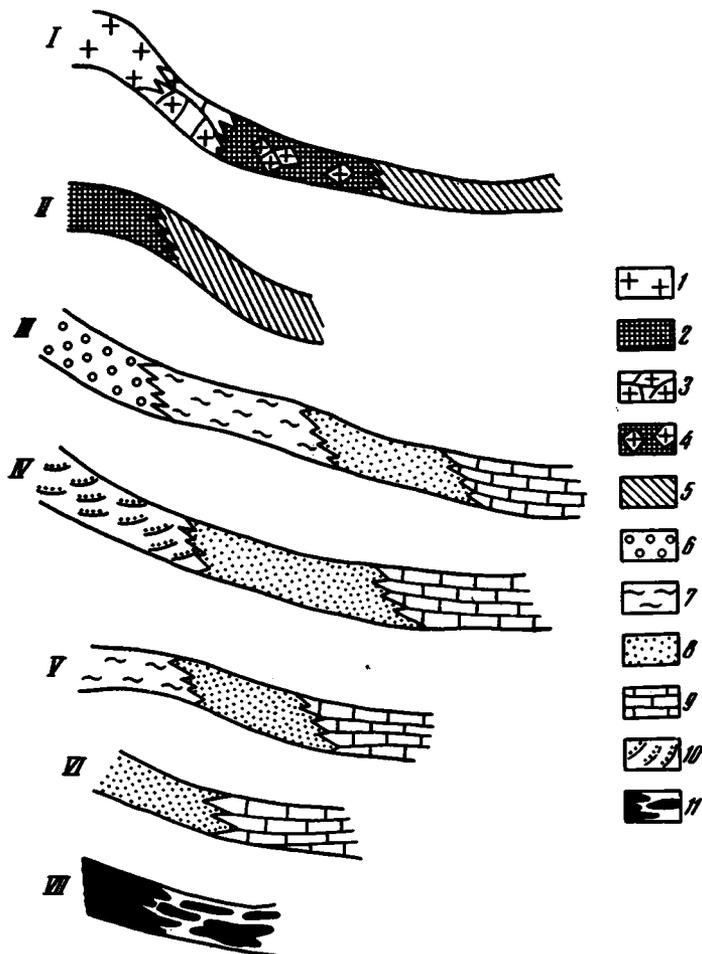


Фиг. 2. Различные типы залегания фосфоритов Сейшельских островов

1 – островные песчаники, 2 – известняки древнего рифа, 3 – концентрированные фосфориты, 4 – разубоженные фосфориты, 5 – гуано различной степени метаморфизма, 6 – разнообломочный материал. Цифры в кружках – типы залегания: 1 – аквальный в островных песчаниках; 2 – субаквальный в понижениях рельефа; 3 – субаквальное накопление гуано; 4 – концентрированное накопление в понижениях рельефа; 5 – разубоженная залежь в понижении рельефа; 6 – концентрированная залежь в карстовой полости; 7 – концентрированная и разубоженная залежь в карстовой полости; 8 – разубоженная залежь в карстовой полости; 9 – концентрированная залежь в виде останца рельефа; 10 – разубоженная залежь в рифовых известняках

Фациальные ряды. Рассмотренные генетические разности новейших отложений островной суши Сейшельских островов в своем латеральном распространении составляют определенные фациальные ряды, представляющие собой естественные парагенетические ассоциации осадков (фиг. 3).

I ряд состоит из различных субазральных отложений: элювиальных образований (коры выветривания) и склонового ряда осадков – обвальных, элювиально-гравитационных и делювиальных. Фациальный ряд свойствен исключительно гористым островам, в наиболее полном виде он выражен на о-ве Маз. II ряд представлен корами выветривания, фациально переходящими в делювиальные накопления. Он характерен для выположенных участков гористых островов. III ряд – субаквально-аквального типа – также развит на гористых островах, где имеется эрозионная сеть. Он состоит из различных фаций аквальных осадков – аллювиальных, лагунных, прибрежно-морских и мелководно-морских. Первые две фации составляют наземную ветвь ряда, а последние – морскую. IV ряд (субазрально-субаквальный) представлен преимущественно прибрежно-морскими отложениями и продуктами их ветрового переотложения (золовыми). Он характерен для части островов Фаркуар и для всех островов атолла Альдабра. V и VI ряды состоят из серии субаквально-аквальных осадков; лагунных – прибрежно-морских и мелководно-морских: осадки V ряда развиты на низких островах Сейшельской банки, Амирантских островах и о-ве Провиденс группы Фаркуар; отложения VI ряда – наиболее развитая ассоциация осадков на Сейшельских островах, отмечаемая почти повсеместно. На островах группы Альдабра и, частично, Фаркуар она распространена совместно с образованиями III ряда. Последний, VII ряд представляет короткую цепочку биогенных образований – исходного продукта (гуано) и конечного продукта его образования – фосфоритов. Отложения имеют азональ-

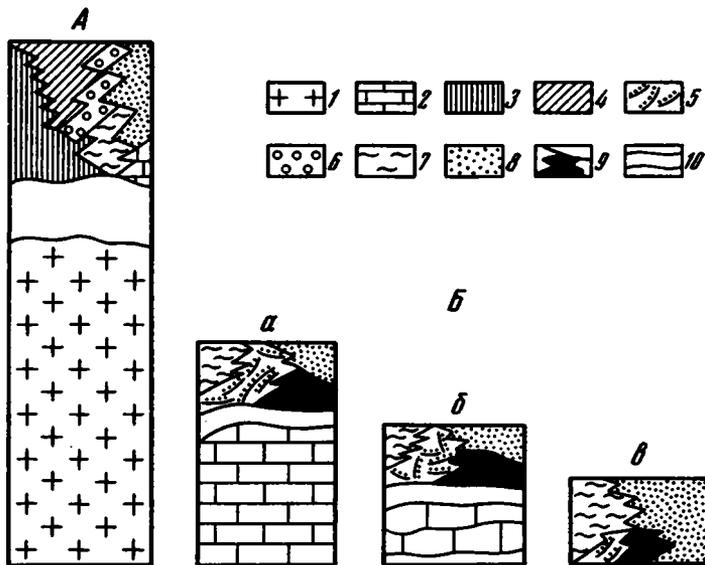


Фиг. 3. Фациальные ряды новейших отложений Сейшельских островов  
 I–VII – фациальные ряды; фашии отложений: 1 – граниты; 2 – элювиальные; 3 – обваль-  
 ные (гравитационные); 4 – элювиально-гравитационные; 5 – делювиальные; 6 – аллювиаль-  
 ные; 7 – лагунные; 8 – прибрежно-морские (пляж); 9 – мелководно-морские (риф-флет);  
 10 – золотые; 11 – фосфориты

ное распространение и не отмечены на гористых островах, по-видимому, неблагоприятных для существования на них в прошлом крупных птичьих базаров.

I и III парагенетические типы осадков составляют так называемые длинные ряды, состоящие из множества фашии и характерные только для крупных горных островов. Для большинства же островов типичны "короткие" фашиальные ряды, состоящие из двух-трех генетических разностей осадков. Следовательно, разнообразный фашиальный состав новейших отложений характерен только для островной суши крупных гористых массивов Сейшельской банки ("микроконтинента"), в целом же для всех других островов и атоллов генетический "набор" осадков скуден и состоит преимущественно из двух-трех фашии аквальных и субаквальных отложений.

В целом литологические особенности новейших отложений островной суши Сейшельских островов заключаются в наличии трех основных типов разрезов, объединенных в два существенно различных класса (фиг. 4). Тип А характерен для гористых островов, представляющих "микроконтинент" с типичным "набором" субаэральных и наземноводных фашии осадков. Тип Б развит на низких и подня-



Фиг. 4. Основные типы разрезов новейших отложений Сейшельских островов  
 Типы: А – гористые острова; Б – атоллы (а – поднятые, б – слабо поднятые, в – низкие);  
 1–2 – основания (цоколи) островов (1 – гранитные, 2 – известняковые – риф-флет); 3–9 –  
 отложения аккумулятивного чехла (3 – кора выветривания, 4 – склоновые, 5 – золотые,  
 6 – аллювиальные, 7 – лагунные, 8 – прибрежно-морские, 9 – биоорганогенные – фосфориты); 10 – длительные перерывы

рых рифах, состоящих из преимущественно прибрежно-морских и мелководно-морских фаций.

Отмеченные черты связаны с решающим влиянием на характер осадконакопления следующих факторов: 1) типа структуры; 2) знака и направленности неотектонических движений (определяют класс и тип разреза отложений); положения в экваториальных и субэкваториальных водах Мирового океана (риффы, преобладание органогенно-карбонатных прибрежно-морских и мелководно-морских осадков, высокая степень литификации пород); небольшой площади островной суши (укороченные фациальные ряды, относительно плохая сортировка наземноводных отложений); положения части островов в зоне юго-восточных пассатов (развитие золотых процессов).

Московский государственный университет

Поступила в редакцию 27.IV.1987

УДК 550.4:553 (31+32) (265/266)

**КОБАЛЬТ В ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ КОРКАХ  
И КОНКРЕЦИЯХ ТИХОГО ОКЕАНА**

**Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Занкин В.Н.**

Рассмотрены закономерности распределения Со в корках и конкрециях подводных гор и глубоководных котловин Тихого океана и его взаимосвязи с основными рудными компонентами и некоторыми другими металлами.

Из четырех (Mn, Cu, Ni, Co) главных рудных компонентов океанских железоманганцевых конкреций и корок последний в силу своей дефицитности и относительно высокой цены, возможно, в будущем может представлять наибольший экономический интерес. Вопрос поведения Со в океанском осадочном рудном процессе до сих пор остается дискуссионным.

Известно, что в отличие от никеля и особенно меди кобальт проявляет четко выраженную тенденцию концентрирования в рудных корках и конкрециях подводных гор [4, 5, 9, 22, 24 и др.] и обратную связь с глубиной. Специальному рассмотрению вещественного состава обогащенных Со рудных корок подводных гор центральной части Тихого океана посвящены работы [3, 12, 19–20, 23, 28 и др.].

Существует несколько схем распределения Со в корках и конкрециях Тихого океана [8, 21, 38]. Учитывая зависимость содержания Со от глубины, а также увеличение его содержания с уменьшением глубины подводных поднятий (гор и хребтов), на новой карте мы попытались отразить как фоновые значения Со в конкрециях и корках ложа глубоководных котловин, так и его содержание на подводных горах (фиг. 1). Анализ распределения Со по глубинам, результаты которого будут рассмотрены ниже, показал, что с глубины более 3000 м его содержание обычно сходно с фоновым для конкреций и корок ложа океана. Поэтому на карте масштабными знаками выделены поднятия с глубинами менее 3000 м. Относительно редко встречающиеся значения выше фоновых (0,5–0,75%) на глубинах более 3000 м, также обычно связанные с поднятиями дна, даны отдельными знаками (см. фиг. 1).

Сходство химического состава рудных корок и находящихся вместе с ними как на подводных горах, так и на ложе океана седиментационных конкреций [3, 5, 8, 19, 28, 38], оправдывает их совместное рассмотрение. Фоновое содержание Со в конкрециях глубоководных котловин и поднятий на глубинах более 3000 м обычно не превышает 0,5%. Относительно повышенные (0,25–0,5%) значения Со встречаются в конкрециях из пелагических глин южной части котловины Пенрин, Южной котловины, северной части Центральной котловины. При этом в Южной котловине отмечена наибольшая частота встречаемости значений от 0,4 до 0,5%. Минимальные величины Со < 0,25% определены в диагенетических конкрециях приэкваториального пояса радиоляриевых илов юго-восточной части океана [39] и периферии пелагической области.

На этом фоне во всех районах (как в пелагической, так и в приконтинентальной областях) четко выражено увеличение Со в конкрециях и корках локальных поднятий. Тенденция обратной зависимости концентрации Со с относительной глубиной обнаруживается уже на гипсометрическом уровне дна котловин, где седиментационные конкреции холмов несколько обогащены Со [5–6, 27]. Это,

в частности, отчетливо видно на примере полигонов радиоляриевого пояса, где от диагенетических конкреций пологоволнистых равнин к седиментационным конкрециям абиссальных холмов относительной высотой от 200 до 600 м содержание Со возрастает в 1,5–2 раза [5, 7]. Но особенно ярко эта тенденция проявляется на подводных горах и хребтах, вершины которых расположены на глубинах менее 2 км.

На карте даны максимальные значения Со для минимальной глубины каждой подводной горы. Масштабы карты не позволяют проанализировать изменения содержания Со в пределах индивидуальных поднятий, однако она демонстрирует общую тенденцию его изменения в зависимости от глубины поднятия.

П. Хальбах, Д. Путуанус [12] отметили наличие двух возрастных генераций корок, существенно отличающихся по составу. Древние корки, по их данным, обеднены Fe и Со. Молодые и древние генерации рудных корок подводных гор разделены прослоями фосфатизированных известняков. Сходные изменения состава и наличие фосфатов отмечено в мощных рудных корках гайотов ИОАН и Ита-Майтан [3] и в рудных корках гор Мид-Пацифик по материалам экспедиции НИС "Витязь" [2, 4]. При составлении карты и статистической обработки анализов, приведенных в настоящей статье, использовались данные по конкрециям и относительно молодым рудным коркам, мощностью до 3–5 см [4, 12, 20, 23, 30–36].

Высокие ( $> 1,0\%$ ) значения Со обычно приурочены к подводным поднятиям с глубинами менее 1500 м, максимальные (до 2,5%) – менее 1000 м. С увеличением глубины содержание Со неуклонно падает и уже на глубинах более 2000 м обычно не превышает 1,0%, а на глубинах более 2,5 км составляет менее 0,6% (фиг. 2, а).

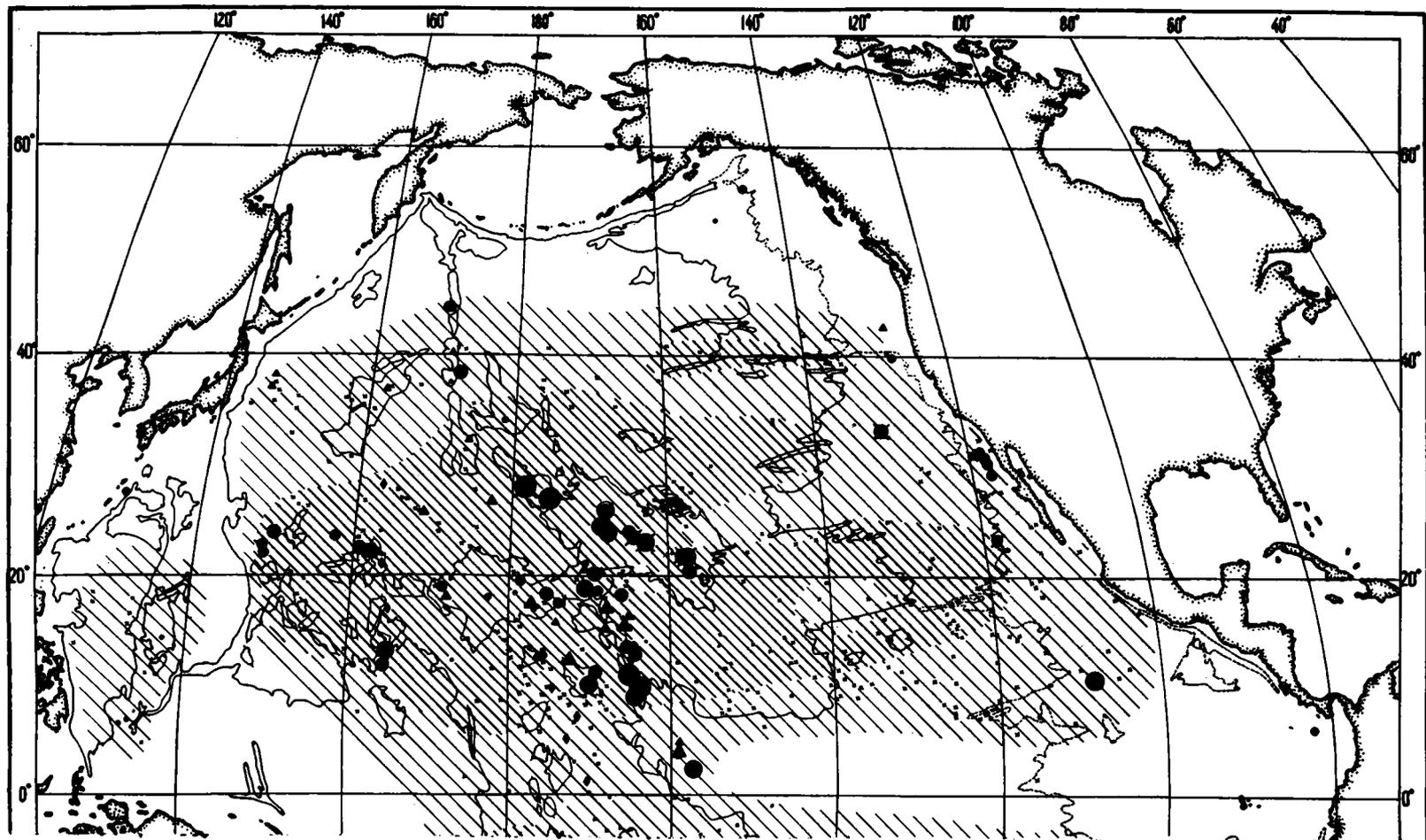
В то же время из анализа карты и графика зависимости содержания Со от глубины (см. фиг. 2), составленного для пелагической области океана, виден большой разброс его концентраций на сходных глубинах. Так, на глубинах менее 1000 м содержание Со колеблется от 0,6 до 2,5%, 1000–1500 м – от 0,2 до 2,0%, 1500–2000 м от 0,06 до 1,6%, 2000–3000 м от 0,17 до 1,23 (табл. 1).

Карта (см. фиг. 1) демонстрирует также приуроченность высоких ( $> 1\%$ ) значений Со к коркам и конкрециям подводных гор (на глубинах менее 2000 м) центральной части океана: восточной части гор Мид-Пацифик, Гавайского поднятия (южнее  $28^\circ$  с.ш.), островов Лайн, района Тубуан-Тумаоту. По периферии пелагической области на тех же глубинах содержание Со меньше и не превышает 0,75% (см. фиг. 1). В мелководных корках и конкрециях приконтинентальных поднятий его значение обычно ниже 0,5% (в среднем 0,419 по [21]). Закономерности распределения Со по глубинам отчетливо проявляются на графиках частот встречаемости его содержания (фиг. 3, табл. 2). График составлен по выборке данных для корок и конкреций подводных гор пелагической области с глубинами менее 1000, 1000–1500, 1500–2000, 2000–3000, 3000–4000 м и прилегающих к ним районов ложа глубоководных котловин (Центральной, Северо-Западной, Восточной, Пенрин, Южной) с глубинами 4000–5000 и более 5000 м.

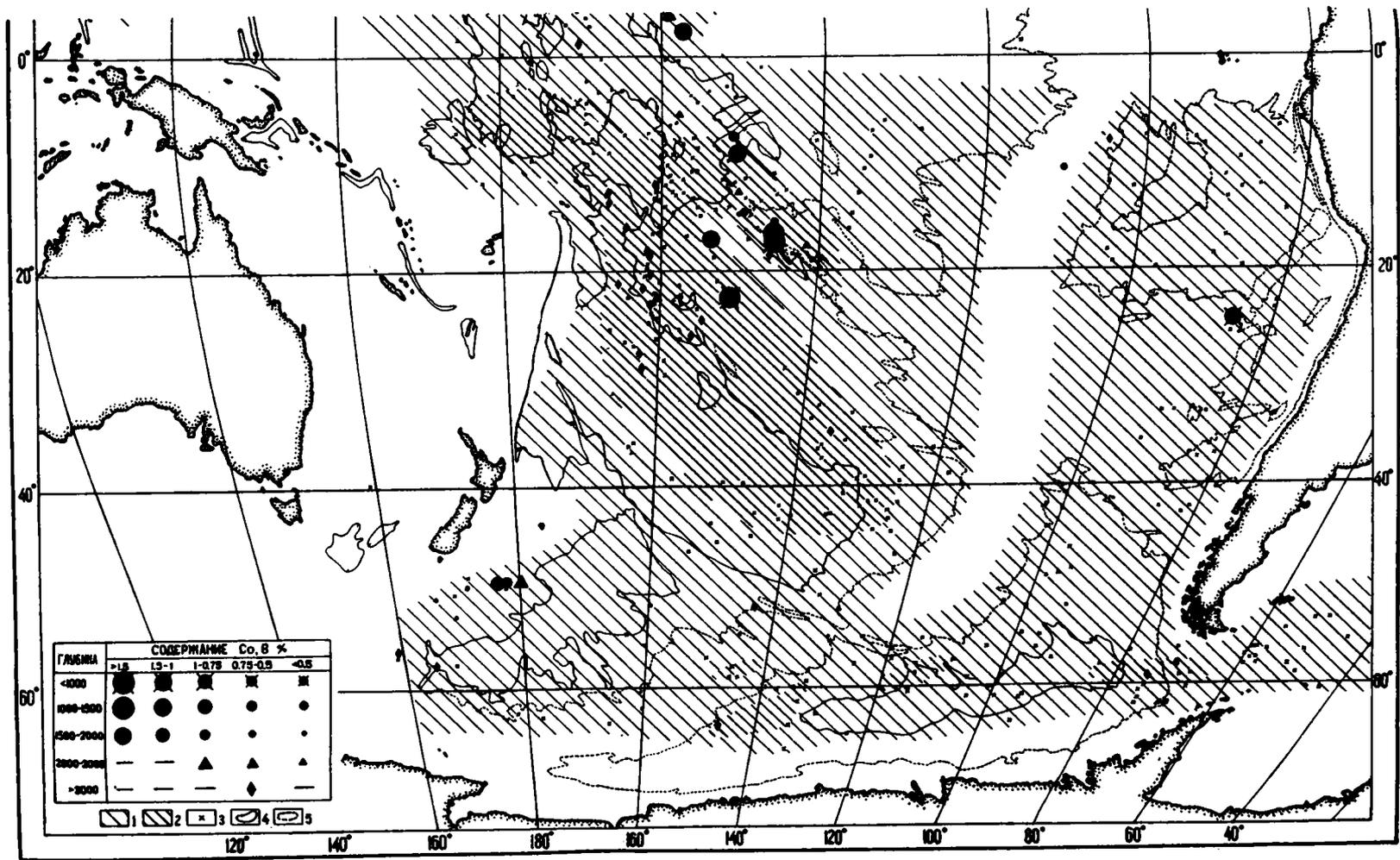
Кривые частот встречаемости Со по глубинам носят одновременный характер с резко выраженными максимумами высоких содержаний Со (в 63% проб менее 1%) на глубинах менее 1000 м и минимальных – на глубинах более 5000 м (в 59% проб). Уже на глубинах 1000–1500 м максимальные значения встречены всего в 24% проб, а на глубинах 1500–2000 м – в 10% проб. Максимальные частоты встречаемости (28–44%) на глубинах от 2000 до 3000 м приходится на содер-

Фиг. 1. Схема распределения Со, % в конкрециях и корках Тихого океана (масштабными знаками дано содержание Со на подводных поднятиях по глубинам, штриховым – фоновое содержание Со глубоководных котловин)

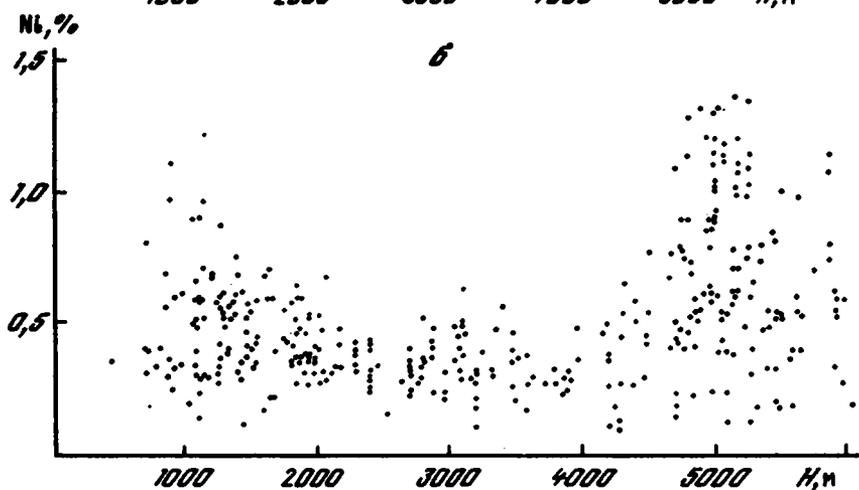
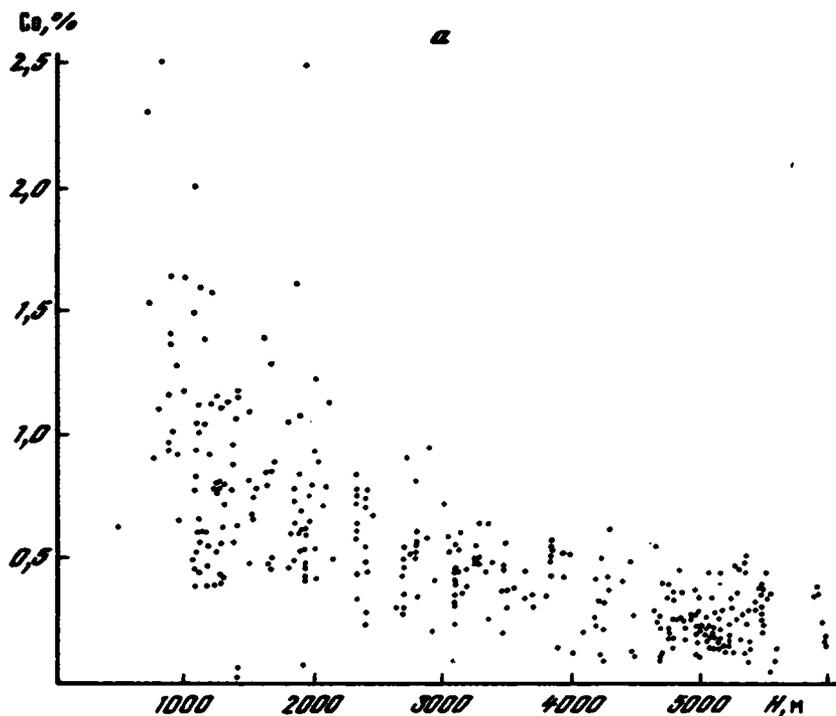
1 – менее 0,25%; 2 – 0,25–0,5%; 3 – положение проанализированных проб; 4–5 – изобаты (4 – 5000, 5 – 4000 м)



Фиг. 1 (Часть 1)



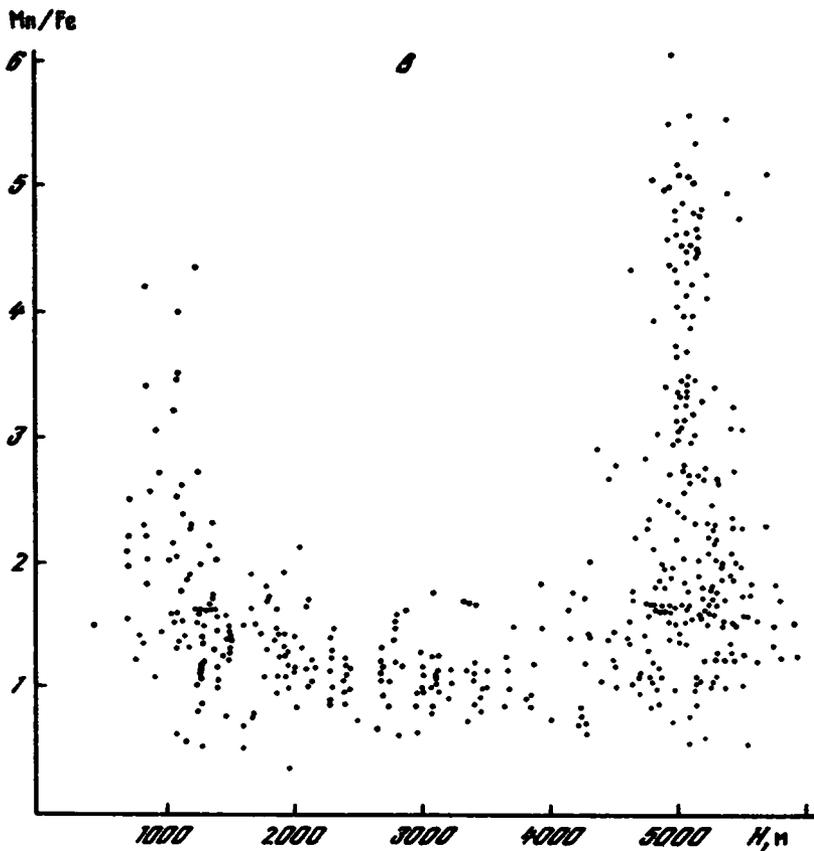
Фиг. 1 (Часть II)



Фиг. 2 (а, б)

жания Co от 0,5 до 0,75%. При этом с возрастанием глубин увеличивается частота встречаемости значений менее 0,5%. На глубинах 3000–4000 м происходит резкое снижение содержаний Co с максимальной частотой встречаемости (76%) в пределах 0,25–0,5%.

Для характеристики специфики состава железомарганцевых образований подводных гор в табл. 1 приведены средние значения, а на фиг. 3 – частотное распределение содержания Mn, Fe, Cu, Ni, Pb и Ti по глубинам. Как видно из этих данных, конкреции и корки подводных гор характеризуются высокими значениями Mn/Fe, содержаниями Mn и Pb и относительно повышенными величинами Ni (см. табл. 2) и Mo [7]. Из сопоставления данных частотного распределения элементов (см. фиг. 3) отчетливо проявляется связь содержания Co с Mn. График распре-



Фиг. 2. Изменение содержания Co (а), Ni (б), величины отношения Mn/Fe (в) с глубиной

деления Mn практически повторяет ход кривых Co, с максимальной частотой встречаемости высоких (> 25%) значений Mn на глубинах менее 1000 м и последующим сдвигом в область более низких содержаний. На глубинах 3000–4000 м так же, как и для Co, отмечен резкий максимум (66% проб) в области относительно низких (15–20%), наиболее характерных для океана значений Mn, близких к его содержанию в седиментационных конкрециях ложа глубоководных котловин. Вторичный максимум высоких содержаний Mn на глубинах более 5000 м приурочен к диагенетическим конкрециям радиоляриевой зоны.

Прямая связь Co с Mn в конкрециях глубоководных котловин подтверждается графиком их соотношения (фиг. 4, а) и коэффициентами корреляции (табл. 3, 4).

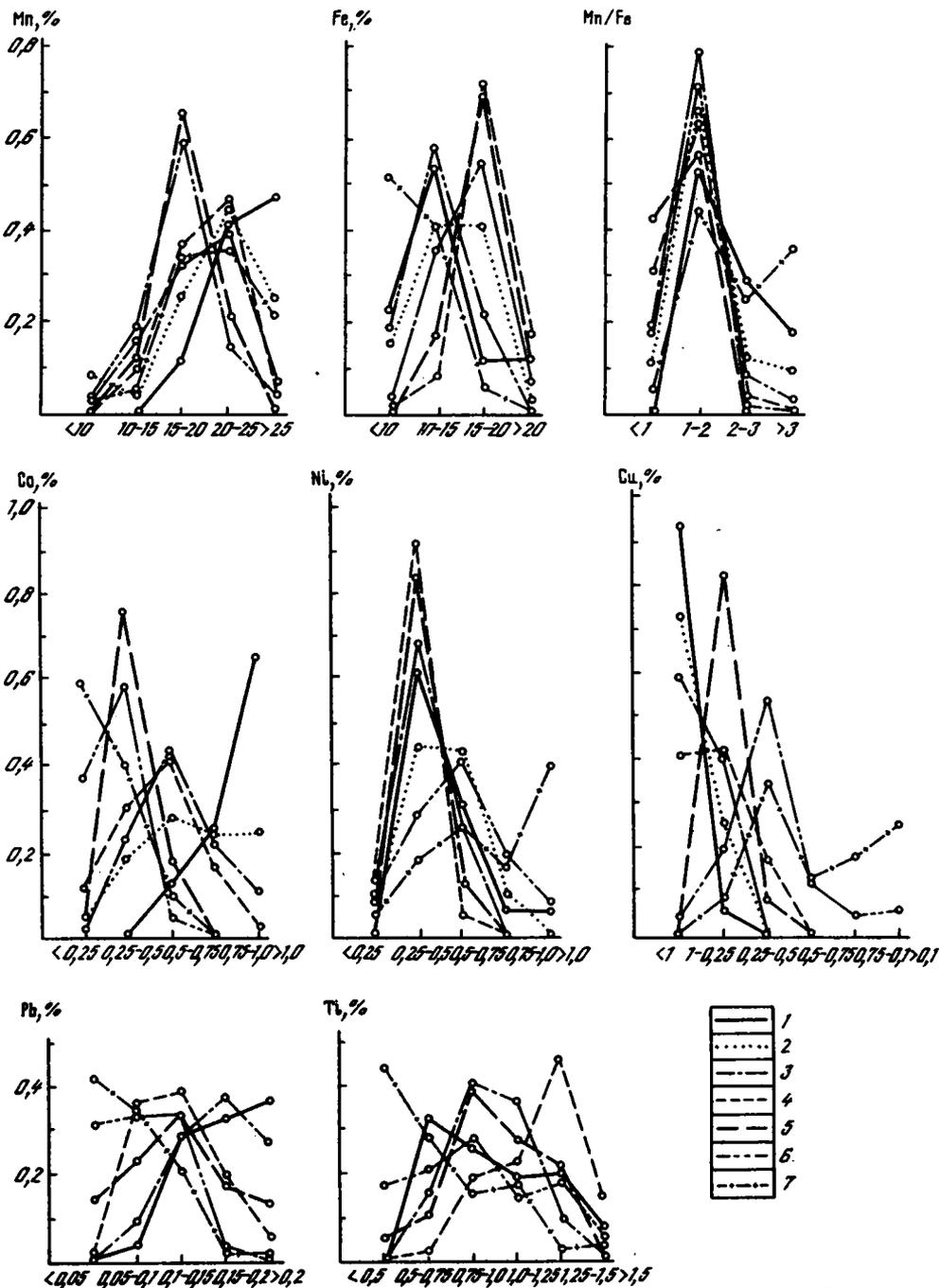
Снижение содержания Co в конкрециях глубоководных котловин сопровождается изменением характера корреляционных связей, с высокими положительными значениями коэффициентов корреляции Co и Fe для диагенетических конкреций [7].

Дж. Крейг [20] отмечал связь содержания Co с величиной Mn/Fe в рудных корках Гавайского архипелага. По данным П. Хальбаха и Д. Путеануса [12], величина Mn/Fe в корках центральной части Тихого океана колеблется от 1 до 3,4. По нашим данным (см. фиг. 2, б), в корках и конкрециях подводных гор пелагической области величина Mn/Fe колеблется от 0,5 до 4,3, с максимальной частотой встречаемости высоких значений (в 47% проб) на глубинах менее 1000 м (см. фиг. 3) и постепенным падением с возрастанием глубин. Наиболее характерные значения Mn/Fe на глубинах от 1500 до 4000 м составляют

Вариации состава корок и конкреций Тихого океана по глубинам

| Параметры   | Mn    | Fe    | Co    | Ni    | Cu    | Pb    | Ti    | Mn/Fe |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Менее 1000 м ( $n^* = 17$ , $n^{**} = 8$ )                      |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{x}$   | 24,84 | 13,1  | 1,28  | 0,51  | 0,05  | —     | 1,01  | 2,1   |
| $S$   | 4,48  | 4,44  | 0,55  | 0,23  | 0,02  | —     | 0,22  | 1,08  |
| $V$   | 18,0  | 33,9  | 4,29  | 46,0  | 49,9  | —     | 22,3  | 40,3  |
| $X_{\text{мин}}$  | 16,07 | 6,2   | 0,62  | 0,26  | 0,015 | —     | 0,67  | 1,08  |
| $X_{\text{макс}}$   | 33,0  | 22,4  | 2,57  | 1,1   | 0,12  | —     | 1,28  | 4,2   |
| 1000–1500 м ( $n^* = 67$ , $n^{**} = 25$ , $n^{***} = 44$ )     |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{x}$   | 21,5  | 13,92 | 0,75  | 0,50  | 0,08  | 0,168 | 1,0   | 1,64  |
| $S$   | 5,75  | 3,72  | 0,36  | 0,18  | 0,05  | 0,048 | 0,29  | 0,81  |
| $V$   | 26,7  | 26,7  | 47,8  | 38,7  | 71,7  | 28,7  | 29,4  | 49,1  |
| $X_{\text{мин}}$  | 8,0   | 6,02  | 0,20  | 0,03  | 0,011 | 0,07  | 0,59  | 0,50  |
| $X_{\text{макс}}$   | 33,92 | 21,0  | 2,00  | 0,97  | 0,26  | 0,50  | 1,64  | 4,37  |
| 1500–2000 м ( $n^* = 42$ , $n^{**} = 11$ , $n^{***} = 25$ )     |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{x}$   | 18,95 | 15,52 | 0,68  | 0,43  | 0,086 | 0,176 | 1,06  | 1,25  |
| $S$   | 4,79  | 2,83  | 0,29  | 0,13  | 0,05  | 0,057 | 0,22  | 0,39  |
| $V$   | 25,3  | 18,2  | 43,3  | 29,7  | 59,5  | 32,4  | 21,1  | 31,6  |
| $X_{\text{мин}}$  | 6,0   | 9,8   | 0,06  | 0,17  | 0,015 | 0,092 | 0,73  | 0,33  |
| $X_{\text{макс}}$   | 27,2  | 22,6  | 1,60  | 0,71  | 0,24  | 0,26  | 1,83  | 2,74  |
| 2000–3000 м ( $n^* = 54$ , $n^{**} = 42$ , $n^{***} = 47$ )     |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{x}$   | 19,3  | 17,55 | 0,54  | 0,35  | 0,14  | 0,118 | 1,23  | 1,15  |
| $S$   | 4,39  | 2,57  | 0,21  | 0,086 | 0,084 | 0,043 | 0,26  | 0,30  |
| $V$   | 22,8  | 14,6  | 39,5  | 24,2  | 60,2  | 36,6  | 21,5  | 26,6  |
| $X_{\text{мин}}$  | 10,19 | 9,6   | 0,17  | 0,16  | 0,036 | 0,031 | 0,51  | 0,59  |
| $X_{\text{макс}}$   | 27,2  | 22,7  | 1,23  | 0,68  | 0,36  | 0,23  | 1,74  | 2,09  |
| 3000–4000 м ( $n^* = 51$ , $n^{**} = 23$ , $n^{***} = 44$ )     |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{x}$   | 17,9  | 17,06 | 0,40  | 0,37  | 0,16  | 0,117 | 0,98  | 1,08  |
| $S$   | 2,88  | 2,38  | 0,105 | 0,10  | 0,071 | 0,062 | 0,24  | 0,26  |
| $V$   | 16,1  | 13,97 | 25,9  | 27,18 | 44,7  | 52,8  | 25,3  | 24,13 |
| $X_{\text{мин}}$  | 11,09 | 12,58 | 0,13  | 0,19  | 0,058 | 0,045 | 0,40  | 0,68  |
| $X_{\text{макс}}$   | 24,1  | 22,8  | 0,63  | 0,65  | 0,40  | 0,27  | 1,48  | 1,80  |
| 4000–5000 м ( $n^* = 73$ , $n^{**} = 33$ , $n^{***} = 49$ )     |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{x}$   | 17,72 | 13,0  | 0,30  | 0,59  | 0,40  | 0,076 | 0,87  | 1,35  |
| $S$   | 3,64  | 3,27  | 0,137 | 0,26  | 0,23  | 0,039 | 0,39  | 0,67  |
| $V$   | 20,5  | 25,2  | 44,7  | 43,2  | 57,6  | 51,3  | 44,85 | 44,6  |
| $X_{\text{мин}}$  | 7,8   | 5,58  | 0,063 | 0,12  | 0,04  | 0,02  | 0,21  | 0,60  |
| $X_{\text{макс}}$   | 29,6  | 20,21 | 0,88  | 1,33  | 1,11  | 0,15  | 2,15  | 4,55  |
| Более 5000 м ( $n^* = 210$ , $n^{**} = 122$ , $n^{***} = 104$ ) |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{x}$   | 20,95 | 9,68  | 0,24  | 0,81  | 0,67  | 0,066 | 0,62  | 2,6   |
| $S$   | 4,93  | 3,69  | 0,09  | 0,33  | 0,38  | 0,038 | 0,29  | 1,50  |
| $V$   | 23,5  | 38,1  | 40,1  | 41,02 | 56,7  | 57,6  | 47,03 | 57,6  |
| $X_{\text{мин}}$  | 5,0   | 3,3   | 0,02  | 0,07  | 0,05  | 0,09  | 0,14  | 0,50  |
| $X_{\text{макс}}$   | 33,7  | 27,8  | 0,51  | 1,72  | 1,85  | 0,22  | 1,8   | 9,4   |

Примечание. \* Число анализов — для Mn, Fe, Co, Ni, Cu; \*\* — для Pb; \*\*\* — для Ti.



Фиг. 3. Частотное распределение Mn, Fe, величины отношения Mn/Fe, Co, Ni, Cu, Pb, Ti по глубинам  
 1 – менее 1000; 2 – 1000–1500; 3 – 1500–2000; 4 – 2000–3000; 5 – 3000–4000; 6 – 4000–5000; 7 – более 5000 м. Для Pb и Ti знак 1 относится к глубинам 1500 м

Число анализов, использованных для характеристики частотного распределения металлов в пелагической области океана

| Глубина, м                     | Число анализов |           |              |
|--------------------------------|----------------|-----------|--------------|
|                                | корок          | конкреций | общее        |
| <i>Подводные горы</i>          |                |           |              |
| <1000                          | 17             | —         | 17*(2)**8*** |
| 1000—1500                      | 49             | 18        | 67(23) 44    |
| 1500—2000                      | 33             | 9         | 42(11) 25    |
| 2000—3000                      | 41             | 13        | 54(42) 47    |
| 3000—4000                      | 27             | 24        | 51(23) 44    |
| <i>Глубоководные котловины</i> |                |           |              |
| 4000—5000                      | 10             | 63        | 72(33) 49    |
| 5000                           | —              | 210       | 210(122) 104 |

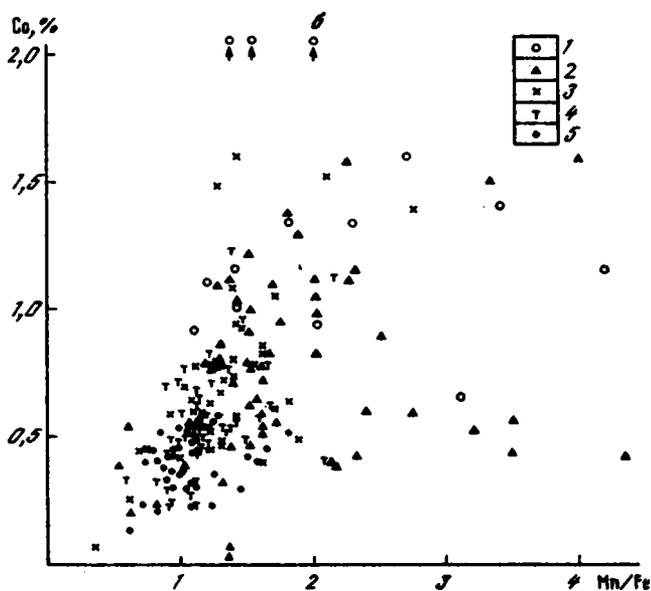
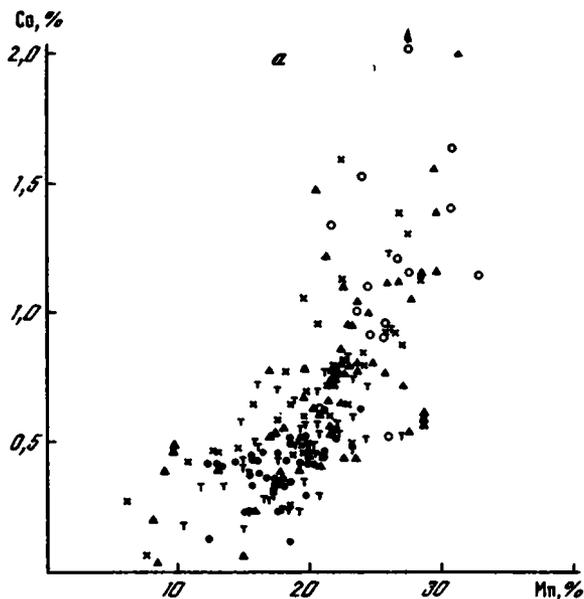
\* Число анализов для Mn, Fe, Ni, Cu, Co; \*\* — для Pb; \*\*\* — для Ti.

менее 1,5 (см. фиг. 3) с частотой встречаемости свыше 80%; второй максимум ( $> 2$ ) приходится на конкреции ложа глубоководных котловин, на глубины более 4800 м (см. фиг. 2, в).

По данным, приведенным на фиг. 4, б и в табл. 3 и 4, отчетливо видна зависимость содержания Co в конкрециях подводных гор от величины Mn/Fe. Содержание Co обычно возрастает с увеличением значения Mn/Fe. Однако эта связь не повсеместна, что находит свое отражение в снижении коэффициента корреляции Co — Mn/Fe по сравнению с Co — Mn. Относительно низкие (0,45—0,65) величины содержания Co отмечены в мелководных конкрециях и корках периферических районов пелагической области океана при значениях Mn/Fe от 2 до 4 (см. фиг. 1 и 4, б).

Конкреции и корки подводных гор обогащены Pb — характер его частотного распределения близок к Co (см. фиг. 3) и резко обеднены Cu. Наибольшая частота встречаемости минимальных ( $< 0,1\%$ ) значений Cu отмечена на глубинах менее 2000 м; они встречены в 94 и 74% проб на глубинах менее 1000 и 1000—1500 м (см. фиг. 3). С увеличением глубин содержания Cu постепенно возрастает и на глубинах 2000—3000 и 3000—4000 м величины порядка 0,1—0,25% встречены соответственно в 42 и 82% проб (см. фиг. 3, табл. 1). В конкрециях глубоководных котловин на глубинах более 5000 м содержание Cu обычно превышает 0,5% и достигает максимальных ( $> 1\%$ ) значений в диагенетических конкрециях радиояриетового пояса на глубинах более 4800 м. Изменение содержания Cu в конкрециях подводных гор происходит вне зависимости от содержания Mn и величины Mn/Fe (см. табл. 3, 4).

По характеру связи с глубиной Ni отличен от Co и Cu и сходен с Mn и величиной Mn/Fe (см. фиг. 2, б). Выделяются два максимума, один из которых приурочен к железомарганцевым образованиям подводных гор с глубинами менее 2000 м, второй — к ложу глубоководных котловин. В пределах подводных гор распределение Ni близко к Co и Mn, с некоторым сдвигом его максимальных концентраций на большие глубины по отношению к Co (см. фиг. 3). Содержание Ni в конкрециях и корках подводных гор колеблется от 0,15 до 1,1%, с максимальной частотой встречаемости его повышенных значений ( $> 0,5\%$  в 51% проб) на глубинах 1000—1500 м и постепенным падением с увеличением глубин. На глубинах 2000—4000 м в 90—82% пробах содержание Ni приходится на величины 0,25—0,5%. Сходные низкие содержания Ni ( $< 0,5\%$ ) обычны и для мелководных конкреций



Фиг. 4. Соотношение Co и Mn (а), Co и величины отношения Mn/Fe (б) в корках и конкрециях подводных гор по глубинам  
 1 – менее 1000; 2 – 1000–1500; 3 – 1500–2000; 4 – 2000–3000; 5 – 3000–4000 м

с максимальными ( $> 1\%$ ) значениями Co, исключение составляют лишь богатые Co и Ni (0,5–1,1%) корки северной части Гавайского поднятия [20].

С понижением содержания Co в мелководных конкрециях (на тех же глубинах  $< 2000$  м) значения Ni увеличиваются и нередко сходны с Co или даже превосходят его. Так, например, в западной периферии Срединно-Тихоокеанских гор на глубинах 1000–1100 м содержание Ni в 1,5–2 раза выше Co (0,38–0,61% Co и соответственно 0,52–0,90% Ni).

Таким образом, в конкрециях и корках подводных гор Co, Ni и Pb имеют

Парные коэффициенты концентрации металлов в железомарганцевых конкрециях и корках Тихого океана по глубинам

| Пары элементов | Глубина, м     |                     |                     |                     |                     |                 |
|----------------|----------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|-----------------|
|                | 1500<br>n = 83 | 1500–2000<br>n = 39 | 2000–3000<br>n = 54 | 3000–4000<br>n = 50 | 4000–5000<br>n = 73 | 5000<br>n = 210 |
| Mn–Fe          | –0,028         | 0,047               | 0,013               | 0,008               | –0,371**            | –0,556*         |
| Mn–Co          | 0,593**        | 0,47**              | 0,426**             | 0,583**             | –0,033              | –0,189          |
| Mn–Ni          | 0,530**        | 0,59**              | 0,565**             | 0,411**             | 0,695**             | 0,794*          |
| Mn–Cu          | –0,137         | –0,11               | 0,016               | –0,068              | 0,601**             | 0,768*          |
| Mn–Ti          | –0,547**       | –0,046              | 0,428**             | 0,147               | 0,045               | –0,368**        |
| Mn–Pb          | 0,273*         | 0,154               | –0,367**            | –0,432**            | –0,078              | –0,249*         |
| Fe–Ca          | 0,041          | –0,261              | –0,121              | 0,123               | 0,249*              | 0,673**         |
| Fe–Ni          | –0,407**       | –0,364              | –0,409**            | –0,372**            | –0,614**            | –0,781**        |
| Fe–Cu          | –0,132         | –0,391*             | –0,018              | –0,350*             | –0,635**            | –0,807**        |
| Fe–Ti          | 0,147          | 0,349               | 0,349*              | 0,427**             | 0,593**             | 0,831**         |
| Fe–Pb          | 0,196          | –0,147              | 0,157               | –0,025              | 0,281*              | 0,706*          |
| Co–Ni          | 0,207          | 0,349               | 0,287*              | 0,065               | –0,139              | –0,454*         |
| Co–Cu          | –0,242*        | –0,277              | –0,489**            | –0,284*             | –0,250*             | –0,570**        |
| Co–Ti          | –0,187         | –0,187              | 0,048               | 0,597**             | 0,617**             | 0,619*          |
| Co–Pb          | 0,089          | 0,705**             | 0,181               | 0,390**             | 0,126               | 0,572**         |
| Ni–Cu          | 0,280*         | 0,312               | –0,059              | 0,346*              | 0,850**             | 0,925**         |
| Ni–Ti          | –0,497**       | –0,079              | 0,104               | –0,324*             | –0,201              | –0,627**        |
| Ni–Pb          | –0,043         | 0,274               | –0,472**            | –0,088              | –0,277*             | –0,503**        |
| Cu–Ti          | –0,0353        | –0,269              | 0,241               | –0,409**            | –0,437**            | –0,632**        |
| Cu–Pb          | 0,089          | 0,023               | –0,315*             | –0,333*             | –0,324**            | –0,567**        |
| Ti–Pb          | –0,629**       | 0,459**             | –0,191              | 0,349*              | 0,221               | 0,544**         |
| Mn/Fe–Co       | 0,295**        | 0,545**             | 0,395**             | 0,380**             | –0,285*             | –0,491**        |
| Mn/Fe–Ni       | 0,608**        | 0,739**             | 0,691**             | 0,567**             | 0,772**             | 0,824**         |
| Mn/Fe–Cu       | 0,054          | 0,108               | –0,077              | 0,209               | 0,827**             | 0,853**         |
| Mn/Fe–Ti       | –0,481**       | –0,213              | 0,110               | –0,109              | –0,448**            | –0,616**        |
| Mn/Fe–Pb       | –0,071         | 0,261               | –0,342*             | –0,323*             | –0,335**            | –0,530**        |

Примечание. *n* – число анализов на всех глубинах дано для Mn, Fe, Ni, Co, Cu; *n* – то же для Pb и Ti (см. табл. 2).

\* Значимые величины корреляции при  $p = 0,05$ ; \*\* То же при  $p = 0,01$ .

обратную связь с глубиной, их содержание падает с увеличением глубины. Резкое снижение Co происходит на глубине 2000–2400 м и достигает минимума в глубоководных корках и конкрециях (см. фиг. 2). На тех же глубинах (> 2000 м) происходит, хотя и более постепенное, снижение Ni, а затем (глубже 4000 м) содержание Ni вновь увеличивается (см. фиг. 2, б).

Содержание Co и Ni в железомарганцевых образованиях подводных гор коррелируется с Mn и величиной Mn/Fe, но величина коэффициента корреляции для Co с Mn/Fe более низкая.

Как показал анализ многочисленных проб рудных корок и конкреций подводных гор, их состав не связан с составом подстилающих пород или ядер конкреций. Как отмечалось выше, использованные в работе данные относятся к сравнительно молодым генерациям рудных корок (мощностью 2–3 см, реже до 5 см), и поэтому вариации их состава не должны быть связаны с возрастом рудных образований. Это достоверно можно утверждать по крайней мере для корок островов Лайн, Гавайского поднятия и гор Мид-Пацифик, к которым приурочена большая часть использованных анализов [4, 12, 19, 20].

Вариации химического состава рудных образований подводных гор по глубинам не связаны с их минеральным составом, поскольку вне зависимости от глубин

они сложены преимущественно слабокристаллизованными гидроокислами Mn и Fe. Основным минералом Mn подводных гор является вернадит, изредка отмечается присутствие 10 Å фазы [19, 20]. Проведенные Т.Ю. Успенской рентгенодифрактометрические и электронно-микроскопические исследования рудных корок и конкреций одного из срединно-тихоокеанских гайтозов показали увеличение окристаллизованности вернадита (чистая Mn-фаза и вернадит в тесном сростании с гидроокислами Fe) с увеличением величины Mn/Fe и наличие небольшой примеси асболан-бузерита. Fe-фаза корок и конкреций подводных гор представлена тонкозернистым неупорядоченным оксигидратом ( $FeOON \times n H_2O$ ) [16], изредка отмечается присутствие гетита [6, 20 и др.].

Приведенные в настоящей работе результаты статистического анализа, сопоставленные с данными других авторов [22, 24, 30 и др.], позволяют наметить три главные закономерности поведения кобальта в железомарганцевом рудном процессе на подводных горах.

1. Концентрация Co в рудном веществе железомарганцевых корок и конкреций возрастает с уменьшением абсолютной глубины, причем максимальные конкреции (> 1%) встречаются практически всегда на вершинах гор. Тенденция возрастания концентраций Co с уменьшением относительной глубины (от подножия к вершине) наблюдается на разных абсолютных глубинах, в том числе на абиссальных холмах ложа глубоководных котловин на глубинах более 4000 м, хотя его концентрация на больших глубинах не превышает фоновых значений.

2. Кобальт в железомарганцевых корках подводных гор положительно коррелирует с содержанием Mn и с величиной Mn/Fe, т.е. с относительной долей гидроксидной марганцевой фазы, находящейся здесь преимущественно в форме вернадита. Повышение содержания железистой фазы (с соответствующим понижением величины Mn/Fe) сопровождается уменьшением концентрации CO как в рудном веществе, так и по отношению к марганце-

Таблица 4  
Средние парные коэффициенты корреляции металлов в железомарганцевых конкрециях и корках подводных гор (глубина от 600 до 4000 м)

|         | Mn       | Fe       | Co       | Ni       | Cu       | Ti       | Pb       | Mn/Fe    | Глубина |
|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|---------|
| Mn      | -        |          |          |          |          |          |          |          |         |
| Fe      | 0,138    | -        |          |          |          |          |          |          |         |
| Co      | 0,589**  | -0,269** | -        |          |          |          |          |          |         |
| Ni      | 0,580**  | -0,503** | 0,363**  | -        |          |          |          |          |         |
| Cu      | -0,210*  | 0,072    | -0,445** | -0,002   | -        |          |          |          |         |
| Ti      | -0,138   | 0,319**  | -0,025   | -0,334** | 0,049    | -        |          |          |         |
| Pb      | 0,043    | -0,212*  | 0,408**  | 0,227*   | -0,379** | -0,217*  | -        |          |         |
| Mn/Fe   | 0,670**  | -0,718** | 0,465**  | 0,683**  | -0,151   | -0,291** | 0,162    | -        |         |
| Глубина | -0,346** | 0,412**  | -0,528** | -0,388** | 0,494**  | 0,046    | -0,391** | -0,438** | -       |

Примечание. Для Mn, Fe, Co, Ni, Cu  $n = 230$ , для Ti  $n = 167$ , для Pb  $n = 99$ .

\*  $p = 0,05$ ,  $r = 0,195$ ; \*\*  $p = 0,01$ ,  $r = 0,254$ .

вой фазе. Повышение концентрации Co, так же как Pb и Ni (с некоторым сдвигом его максимальной концентрации по отношению к Co), сопровождается на подводных горах резким понижением содержания Cu.

3. Высокие величины концентрации Co характерны для рудных корок подводных гор пелагической области Тихого океана, с максимумом в его центральных районах. Рудные корки периферии океана, а также гидротермальные корки рифтовых зон на сопоставимых глубинах беднее кобальтом.

Попытки объяснить эти закономерности делались разными авторами. Тесная корреляционная (и явно генетическая) связь Co с марганцевой фазой требует в первую очередь объяснения причины обогащения рудных корок подводных гор (на глубинах 1500–2000 м) марганцем, иначе говоря – обратной зависимости Mn (и Mn/Fe) от глубины.

Впервые на связь вертикальной зональности рудообразования, и в частности возрастания величины Mn/Fe на глубинах 500–1500 м и более 3000 м указывали Д.З. Пайпер и М.Е. Вилиамсон [38]. Увеличение значения Mn/Fe в мелководных железомарганцевых образованиях эти авторы связывали с разложением и реализацией металлов из мягких частей организмов, рост Mn/Fe, содержания Ni и Cu и изменение картины распределения редких земель на глубинах более 3000 м – с поставкой металлов в составе фекальных комочков и резким возрастанием скорости растворения карбонатных раковин на уровне лизоклина.

Высокие значения Mn и Mn/Fe в конкрециях подводных гор на глубинах менее 1500–2000 м П. Хальбах и Д. Пугеанус [12] связывают с увеличением содержания растворенного  $Mn^{2+}$  в зоне кислородного минимума и его последующим каталитическим окислением.

Повышенное содержание Mn в слое кислородного минимума (при снижении  $O_2$  ниже 100 ммоль/кг содержание Mn (II) составляет 1–2 ммоль/кг против 0,4–0,6 ммоль/кг на более глубоких горизонтах водной толщи) в результате разложения органического вещества и восстановления  $MnO_2$  отмечено в ряде работ [26, 31, 33 и др.].

Не отвергая роли кислородного минимума в формировании высокомарганцевых мелководных корок подводных гор, К.А. Альпин и Д.С. Кронен [19] отдают предпочтение горизонтальному переносу Mn адвекционно-диффузионными процессами из восстановленных приконтинентальных осадков на глубинах 500–2000 м [34]. С увеличением содержания  $O_2$  под зоной кислородного минимума наблюдается каталитическое окисление Mn (II) до оксигидрата Mn (IV).

В результате на вершинах гор, поднимающихся до нижней границы слоя кислородного минимума, должны создаваться благоприятные условия для относительного повышения концентрации Mn в образующихся здесь рудных корках. С увеличением глубины этот эффект постепенно ослабевает, соответственно снижается и величина Mn/Fe, достигая на глубинах от 2000 до 4000 м (а для рудных корок ложа океана до глубин 6000 м) практически постоянной величины, близкой к единице. Исходя из этого можно предположить, что соотношение Mn и Fe в рудных корках подводных гор связано с их соотношением в толще вод. Однако, учитывая в целом крайне низкие значения концентрации Mn (II), даже в слое кислородного минимума, формирование высокомарганцевых рудных корок может быть связано не столько с изменением концентрации марганца в воде, сколько с изменением физико-химических параметров среды (рН и Eh), определяющих снижение его растворимости.

Вертикальные изменения содержания малых элементов в корках и конкрециях подводных гор связаны с содержанием основных рудных элементов (Mn и Fe). При осаждении свежесформированных коллоидных гидроокисей марганца и железа вместе с ними соосаждаются и сорбируются малые элементы. Экспериментальными работами установлены высокие сорбционные свойства конкреций к катионам цветных металлов. Одинаковый характер обмена цветных металлов для конкреций и синтетической двуокиси марганца свидетельствует о том,

что сорбционные свойства конкреций определяются марганцевой составляющей [13]. Это положение подтверждается и значениями коэффициента корреляции металлов с Mn (см. табл. 3, 4). Значительные положительные коэффициенты корреляции Co, Ni с Mn свидетельствуют о том, что с увеличением содержания вернадита — основного минерала марганца рудных образований подводных гор увеличивается содержание Co и Ni. Существует представление о том, что Co, Ni извлекаются из морской воды в состоянии высшей валентности [15, 25]. По другим данным, Co, Ni адсорбируются из морской воды в виде гидратированных ионов  $Co^{2+}$ ,  $Ni^{2+}$ . Процессами поверхностной коллоидной химии благодаря высокому химическому потенциалу  $MnO_2$  кобальт окисляется до  $Co^{3+}$  и входит в структуру вернадита [16, 37]. Это может служить одной из причин преимущественного накопления Co по сравнению с Ni [12]. Решающим фактором, определяющим концентрацию Co в рудных корках подводных гор, по мнению П. Хольбаха с соавт. [12, 29], является скорость их роста. Концентрация Co возрастает по мере снижения скорости роста рудных корок. Скорости роста в свою очередь последовательно убывают с уменьшением глубины, главным образом вследствие сокращения поставки Fe в составе биогенного карбоната, скорость растворения которого возрастает с глубиной. Авторы [12, 29] предполагают, что величина сорбционного потока Co на гидроксиде Mn(IV) постоянна и не зависит от глубины. Предложенная ими гипотеза на первый взгляд позволяет объяснить общие тенденции вертикальной (уменьшение с глубиной) и ширкумконтинентальной (приуроченность высоких концентраций Co к пелагической области) зональности содержания кобальта в железомарганцевых образованиях подводных гор. Однако предположение об обратной зависимости концентрации кобальта от скорости роста (при постоянстве потока его осаждения) находится в противоречии с данными по мощностям рудных корок.

Наиболее мощные рудные корки наблюдаются, как правило, на вершинах подводных гор, на глубинах менее 1000–2000 м, где они обогащены Mn и Co, глубже на склонах (иногда и на вершинах) подводных гор на глубинах примерно 2000–4000 м, где формируются железистые (Mn/Fe 1–1,5) низкокобальтовые корки, их мощности, по-видимому, за счет более медленного роста существенно сокращаются. Такие изменения мощности и состава корок могут быть объяснены скорее несколько усиленным осаждением Mn на малых глубинах (за счет слоя кислородного минимума), чем вариациями скорости поставки Fe за счет растворения биогенного карбоната. К тому же эффект изменения интенсивности растворения  $CaCO_3$  на глубинах выше фораминиферового лизоклина вряд ли оказывает существенное влияние.

Содержание Co в рудных корках подводных гор с нашей точки зрения определяется сорбционной природой его взаимосвязи с Mn и закономерностями их распределения в толще вод. Подтверждением этого факта является сходство профилей растворенного Mn и Co в толще вод, с резким снижением содержания под зоной кислородного минимума [19, 31, 32]. Важным фактором концентрации Co служит также соотношение основных рудных элементов. С возрастанием в составе рудных корок железа и формированием железистого вернадита [11] или эпитакаических сростаний оксигидратов Mn и Fe [17], по-видимому, снижается сорбционная емкость Mn в отношении малых элементов.

Что же касается вертикальной зональности содержания малых элементов и, в частности, сдвига максимальных концентраций Co и Ni, то она может быть объяснена как свойствами самого сорбента и физико-химическими условиями осаждения рудного вещества, так и различной биофильностью малых элементов (с возрастанием в ряде Co – Ni – Cu) и временем их регенерации [18, 19].

Лабораторными экспериментами показано [1], что скорость сорбции Cu, Ni и Co на синтетическом оксиде Mn возрастает с увеличением степени окисленности последнего. При приближении к значениям окисленности, характерным для придонных океанских оксигидратов, скорость сорбции Co резко возрастает,

обгоняя величины для двух других металлов. Если данные об увеличении степени окисленности (содержании кислорода) сложных оксигидратов Mn в рудных корках от подножия подводной горы к вершине, установленные для одного из гайотов Тихого океана [10], подтвердятся, то предпочтительная сорбция Со на высокоокисленных оксигидратах вершин гор может быть одним из факторов, обуславливающих вертикальное изменение состава рудных корок.

На основании приведенных данных и сопоставлении их с материалами других авторов можно заключить, что региональные закономерности распределения Со в рудных корках подводных гор обусловлены положением кислородного минимума и связанным с ним содержанием марганца в толще вод или (учитывая ничтожные величины концентрации Mn даже в слое кислородного минимума) изменениями физико-химических параметров, определяющих возможность его осаждения.

Локальные вариации состава рудных корок (Mn, Mn/Fe, Co) на сходных глубинах в пределах индивидуальных поднятий обусловлены неустойчивостью придонных условий роста рудных корок: вариациями скоростей придонных течений, возникновением локальных перерывов роста, изменением условий поставки и осаждения рудного вещества, т.е. фаціальными условиями рудообразования. При этом могут быть существенными морфология и относительная высота самих подводных поднятий, по-видимому, обуславливающие интенсивность перемешивания и подъема вод, сдвиг глубины кислородного минимума (?).

#### Литература

1. *Базилевская Е.С., Ильичева Л.В., Степанец М.И.* О механизме формирования железомарганцевых конкреций океана // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 4. С. 85–94.
2. *Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С.* Фосфориты на дне центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185. № 4. С. 913–916.
3. *Богданов Ю.А., Подражанский А.М.* Железомарганцевые корки подводных гор // Природа. 1986. № 8. С. 49–58.
4. Железомарганцевые конкреции Тихого океана / Под ред. П.Л. Безрукова. М.: Наука, 1976. 300 с.
5. *Скорнякова Н.С.* Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 190–240.
6. *Скорнякова Н.С.* Генетические типы Fe–Mn конкреций радиоляриевого пояса Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 67–83.
7. *Скорнякова Н.С.* Локальные вариации полей железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 109–179.
8. *Скорнякова Н.С., Андрущенко П.Ф.* Железомарганцевые конкреции в Тихом океане // Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2. М.: Наука, 1970. С. 203–268.
9. *Скорнякова Н.С., Базилевская Е.С., Гордеев В.В.* Некоторые вопросы минералогии и геохимии железомарганцевых конкреций Тихого океана // Геохимия. 1975. № 7. С. 1064–1076.
10. *Сташук М.Ф.* Закономерности распределения окисных соединений марганца на возвышенности Ламонт (тез. докл. 3-го съезда советских океанологов). М., 1987.
11. *Успенская Т.Ю., Скорнякова Н.С.* Железомарганцевые конкреции и корки северо-западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 26–34.
12. *Халбах П., Путеанус Д.* Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана – состав и образование // Геология Мирового океана // Докл. 27-го МГК. 1984. Т. VI. Ч. 1. С. 19–27.
13. *Челищев Н.Ф., Грибанова Н.К.* Сорбционные свойства железомарганцевых океанских конкреций // Геохимия. 1983. № 5. С. 770–777.
14. *Barnes S.S.* Minor element composition of ferromanganese nodules // Science. 1967. V. 157. № 3784. P. 63–65.
15. *Burns R.G., Fyfe W.S.* Crystal-field theory and the geochemistry of transition elements // Researches in geochemistry. V. 2. N.Y.: Wiley, 1967. P. 39–51.
16. *Burns R.G., Burns V.M.* Mineralogy of ferromanganese nodules // Marine manganese deposits. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 186–248.
17. *Burns R.G., Burns V.M.* Manganese oxides // Marine minerals. 1979. P. 1–46 (Miner. Soc. Amer. Short Course Notes, № 6).
18. *Bruland K.W.* Oceanographic distributions of cadmium, zinc, nickel and copper in the North Pacific // Earth Planet. Sci. Letters. 1980. V. 47. P. 176–198.

19. *Alpin C.A., Cronan D.S.* Ferromanganese oxide deposits from the Central Pacific Ocean. I. Encrustations from the Line Islands Archipelago // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1985. P. 49. P. 427–436.
20. *Craig J.D., Andrews J.E., Meyland M.E.* Ferromanganese deposits in the Hawaiian Archipelago // *Marine Geol.* 1982. V. 45. P. 127–157.
21. *Cronan D.S.* Underwater minerals. London: Acad. Press. 1980. 362 p.
22. *Cronan D.S., Tooms J.S.* Geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans // *Deep-Sea Res.* 1969. V. 16. № 4. P. 335–359.
23. *Frank D.J., Meylan M.A., Craig J.D., Glasby G.P.* // Ferromanganese deposits of the Hawaiian archipelago. Hawaii Inst. Geophys. Rep. HIG-76-14, 1976. 71 p.
24. *Frazer J.Z., Fisk M.B.* Geological factors related to characteristics of seafloor manganese nodule deposits. *Scripts Inst. Oceanography.* San Diego La Jolla, 1980. 41 p.
25. *Goldberg E.D.* Chemistry in the oceans // *Oceanography.* 1961. № 67. P. 583–597.
26. *Gordon R.M., Martin G.H., Knauer G.A.* Iron in north-east Pacific waters // *Nature.* 1982. V. 299. P. 611–612.
27. *Halbach P., Hebisch U., Scherhag C.* Geochemical variations of ferromanganese nodules and crusts from different provinces of the Pacific Ocean and their genetic control // *Chem. Geol.* 1981. V. 34. P. 3–17.
28. *Halbach P., Manheim F.T., Otten P.* Co-rich ferromanganese deposits in the marinnal seamount regions of the Central Pacific Basin – results of the Midpac'81 // *Erzmetall.* 1982. V. 35. № 9. P. 447–453.
29. *Halbach P., Segl M., Puteanus D., Mangini A.* Relationship between Co-fluxes and growth rates in ferromanganese deposits from the Central Pacific seamount area // *Nature.* 1983. V. 304. P. 716–719.
30. *Halbach P., Puteanus D.* The influence of the carbonate dissolution rate on the growth and composition of Co-rich ferromanganese crusts Central Pacific seamount areas // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 1984. V. 68. № 1. P. 73–87.
31. *Klinkhammer G.P., Bender M.L.* The distribution manganese in the Pacific Ocean // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 1980. V. 46. P. 361–384.
32. *Knauer G.A., Martin J.H., Gordon R.M.* Cobalt in northeast Pacific waters // *Nature.* 1982. V. 297. P. 49–51.
33. *Landing W.M., Bruland K.W.* Manganese in the North Pacific // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 1980. V. 49. P. 45–56.
34. *Martin J.H., Knauer G.A.* Vertex: manganese transport through oxygen minima // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1984. V. 67. P. 35–47.
35. *Menard H.W.* // *Marine geology of the Pacific.* N.Y. 1964. P. 236.
36. *Mero J.L.* The mineral resources of the sea. N.Y., 1965. 312 p.
37. *Murray J.W.* The interaction of cobalt with hydrous manganese dioxide // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1975. V. 39. P. 635–647.
38. *Piper D.Z., Williamson M.E.* Composition of Pacific ferromanganese // *Marine Geol.* 1977. V. 23. P. 283–303.
39. *Skornyakova N.S.* Zonal regularities in occurrence, morphology and chemistry of manganese nodules of the Pacific Ocean // *Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province.* Plenum Press: N.Y., 1979. P. 699–728.

Институт океанологии АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
25.IV.1988

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.352:552.124.4

К ВОПРОСУ О БАКТЕРИОМОРФНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ  
В ПЕЛАГИЧЕСКИХ ОСАДКАХ И КОНКРЕЦИЯХ

Свальнов В.Н.

При исследовании в электронном микроскопе строения осадков и железомарганцевых конкреций довольно часто встречаются округлые тельца с гладкой или бугорчатой поверхностью, формирующие нитевидные скопления. Относительно слабое развитие отечественной морской микробиологии не позволяет уверенно идентифицировать такие образования, поэтому их относят к бактериоморфным, а иногда прямо называют бактериальными агрегатами [1, 2]. Высказывались предположения о заражении образцов при хранении спорангиями грибов [4]. Интерес к бактериям обусловлен тем, что, по данным зарубежных исследователей, суммированным в работах Г. Батурина [1, 3], микробиологическая деятельность играет весьма значительную роль в образовании железомарганцевых конкреций. Однако при этом не следует забывать, что трудноопределимые объекты требуют особенно тщательного исследования для их идентификации, чтобы не выдавать желаемое за действительное. Ниже приведены результаты изучения в электронном микроскопе плейстоценовых пелагических глин, собранных в 11-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" в Центральной котловине Индийского океана на глубине 4868 м (координаты ст. 1372: 8°30,0' с.ш., 78°49,9' в.д.).

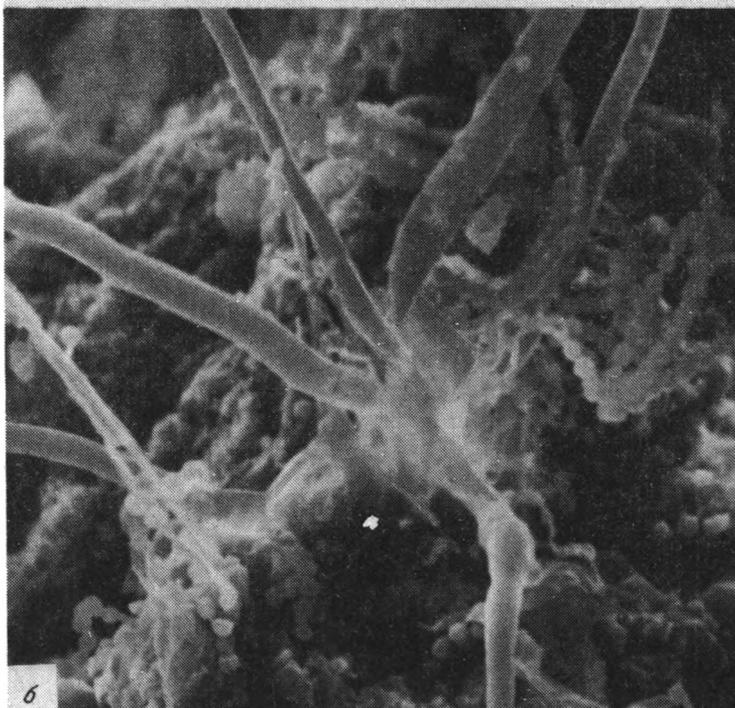
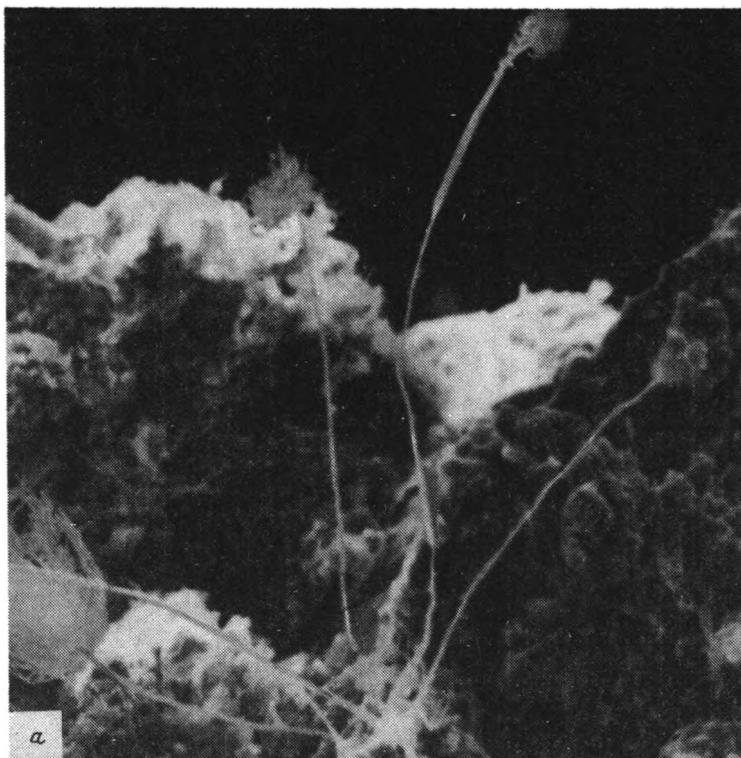
Разрез на ст. 1372 представлен плейстоценовыми глинисто-радиоляриевыми илами, слабо-известковистыми, перекрывающими миоцен-плиоценовые пелагические и эвпелагические глины с многочисленными горизонтами железомарганцевых конкреций. Пелагические глины для исследования отобраны на глубине 150 см. Около 5 мес влажная проба глины хранилась в закрытой полиэтиленовой банке. Перед изготовлением препарата для изучения в электронном микроскопе глину высушили на воздухе при комнатной температуре, а затем хранили примерно 2 мес в закрытой полиэтиленовой банке.

При исследовании ультрамикроскопического строения образца вначале были обнаружены скопления характерных округлых телец с бугорчатой поверхностью, описанных ранее [1, 2] как бактериальные агрегаты. В дальнейшем удалось найти колонию нитевидных образований, прикрепленных к высокой поверхности глины (фигура) и завершающихся скоплением округлых телец. Автором было высказано предположение о их биогенной природе и принадлежности к обычной плесени, образованной при хранении пробы. С помощью А. Ляпина (ИОАН) и А. Куракова (факультет почвоведения МГУ) исследованные объекты отнесены к несовершенным почвенным грибам (класс *Fungi Imperfecti* или *Deuteromycetes*, род *Aspergillus*).

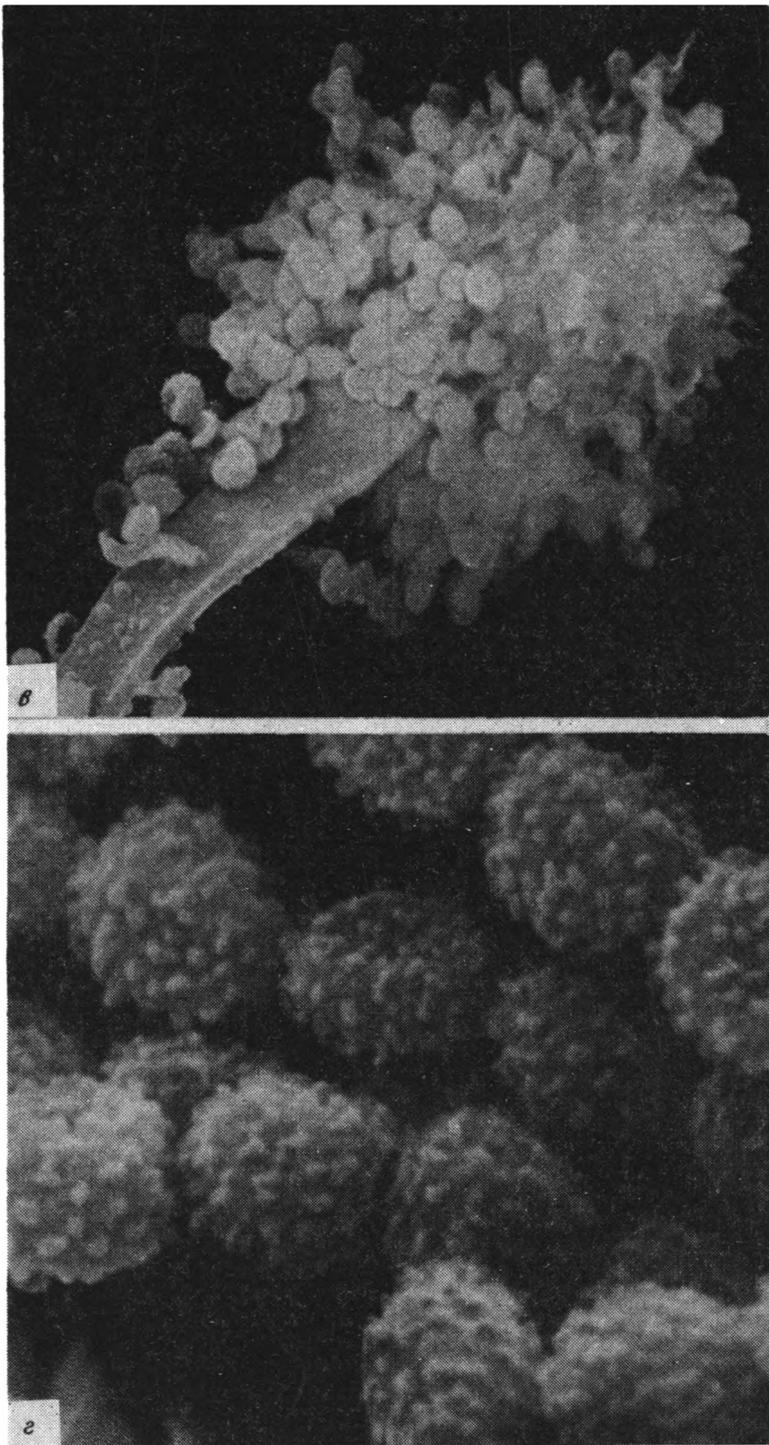
У большинства аспергиллов плесневый налет состоит из конидиеносцев с конидиями [5]. Конидиеносцы отходят вверх от особых (опорных) клеток мицелия. Верхняя часть конидиеносца вздувается, образуя пузырь (округлый или в разной степени вытянутый). На пузыре или радиально, или только в верхней его части размещаются флажковидные клетки (фиалиды), из узкого горлышка которых выходят одна за другой, располагаясь в цепочку, одноклеточные конидии. Созревание и окончательное оформление конидий происходит постепенно: чем выше по цепочке, тем конидии крупнее и более зрелые. У многих аспергиллов созревшие конидии становятся шиповатыми или бугорчатыми. По мере созревания конидии отваливаются, переносятся на новые места и прорастают при благоприятных условиях, образуя мицелий. У некоторых аспергиллов увеличение количества конидий происходит в результате того, что

Строение *Aspergillus* sp. (электронный сканирующий микроскоп)

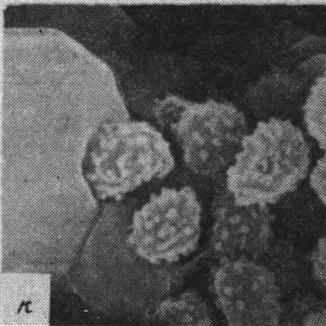
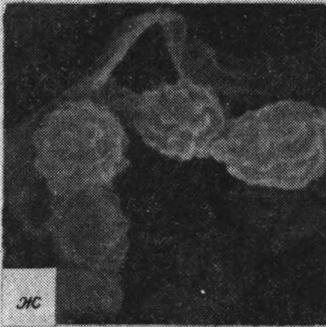
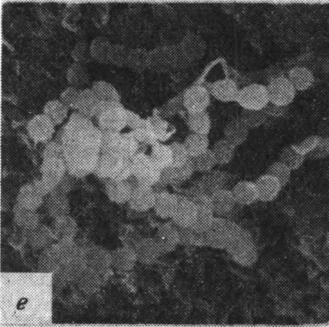
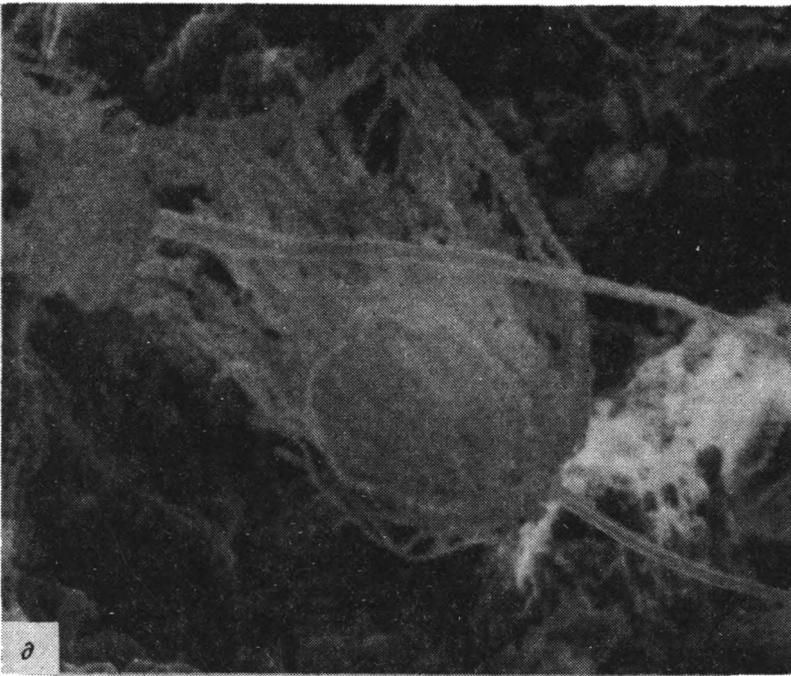
*a* — общий вид колонии, увел. 260; *b* — конидиеносцы на высокой поверхности глины, увел. 1250, *в* — фрагмент конидиеносца с конидиями, увел. 2600; *г* — конидии, увел. 13000; *д* — фрагмент конидиеносца с венчиком конидий, увел. 650; *е* — цепочки отвалившихся конидий, увел. 1500; *ж* — то же, увел. 5000; *и* — разрозненные конидии на высокой поверхности глины, увел. 1000; *к* — то же, увел. 5000



Фиг. 1 (а-б)



Фиг. 1 (б-з)



Φιγ. 1 (δ-κ)

на пузыре конидиеносца возникает серия клеток (профиалид), на которых сидят пучками, или мутовками, фиалиды.

В исследованном образце *Aspergillus* sp. образует небольшую колонию (см. фигуру). Конидиеносцы имеют округлую форму, но иногда уплощены (в вакууме микроскопа?). Верхняя часть их обрамлена скоплением конидий, слагающих то короткие, то длинные цепочки, при этом конидии несколько различаются и по морфологии. Вблизи колонии осадок усыпан отвалившимися конидиями.

Таким образом, приведенное описание позволяет исключить наблюдаемые в пелагических осадках и конкрециях бугорчатые округлые тельца из разряда бактерий, считая их современными несовершенными грибами, образующими плесневые налеты на образцах при их хранении.

Автор признателен А. Ляпину и А. Куракову за помощь в идентификации аспергиллов.

#### Литература

1. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
2. Батурин Г.Н. Бактериальные агрегаты в железомарганцевых конкрециях // Природа. 1987. № 1. С. 118.
3. Батурин Г.Н., Шевченко А.Я. Биогенные компоненты в глубоководных железомарганцевых конкрециях // Океанология. 1987. Т. 27. Вып. 2. С. 263–267.
4. Мурдмаа И.О., Михина В.В. Литология осадочных и вулканогенно-осадочных пород // Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. С. 32–66.
5. Сизова Т.П. Род Аспергилл (*Aspergillus*) // Жизнь растений. Грибы. М.: Просвещение. 1976. Т. 2. С. 383–387.

Институт океанологии АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
12.V.1988

УДК 552.124.4:553 (31+32) (268.4)

#### $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{C}$ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ОНЕЖСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

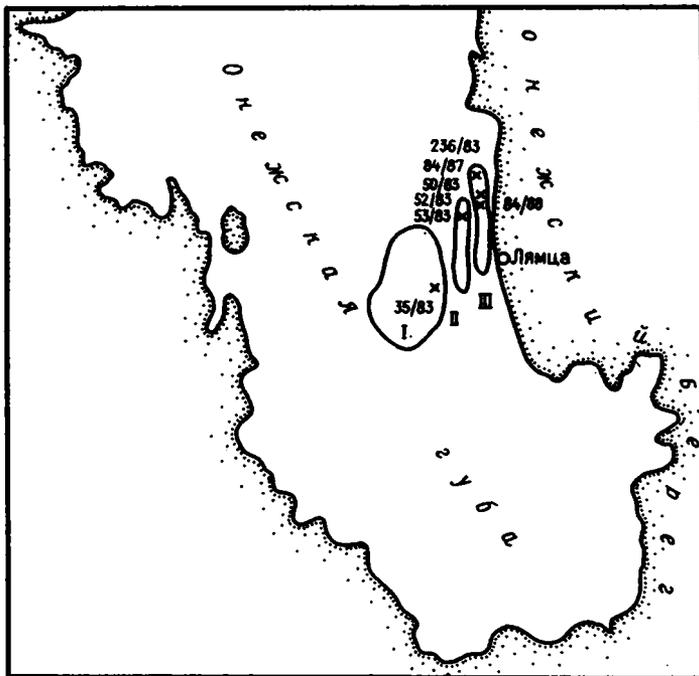
Кулешов В.Н., Чистякова И.А.

Процесс современного железомарганцевого рудообразования распространен достаточно широко. Он протекает как на дне Мирового океана, так и в пределах окраинных и внутриконтинентальных водоемов (моря, озера). Накопление Fe–Mn-руд проявлено главным образом в форме различных оксидных железомарганцевых корок и конкреционных стяжений. В большинстве случаев они имеют диагенетическое происхождение и характеризуются теми или иными минералого-геохимическими признаками, отражающими специфические условия их образования (тип водоема, местоположение, источник рудного вещества и т.д.).

Несмотря на достаточно сложный вещественный состав, минералогия и геохимические закономерности распределения рудных элементов внутри Fe–Mn-конкреций изучены достаточно хорошо. Но в то же время изучению их изотопного состава до сего времени уделялось крайне слабое внимание. Поэтому в настоящей работе была предпринята попытка восполнить этот пробел и изучить изотопный состав углерода и кислорода в карбонатной составляющей некоторых современных Fe–Mn-конкреций. Предполагалось также, что результаты этой работы могут принести дополнительную информацию об условиях образования вещества изучаемых стяжений.

Для этих целей была изучена имеющаяся в нашем распоряжении коллекция современных железомарганцевых конкреций Онежского залива (Белое море).

Железомарганцевые конкреции Онежского залива распространены по акватории залива крайне неравномерно. На основной части залива они не встречены, несмотря на довольно детальное опробование с помощью дночерпателей и грунтовых трубок. Здесь распространены только тонкие Fe–Mn-пленки на гальках, на отдельных станциях подняты гальки с Fe–Mn-каймай и единичные микроконкреции. Собственно конкреции сосредоточены на небольшой территории в пределах осевой впадины и у онежского берега вблизи дер. Лямца. Здесь обнаружены сплошные поля, сложенные конкрециями шаровидной, дисковидной, лепешковидной форм, встречаются также Fe–Mn-каймы на гальках и микроконкреции. Здесь же наблюдается наибольшая (до 3 см) мощность железомарганцевых конкреционных образований (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема распространения Fe-Mn-стяжений по акватории Онежского залива  
 I – зона распространения Fe-Mn-пленок и кайм на гальках; II – осевая впадина – зона полей генерации главным образом шаровидной формы; III – зона распространения многочисленных конкреций шаровидной и уплощенной форм.  
 Крестиком показано расположение проб

Внутреннее строение конкреций не отличается какими-либо специфическими особенностями. Во всех конкрециях присутствует ядро, окруженное концентрически-зональными слоями, которые взаимно прорастают друг в друга. Встречаются текстуры, свидетельствующие о перерывах в росте конкреций, а также о размыве конкреций на определенных этапах. На некоторых станциях в конкрециях наблюдается вторичное перераспределение железомарганцевого материала по ходам илоедов, разрушивших первичную концентрическую зональность. Это свидетельствует о том, что в уже сформировавшейся конкреции процесс диагенеза не был завершен. Довольно часто наблюдаются микротекстуры, свидетельствующие о захвате и захоронении внутри конкреций в процессе их роста раковин фораминифер, баянцусов и, реже, других организмов. Это обстоятельство особенно важно для интерпретации данных по изотопному составу углерода и кислорода в карбонатной составляющей конкреций.

Минеральный состав Fe-Mn-стяжений довольно разнообразен. Здесь были определены следующие минералы: марганца – вернадит, бернессит, бузерит I, асболоан-бузерит, тодорокит; железа – ферроксит и гезенгерит. Основная минеральная фаза конкреций представлена вернадитом и феррокситом [3].

Конкреционные образования основной части залива содержат, как правило, только вернадит, иногда в них присутствует также бузерит I или асболоан-бузерит. Конкреции осевой впадины содержат вернадит, бернессит, бузерит I, асболоан-бузерит. В конкрециях у Онежского берега был определен, кроме того, тодорокит.

В периферических частях конкреций, как правило, преобладает вернадит, присутствует также бузерит I или асболоан-бузерит, а во внутренних появляется бернессит или его становится больше. Это вполне согласуется с общей направленностью диагенетических преобразований марганцевых минералов, конечным продуктом которых является бернессит [1].

В Fe-Mn-каймах на гальках, распространенных на основной части залива, бернессит отсутствует. Поэтому можно предполагать, что в конкрециях, приуроченных к осевой впадине и у Онежского берега, процесс диагенеза марганцевых минералов развит более глубоко.

Изучение химического состава позволило выявить различие между конкреционными стяжениями различных морфологических типов. Прежде всего резко различаются между собой Fe-Mn-каймы на гальках и собственно конкреции. Это различие проявляется в содержании, а также в отношении железа к марганцу, содержании алюмосиликатной примеси, наличии  $SO_4$ . Так, наибольшее содержание алюмосиликатной примеси отмечается в каймах. В них

Таблица 1

## Химический состав Fe–Mn-стяжений

| Компоненты                            | Fe–Mn-кайма на гальке (обр. 35/83) | Дисковидная конкреция (обр. 236/83) | Шаровидная конкреция (обр. 50/83) |
|---------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|
| SiO <sub>2</sub>                      | 41,44                              | 23,62                               | 30,58                             |
| TiO <sub>2</sub>                      | 0,24                               | 0,23                                | 0,29                              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>        | 6,38                               | 4,72                                | 5,96                              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ.) | 17,68                              | 22,00                               | 15,76                             |
| MnO (общ.)                            | 8,32                               | 14,40                               | 16,97                             |
| MgO                                   | 1,66                               | 2,14                                | 2,14                              |
| CaO                                   | 2,14                               | 2,06                                | 2,04                              |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>         | 0,82                               | 1,28                                | 0,72                              |
| Na <sub>2</sub> O                     | 2,30                               | 2,32                                | 2,36                              |
| BaO                                   | 0,00                               | 0,12                                | 0,11                              |
| SrO                                   | 0,02                               | 0,02                                | 0,02                              |
| NiO <sub>2</sub>                      | 0,12                               | 0,12                                | 0,14                              |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>         | 5,64                               | 7,53                                | 7,08                              |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>         | 7,58                               | 12,50                               | 8,48                              |
| CO <sub>2</sub>                       | 1,74                               | 1,55                                | 1,54                              |
| Cорг                                  | 0,19                               | 0,33                                | Нет                               |

Таблица 2

## Химический состав Fe–Mn-стяжений

| Элементы | Кайма на гальке (обр. 35/83) | Дисковидная конкреция (обр. 236/83) | Шаровидная конкреция (обр. 52/83) |
|----------|------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|
| Ca       | 0,9246                       | 0,6631                              | 0,9039                            |
| Ti       | 0,03                         | 0,064                               | 0,0096                            |
| Mn       | 6,097                        | 7,474                               | 12,21                             |
| Fe       | 13,51                        | 15,78                               | 10,94                             |
| Ni       | 0,0184                       | 0,0119                              | 0,0408                            |
| Co       | 0,0615                       | 0,0621                              | 0,1254                            |
| Cu       | 0,005                        | 0,005                               | 0,005                             |
| Zn       | 0,025                        | 0,0245                              | 0,0257                            |
| Rb       | 0,005                        | 0,0057                              | 0,0043                            |
| Sr       | 0,1019                       | 0,09055                             | 0,0999                            |
| Y        | 0,0042                       | 0,0037                              | 0,0043                            |
| Zn       | 0,0165                       | 0,01425                             | 0,0156                            |
| Nb       | 0,0005                       | 0,0012                              | 0,0012                            |
| Pb       | 0,003                        | 0,003                               | 0,003                             |
| K        | 0,9445                       | 1,504                               | 1,106                             |
| As       | 0,1268                       | 0,1329                              | 0,1262                            |
| Ba       | 0,0595                       | 0,0488                              | 0,0710                            |
| La       | 0,01                         | 0,01                                | 0,001                             |
| Cl       | 0,01                         | 0,01                                | 0,001                             |
| Mn/Fe    | 0,45                         | 0,47                                | 1,12                              |

Таблица 3

## Изотопный состав углерода и кислорода карбонатной составляющей Fe–Mn-стяжений

| Номер анализа | Номер образца | Морфология            | Cорг, % | CO <sub>2</sub> , % | δ <sup>13</sup> C, ‰ (POB) | δ <sup>18</sup> O, ‰ (SMOW) |
|---------------|---------------|-----------------------|---------|---------------------|----------------------------|-----------------------------|
| 2132          | 35/83         | Fe–Mn-кайма на гальке | 0,19    | 1,74                | -18,8                      | +17,9                       |
| 2133          | 50/83         | Шаровидная конкреция  | Нет     | 1,54                | -18,5                      | +8,8                        |
| 2137          | 50/83         | То же                 | Не опр. | Не опр.             | -23,5                      | +3,2                        |
| 2139          | 52/83         | "                     | "       | "                   | -24,1                      | +3,3                        |
| 2140          | 52/83         | "                     | "       | "                   | -23,0                      | +3,2                        |
| 2135          | 53/83         | "                     | "       | "                   | -23,0                      | +4,2                        |
| 2141          | 53/83         | "                     | "       | "                   | -17,3                      | +11,2                       |
| 2143          | 236/83        | Дисковидная конкреция | "       | "                   | -22,5                      | +3,4                        |
| 2144          | 236/83        | То же                 | "       | "                   | -23,4                      | +2,5                        |
| 2134          | 236/83        | "                     | Нет     | 1,55                | -17,9                      | +10,8                       |
| 2136          | 84/87         | Шаровидная конкреция  | Не опр. | Не опр.             | -21,4                      | +7,6                        |
| 2142          | 84/88         | То же                 | "       | "                   | -21,8                      | +3,9                        |

же содержание окислов марганца составляет всего 8,32%, а марганцевый модуль (Mn/Fe) в среднем равен 0,42. Конкрекции уплощенной формы характеризуются близким марганцевым модулем (0,48) при общем высоком содержании Mn и Fe (табл. 1). В них, как и в каймах, присутствует Cорг (0,33%).

Шаровидные конкрекции характеризуются более высоким (12,21%) содержанием Mn. Марганцевый модуль здесь равен 1,12; Cорг в них нет.

Во всех конкрециях наблюдаются повышенные, по сравнению с кларковыми, содержания некоторых малых элементов (Ni, Co, Mo). Несмотря на то что их содержания варьи-

руют в широких пределах, в целом они на порядок ниже, чем в пелагических конкрециях Мирового океана (табл. 2).

Содержание  $\text{CO}_2$  в образцах, как правило, незначительно, обычно не превышает 1–1,5%. Ее формы вхождения в состав вещества конкреций точно не установлены. На дифрактограммах не наблюдается пиков карбонатных минералов. По-видимому,  $\text{CO}_2$  входит в состав рентгеноаморфных соединений карбонатов марганца и железа.

В процессе подготовки проб к масс-спектрометрическому анализу изучаемый материал подвергали обработке в ортофосфорной кислоте при комнатной температуре. Разложение проводили в течение 1–2 сут. Низкая скорость выделения  $\text{CO}_2$  свидетельствует о том, что карбонатная фаза в конкрециях представлена в основном труднорастворимыми карбонатными соединениями марганца в виде родохрозита и манганокальцита (не исключено также и карбонатом Fe – сидеритом). Кальцит практически отсутствует.

Результаты изучения изотопного состава углерода и кислорода изученных Fe–Mn-конкреций приведены в табл. 3 и показаны на графике (фиг. 2), из которых видно, что значения  $\delta^{13}\text{C}$  характеризуются довольно низкими величинами и варьируют в интервале от  $-23,5$  до  $-17,3\text{‰}$ . Изотопный состав кислорода также непостоянен и меняется в интервале от  $2,5$  до  $17,9\text{‰}$ . Аналогичным изотопным составом, как показано в работе [4], характеризуются и железомарганцевые конкреции северной части Тихого океана.

Найденные низкие величины  $\delta^{13}\text{C}$  в изученных пробах показывают, что карбонатный углерод конкреций не находится в изотопном равновесии с растворенным бикарбонатом морской воды ( $\delta^{13}\text{C} = -2 \div -1\text{‰}$ ). Такие значения  $\delta^{13}\text{C}$  обычно свойственны углероду органического происхождения (см. фиг. 2, область В) [2]. Поэтому можно с уверенностью утверждать, что в формировании карбонатной составляющей Fe–Mn-конкреций принимал участие углерод органического происхождения.

Величины  $\delta^{18}\text{O}$  также свидетельствуют о неравновесии карбонатного кислорода с морской водой. Первые существенно обогащены легким изотопом  $^{16}\text{O}$  по сравнению с нормально-осадочными (равновесными) морскими карбонатами. Такие низкие величины  $\delta^{18}\text{O}$  (вплоть до  $2 \div 4\text{‰}$ ) могут быть следствием окисления органического углерода до  $\text{CO}_2$ , окислами марганца и железа внутри Fe–Mn-стяжений.

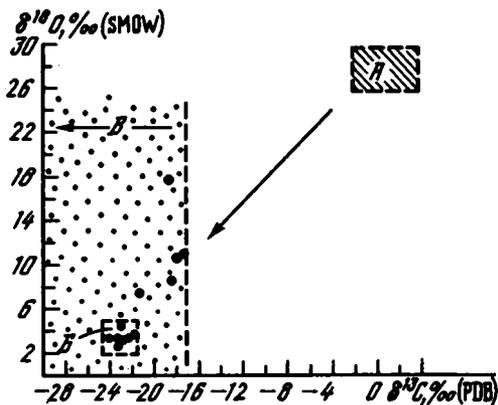
Таким образом, найденные величины изотопного состава углерода и кислорода позволяют заключить, что карбонатная составляющая Fe–Mn-стяжений Онежского залива Белого моря имеет диагенетическое происхождение и образована, по-видимому, на стадии раннего диагенеза в результате окисления органического вещества кислородом окислов Fe и Mn (до карбонатной формы). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  для этого карбоната должны быть близкими к  $-25 \div -21\text{‰}$ , а  $\delta^{18}\text{O}$  – к  $2 \div 6\text{‰}$ . На графике (см. фиг. 2) это карбонатное вещество занимает область Б.

С. Женг с соавторами [4] также приходят к выводу о диагенетическом происхождении океанических конкреций.

В распределении изотопного состава углерода и кислорода изученных проб устанавливается линейная зависимость. Она обусловлена главным образом незначительной примесью в составе конкреций равновесного с морской водой (осадочного) карбоната (см. фиг. 2, область А). Об этом также прямо свидетельствуют, как уже упоминалось выше, находки остатков раковин фораминифер и других организмов. Однако добавка равновесного карбоната незначительна и, в некоторых образцах она практически не ощутима.

Найденная линейная зависимость может осложняться появлением некоторых проб вне линии смещения. Это и понятно, поскольку процесс диагенеза происходит и в настоящее время. Это приводит к тому, что в некоторых случаях можно встретить конкреции с неустановившимся изотопным равновесием. Примером этого может служить проба 35/83. Здесь находим остаточное содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$ , что свидетельствует о незавершенном процессе диагенетического окисления органического вещества.

Установленная закономерность распределения величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатной составляющей диагенетических железомарганцевых стяжений Онежского залива не единична. Она полностью соответствует характеру распределения изотопного состава углерода и кислорода в современных Fe–Mn-диагенетических образованиях оз. Пуннус-Ярви (Карельский перешеек).



Фиг. 2.  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в Fe–Mn-стяжениях Онежского залива

А – нормально-осадочные морские карбонаты; Б – карбонат стяжений; В – органический углерод

1. Дриц В.А., Петрова В.В., Горшков А.И. и др. Марганцевые минералы Fe-Mn-микронеокреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1985, № 5. С. 17-39.
2. Кодина Л.А., Галимов Э.М. Формирование изотопного состава углерода органического вещества "тумусового" и "сапропелевого" типов в морских отложениях // Геохимия, 1984, № 11. С. 1742-1756.
3. Чистякова И.А. Минеральный состав железомарганцевых отложений Онежского залива Белого моря. (Тез. докл. 2-й Всесоюз. конф. "Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей"). Апатиты, 1987. С. 110-111.
4. Zheng S., Feng X., Xu X., Zheng S., Wu S. Stable isotope studies on the Mn nodules // Tetra cognita. 1986. V. 6. № 2. (Letter from the organisers of JCOG VI). P. 116.

Геологический институт АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
12.IV.1988

УДК 552.14 (262.8)

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ СМЕКТИТОВ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОГО БОРТА ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Халифа-заде Ч.М., Абасов Э.И.

Минеральный состав глинистых покрывшек продуктивной толщи западного борта Южно-Каспийской впадины изучен рядом исследователей [1, 4, 6, 7 и др.].

Между тем известно, что глинистые минералы являются чувствительными индикаторами среды образования и изменения пород на больших глубинах. Поэтому их углубленное изучение открывает новые перспективы для дальнейшего познания катагенеза и механизма нефтегазообразования, так как эти минералы весьма чувствительны к термодинамическим и физико-химическим факторам среды. Под влиянием указанных факторов на больших глубинах они дегидратируются и трансформируются в новые минералы, устойчивые для данной термодинамической среды. При этом осадочная среда приобретает свободную энергию, которая расходуется на преобразование органического вещества, формирование пластового давления и изменение теплового поля нефтегазоносных толщ. Чувствительность глинистых минералов к термодинамическим и физико-химическим факторам среды заключена в их специфической структуре, которая под влиянием изменяющихся внешних факторов зачастую образует промежуточные звенья и неупорядоченные смешанослойные минералы. Последняя в свою очередь при нарастающих давлениях и температурах преобразуется в более стабильные слоистые силикаты [2, 3, 5]. В связи с этим для получения более полной информации об особенностях изменения пород катагенеза необходимо проводить изучение глинистых минералов на более высоком кристаллохимическом уровне с определением параметров элементарной ячейки и полиптиии слоистых гидросиликатов. Именно в этом аспекте была изучена коллоидная фракция глинистых пород продуктивной толщи западного борта Южно-Каспийской впадины.

Для исследования нами были взяты глины из глинистых покрывшек продуктивной толщи площадей Бахар, о-ва Булла и Булла-море в интервале глубин 4000-5545 м.

Глинистые породы в продуктивной толще Бакинского архипелага широко распространены. Коэффициент глинистости разрезов достигает 0,7-0,9. Глины верхнего отдела тонко-дисперсны, содержат небольшую примесь алевроитового материала кварц-полевошпатового состава. В нижнем отделе высокий коэффициент глинистости разреза сохраняется, и для глин этой части разреза характерна также высокая пластичность.

Результаты полуквантитативного анализа глинистых минералов по данным рентгенодифрактометрии приведены в табл. 1. Как видно из данных, приведенных в этой таблице, глинистые покрывшки о-ва Булла на глубине 4500-4900 м сложены в основном (50-60%) Mg-смектитами. В ряде проб площадей Бахар и Булла-море содержание смектитов уменьшается до 15-30% и наряду с Mg-смектитами отмечаются и Na-смектиты.

В изученных пробах не были установлены смешанослойные глинистые минералы, которые наиболее убедительно идентифицируются на электронограмме косых текстур.

Ряд образцов был изучен на электронографе методом косых текстур в лаборатории физико-химических исследований осадочных пород ГИН АН СССР под руководством В.А. Дрица.

На всех ЭКТ проявляются достаточно четкие рефлексы 201, 131 ( $k = 3$ ) на втором эллипсе, а рефлексы на первом эллипсе 021, 111 ( $k \neq 3$ ) значительно уширены или слиты в диффузион-

Таблица 1

Результаты полук количественного анализа глинистых минералов методом дифрактометрии в глинистых покрывках продуктивной толщи Южно-Каспийской впадины

| Номер образца | Площадь, номер скважины (интервал отбора проб, м) | Содержание глинистых минералов, % |              |           |        |              |
|---------------|---|-----------------------------------|--------------|-----------|--------|--------------|
|               |   | гидро-слода                       | Mg-смекти-ты | каоли-нит | хлорит | Na-смекти-ты |
| 1             | Булле-море, скв. 52 (4142-4148)                   | 35-45                             | 25-35        | 15-25     | 5-15   | -            |
| 2             | " скв. 52 (4325-4329)                             | 35-45                             | 10-20        | 25-35     | 10-25  | Сл.          |
| 3             | " скв. 57 (4477-4482)                             | 15-25                             | 55-65        | 5-15      | 5-15   | "            |
| 4             | " скв. 59 (4289-4294)                             | 25-35                             | 30-40        | 15-25     | 10-20  | "            |
| 5             | " скв. 560 (4900-4905)                            | 20-30                             | 50-60        | 5-15      | 5-15   | "            |
| 6             | Бахар, скв. 79 (5542-5545)                        | 40-50                             | 20-30        | 15-25     | 5-15   | "            |

Таблица 2

Параметры глинистых минералов в глинах продуктивной толщи из больших глубин

| Номер образца | Площадь, номер скважины (интервал отбора проб, м) | Параметры элементарной ячейки гидрослоды |          |          |                  | Значения параметра $b$ в элементарной ячейке хлорита, нм |
|---------------|---|--|----------|----------|------------------|--|
|               |   | $a$ , нм                                 | $b$ , нм | $c$ , нм | $\beta$ , градус |  |
| 1             | Булла-море, скв. 52 (4142-4148)                   | 0,520                                    | 0,902    | 1,02     | 101,9            | 0,924  |
| 2             | Бахар, скв. 79 (5542-5545)                        | 0,518                                    | 0,899    | 1,02     | 101,4            | -  |
| 3             | Булла-море, скв. 59 (4289-4294)                   | 0,520                                    | 0,902    | 1,02     | 101,4            | 0,921  |
| 4             | Булла-море, скв. 57 (4477-4482)                   | -  | 0,900    | -        | -                | 0,921  |
| 5             | о-в Булла, скв. 560 (4900-4905)                   | -  | 0,901    | -        | -                | 0,924  |

ный фон с незначительной модуляцией. Индексирование рефлексов на электронограмме косых текстур позволило установить принадлежность гидрослод обр. 1, 2, 3 к диоктаэдрической политипной модификации типа 1M, и 1Md и обр. 4, 5 только к гидрослодам типа 1Md.

Во всех пробах обнаружена примесь хлорита. В пяти пробах по индцированным рефлексам гидрослод и хлорита вычислены параметры их элементарной ячейки. Как видно из данных, приведенных в табл. 2, параметры элементарной ячейки гидрослод в различных пробах имеют почти одинаковое значение, что указывает на их хорошую кристалличность и образование аутигенным путем в условиях низких температур и давлений.

В юго-восточном направлении (о-в Булла) и на больших глубинах смектиты играют доминирующую роль в разрезах продуктивной толщи. Это очевидно связано с туфогенными выносами Палеокуры в бассейн продуктивной толщи. Видимо, притоки Палеокуры денудировали вулканогенные толщи эоцена и юры Малого Кавказа (Тальшской складчатой области). А в бассейне сносятся в большом количестве вулканогенный материал, который на стадиях седименто- и диагенеза был преобразован в смектиты. Подобное суждение подтверждается также широким развитием пироксенов и амфиболов в тяжелой фракции обломочных пород продуктивной толщи Бакинского архипелага, Кобыстана и Нижнекуруинской депрессии.

Каолинит в небольшом количестве установлен во всех изученных пробах (см. табл. 1). Лишь в двух пробах пл. Булла-море в интервале глубин 4325-4482 м содержание каолинита достигает 35%. Можно допустить, что весь каолинит в глинистых породах продуктивной толщи имеет обломочное происхождение. Глины свиты "перерыва" по количественному составу коллоидной фракции резко отличаются от глин как нижнего, так и верхнего отделов продуктивной толщи (ПТ). Это позволяет по глинистым минералам уверенно отбивать границу между верхним и нижним отделами продуктивной толщи. В глинах свиты "перерыва"

содержание гидрослюды достигает 60%, а разбухающие минералы не превышают 20% тонкодисперсной фракции. В верхнем отделе продуктивной толщи Бакинского архипелага содержание смектитов возрастает до 65%, а гидрослюды снижается до 25%.

Используя данные М.Б. Хеирова и др. [6, 7] мы сопоставили минеральный состав глинистых пород ряда антиклинальных зон Апшероно-Прибалханской тектонической области. В частности, выяснено, что в отличие от глин ПТ Бакинского архипелага в глинах площадей Апшеронского архипелага (Южная-2, Нефтяные Камни 2, б. Андреева) содержание смектитов заметно уменьшается (15–30%). Здесь преобладает гидрослюда  $2M_1$  и в некоторой степени возрастает содержание каолинита (15–20%). Как в Бакинском архипелаге, наблюдается увеличение смектитов и уменьшение гидрослюды снизу вверх по разрезу.

Глины продуктивной толщи площадей им. 28 Апреля, им. 26 Бакинских комиссаров и им. Каверочкина заметно отличаются от глин других структур Апшеронского архипелага. Эти глины более дисперсны. В глинах сураханской свиты месторождений им. 28 Апреля и 26 Бакинских комиссаров содержание пелитовой фракции колеблется соответственно в интервале 61–98 и 76–91%. Они характеризуются повышенным содержанием смектитов. В нижнем отделе количество смектитов составляет 30–45%. При этом четко наблюдается увеличение содержания смектитов снизу вверх. По составу глинистых минералов глины этих месторождений почти идентичны, если не принимать во внимание увеличение (на 5–10%) смектитов в глинах месторождения им. 26 Бакинских комиссаров. В Апшероно-Прибалханской тектонической зоне, как и в Бакинском архипелаге, отмечается скачкообразное изменение содержания смектитов и гидрослюды при переходе от свит НКГ к свите "перерыва" и от последней к балаханской. Дисперсность и повышенное содержание смектитов в верхнем отделе продуктивной толщи месторождений им. 28 Апреля, 26 Бакинских комиссаров, им. Каверочкина улучшает экранирующие свойства глин и обеспечивает высокую сохранность залежей нефти и газа в терригенных коллекторах. Поэтому не случайно на площади им. 26 Бакинских комиссаров нефтегазоносны все песчаные горизонты балаханской свиты. Здесь граница нефтегазоносности по разрезу выше, чем на площадях им. 28 Апреля и им. Каверочкина [8].

По данным М.Б. Хеирова и др. [1, 7], пластичность, дисперсность глинистых пород ПТ возрастают к востоку от Нижнекуруинской депрессии в сторону Бакинского архипелага и в юго-восточном направлении к акватории Каспийского моря. Это способствует повышению экранирующих свойств глинистых покрывшек в указанных направлениях.

Пластичность и экранирующие свойства глин Апшеронского архипелага уступают однообразным глинам Бакинского архипелага. Еще менее пластичны глины среднего плейцена восточной части Апшероно-Прибалханской тектонической зоны. Высокое (50–60%) содержание смектитов в глинах ПТ Бакинского архипелага на глубинах 4–5 км (о-в Булла) свидетельствует о том, что эти глины еще находятся на стадии протокатагенеза. Они обогащены тонкодисперсным органическим веществом и поровой водой, что указывает на полную сохранность их нефтепроизводящего потенциала на глубинах 8–10 км.

Таким образом, проведенные нами исследования минерального состава пород глинистых покрывшек доказали широкое (до 60%) распространение смектитов на глубинах 4–5 км в продуктивной толще Бакинского архипелага, что убедительно свидетельствует о нахождении этих пород еще в зоне протокатагенеза. Исходя из этого можно допустить, что на глубинах 8–10 км в глинистых покрывшках продуктивной толщи Южно-Каспийской впадины могут сохраниться их удовлетворительные экранирующие свойства, а песчаные пачки, залегающие между этими глинистыми покрывшками, остаются потенциальными подземными резервуарами для выявления на больших глубинах Южно-Каспийской впадины богатых месторождений нефти и газа.

#### Литература

1. Али-заде А.А., Даидбекова Э.А., Хеиров М.Б. К вопросу о составе глинистых минералов нефтегазоносных свит Азербайджана и их роль в нефтеобразовании // Азербайджанское нефть. хоз-во. 1969. № 8. С. 9.
2. Вассоевич Н.Б., Бурали Ю.К., Комюхов А.И., Карюшина Е.Е. Роль глин в нефтегазообразовании // Сов. геология. 1975. № 3. С. 76–85.
3. Лебедев Б.А., Аристова Т.Б., Бро Е.Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов покрывшек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1976. 132 с.
4. Коссовская А.Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 108 с.
5. Прошляков Б.К., Добрынин Б.М., Урупов А.К. Очередные задачи в области познания коллекторов нефти и газа на больших глубинах // Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985. С. 4–13.
6. Хеиров М.Б. Эволюция монтмориллонита в зависимости от физико-химических условий среды // Изв. АН АзССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук. 1976. № 3. С. 107–112.

7. Хейров М.Б. Влияние глубин залегания осадочных пород на трансформации глинистых минералов // Изв. АН АЗССР. Сер. геол. 1979. № 8. С. 144–151.
8. Юсуф-заде Х.Б. Месторождение им. 26 Бакинских комиссаров на Каспийском море // Азерб. нефт. хоз-во. 1987. № 5. С. 4–6.

Азербайджанский институт  
нефти и химии, Баку

Поступила в редакцию  
15. VI. 1988

УДК 553.983 (470.5)

## ГИПЕРГЕНЕЗ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ ПАЙ-ХОЯ (ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ)

Иевлев А.А., Беляев А.А.

Черные сланцы характерны для значительной части палеозойских отложений Пай-Хоя [10]. В настоящее время среди них выделяются следующие основные типы: углеродистые силициты (фтаниты), радиолариты, спонголиты, разнообразные углеродистые кремнистые сланцы с примесью глинистой, карбонатной или фосфатного компонента [2, 3]. Такие породы характеризуются высоким содержанием рассеянного органического вещества, причем в отдельных пачках содержание  $C_{орг}$  достигает 13,65% [11].

На Пай-Хое известны также своеобразные пористые породы, отличающиеся пониженным удельным весом. В настоящее время считается, что такие пористые породы являются продуктами выщелачивания черных сланцев, однако о природе такого выщелачивания нет единого мнения. Тем не менее ряд исследователей [5, 13–15] поддерживают гипотезу о том, что вещество черных сланцев явилось источником материала для различных минералов зоны гипергенеза.

В связи с этим представляет интерес изучение неизменных и пористых пород с точки зрения их состава и свойств для выявления основных закономерностей выщелачивания, что позволит более обоснованно судить о природе такого выщелачивания.

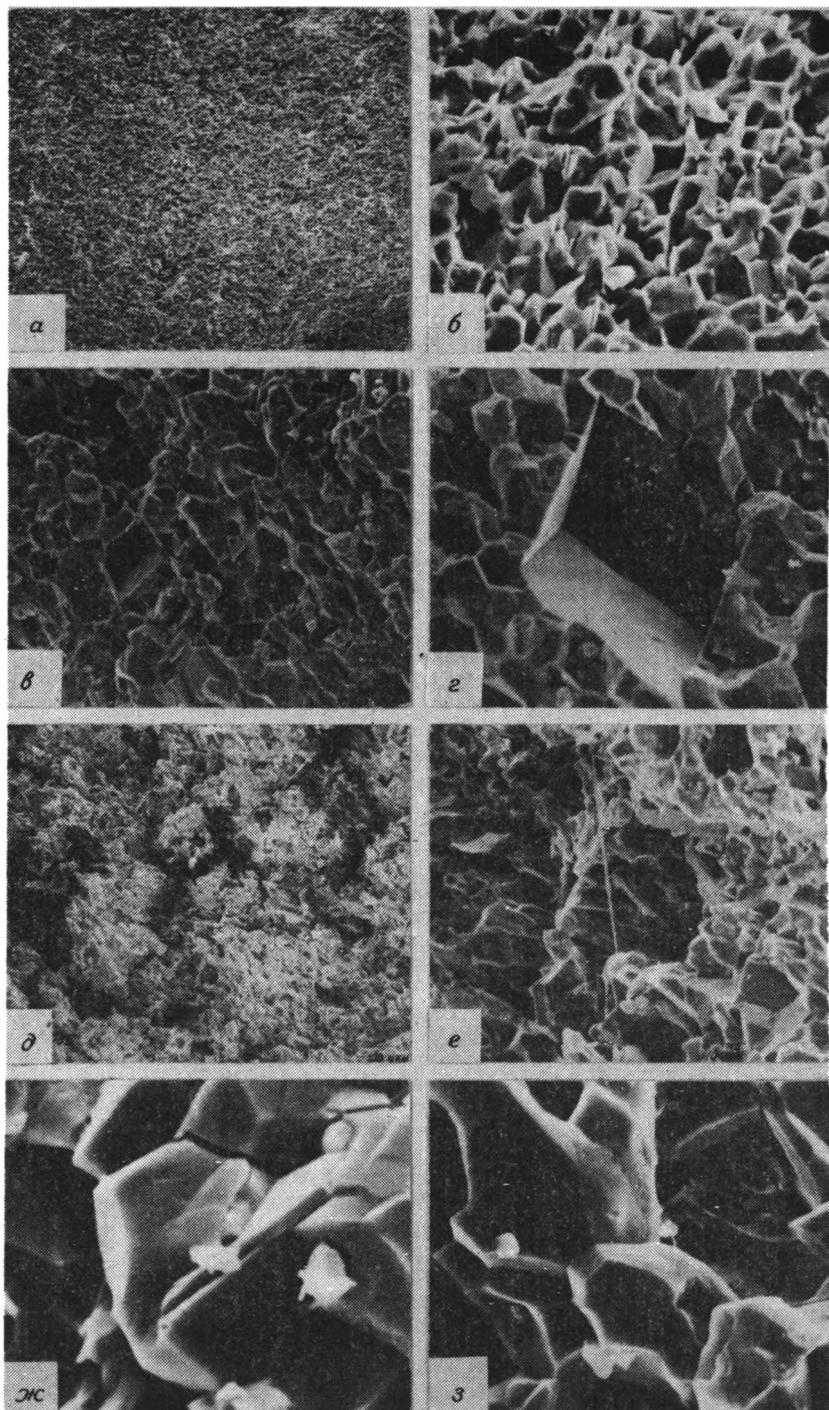
Авторами методами сканирующей и просвечивающей электронной микроскопии проведено изучение неизменных и пористых пород Пай-Хоя. При интерпретации результатов привлекались данные рентгенодифрактометрии и ИК-спектроскопии. Исследованный нами материал характеризует две верхнепалеозойские формации – фтанитовую и толеровую [10]. Были отобраны серии штуфов, представляющих переход от неизменных типов пород к измененным. Исследованные нами неизменные породы по структурам и составу разделяются на углеродистые силициты (фтаниты), углеродистые глинисто-кремнистые и карбонатно-кремнистые сланцы. Измененные породы по внешнему виду напоминают кокс или шлак.

Углеродистые силициты (фтаниты). Рентгенографическое исследование и ИК-спектры показали, что единственной кристаллической фазой в измененных и неизменных породах является кварц. В ИК-спектрах всех образцов наблюдалось увеличение общего поглощения с ростом волнового числа, что, вероятно, связано с наличием углеродистого вещества. Указанные методы не обнаружили различий в составе неизменных и измененных пород.

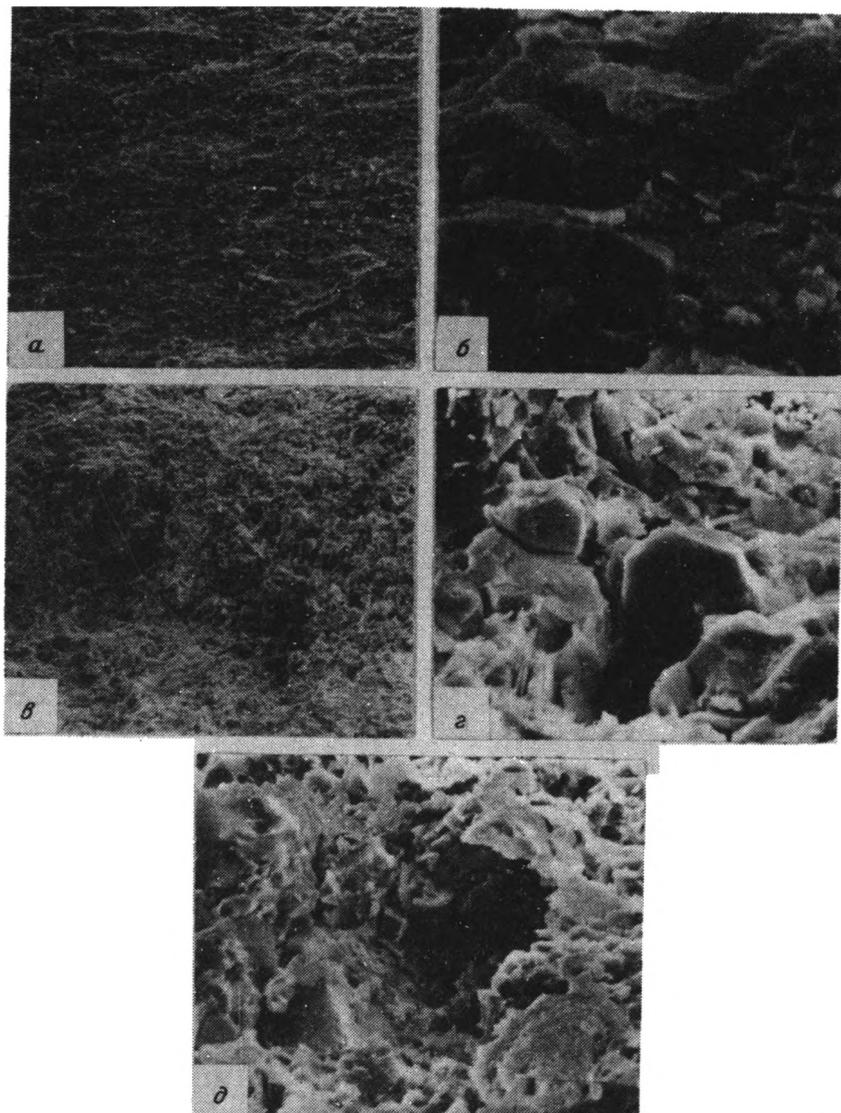
На электронных микрофотографиях поверхность скола неизменной породы выглядит плотной и однородной (фиг. 1, а). Более высокие электронно-оптические увеличения обнаруживают типичную новакулитовую (полиэдрическую) ультраструктуру кремния (см. фиг. 1, б). Кроме того, зафиксированы кубические кристаллы (см. фиг. 1, в) и их отпечатки в матрице субстрата (см. фиг. 1, г). Поскольку черные сланцы обильно пиритизированы, вероятно, обнаруженные кристаллы и их отпечатки принадлежат пириту. Кристаллы пирита имеют четкие кристаллографические очертания без каких-либо признаков разрушения. Отпечатки характеризуются также четко выраженными, ровными поверхностями, свидетельствующими о том, что при раскалывании образца кристалл был выколот и остался на второй части материала.

На поверхности скола измененной породы фиксируются многочисленные поры (см. фиг. 1, д, е), поперечный размер которых достигает 100 мкм. У некоторых пор можно отметить их близкую к прямоугольной форму, либо ее фрагменты, однако большинство пор характеризуется неправильной формой. Кристаллов пирита или их четких отпечатков не обнаружено. Сравнение скульптур поверхностей отдельных полиэдров кварца неизменной (см. фиг. 1, ж) и измененной породы (см. фиг. 1, з) свидетельствует о том, что они существенно не отличаются друг от друга.

Следовательно, при выщелачивании углеродистых силицитов кремнистая составляющая породы остается неизменной. Происходит разрушение пирита с образованием многочисленных пор в матрице породы.



Фиг. 1. Электронные микрофотографии неизмененных и выщелоченных углеродистых силицитов (увел.: а, д - 70, б - 1200, в, е - 500, з - 700, ж - 3500, з - 2000)



Фиг. 2. Электронные микрофотографии неизмененных и выщелоченных углеродистых глинисто-кремнистых сланцев (увел.: а, в – 100, б – 300, г – 200, д – 150)

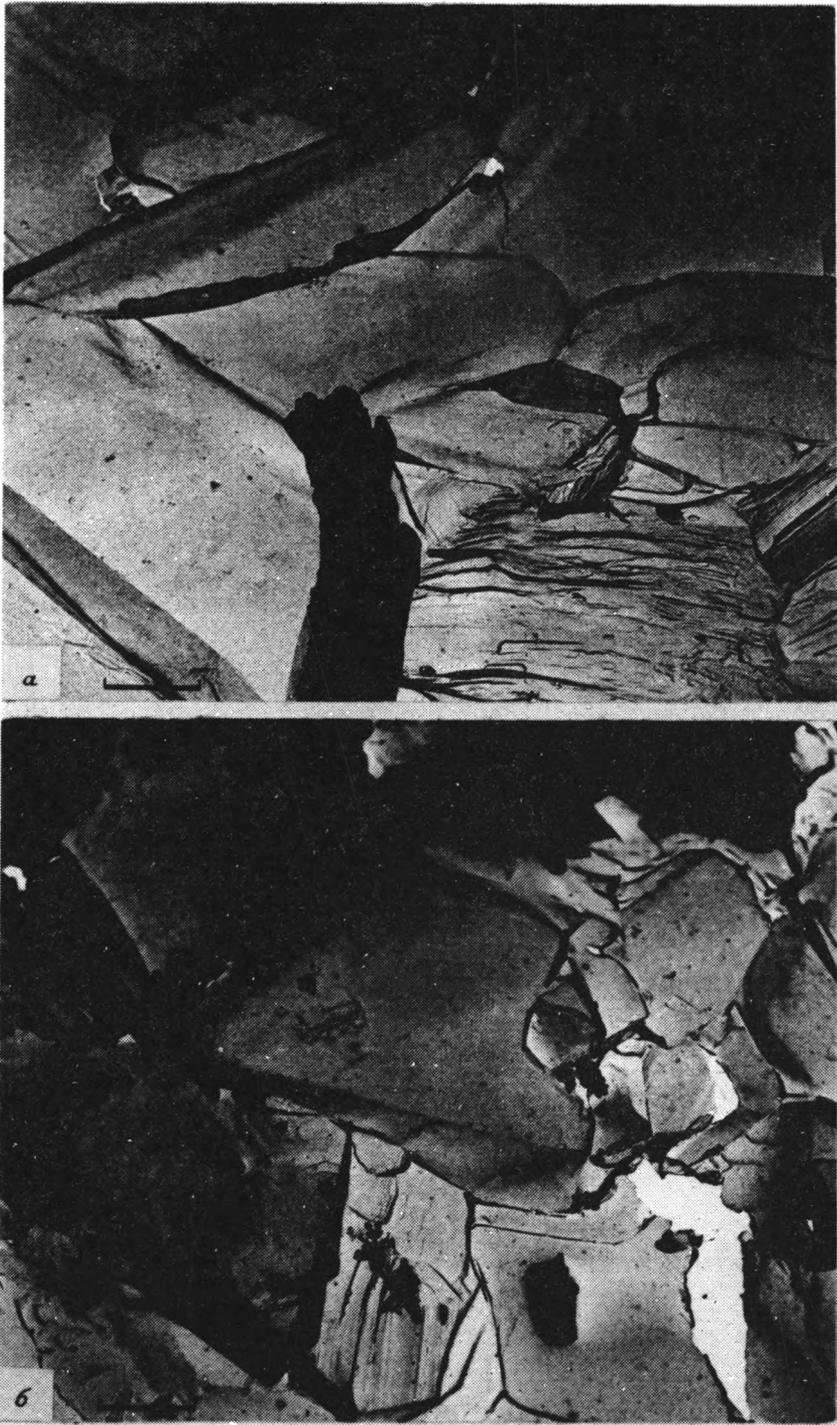
**Углеродистые глинисто-кремнистые сланцы.** Основные компоненты этого типа породы – кварц, гидрослюда и углеродистое вещество.

Поверхность скола неизменной породы выглядит плотной (фиг. 2, а), новакулитовая ультраструктура субстрата практически полностью замаскирована глинистым материалом (см. фиг. 2, б), кристаллы которого имеют обломочный облик.

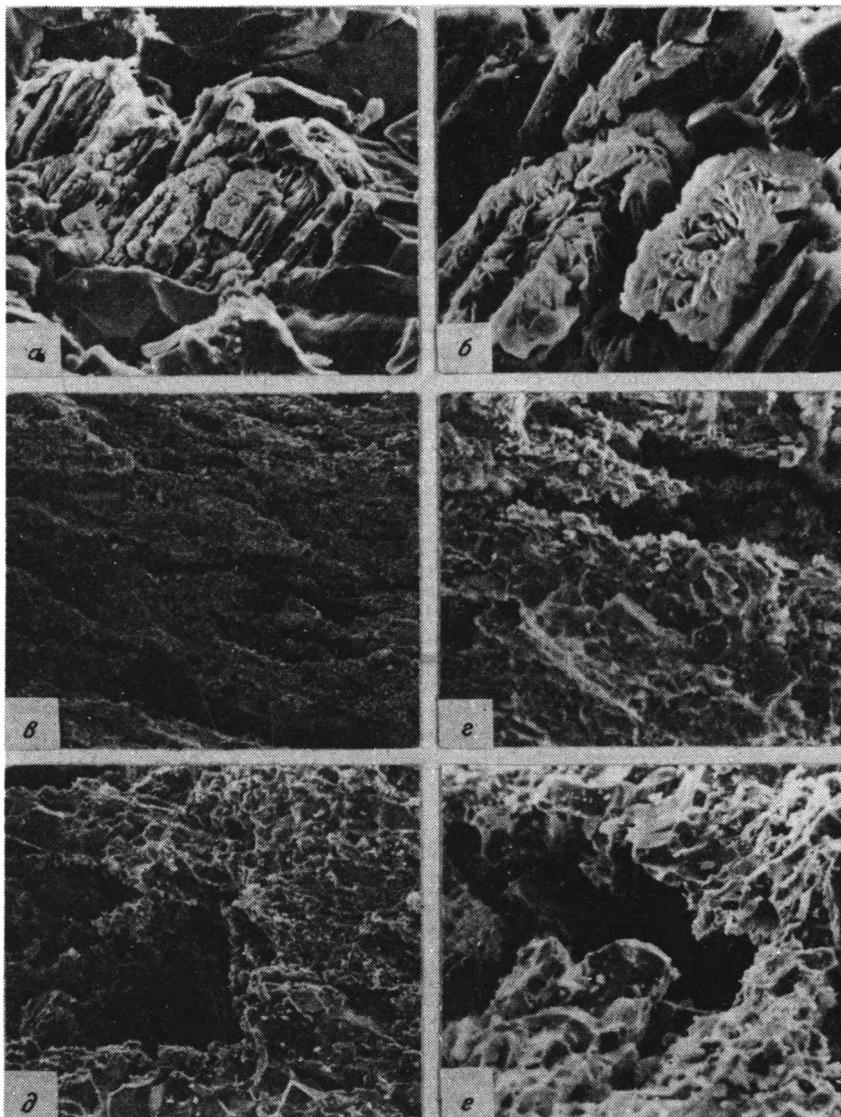
Измененная порода пориста (см. фиг. 2, в), здесь новакулитовая ультраструктура проявлена лучше (см. фиг. 2, г). Глинистый материал вокруг пор сильно изменен: частицы имеют изъеденные края (см. фиг. 2, д), полиэдры кварца не изменены.

Таким образом, при выщелачивании углеродистых глинисто-кремнистых сланцев разрушается глинистый материал.

**Углеродистые карбонатно-кремнистые сланцы.** Основными компонентами неизменной породы являются кварц, кальцит (реже доломит) и углеродистое вещество. Сравнение ИК-спектров неизмененных и измененных пород показывает, что в спектрах последних исчезают линии поглощения карбоната, либо их интенсивность прогрессивно снижается по сравнению с интенсивностью полос поглощения кварца.



Фиг. 3. Электронные микрофотографии (а, б) неизмененных углеродистых карбонатно-кремнистых сланцев. Длина масштабного отрезка 2 мкм



Фиг. 4. Электронные микрофотографии выщелоченных углеродистых карбонатно-кремнистых сланцев (увел.: а – 950, б – 3000, в – 120, г – 500, д – 300, е – 750)

На электронных микрофотографиях неизмененных пород видны наряду с участками новакулитовой поверхности и участки с вытянутыми, удлинено-округлыми зернами, частью с продольной штриховкой (фиг. 3, а), а также зернами, имеющими форму, которую можно трактовать как фрагмент четырехугольной призмы (см. фиг. 3, б). Очевидно, что зерна непоздрической формы принадлежат карбонатной составляющей породы – кальциту.

В слабо измененной породе кристаллы кальцита имеют протравленную поверхность (фиг. 4, а) с новообразованиями на гранях (см. фиг. 4, б), полиэдры кварца выглядят неизмененными. В более выщелоченной породе имеются многочисленные крупные поры (см. фиг. 4, в), частично заполненные рыхлым дисперсным материалом (см. фиг. 4, г, д), полиэдры кварца остаются неизмененными. Дальнейшее выщелачивание приводит к опустошению порового пространства (см. фиг. 4, е).

Следовательно, при выщелачивании углеродистых карбонатно-кремнистых сланцев происходит постепенное разрушение и вынос карбонатной составляющей породы, что приводит к появлению многочисленных пор в субстрате. Кремнистая составляющая породы остается неизменной.

Таким образом, в результате электронно-микроскопического исследования, подкрепленного данными рентгенографии и ИК-спектроскопии, установлено, что при образовании пористых пород происходит: 1) разрушение пирита и вынос продуктов разрушения; 2) разрушение и вынос карбонатной составляющей породы; 3) разрушение глинистого материала и вынос продуктов разрушения; кремнистая составляющая породы (кварц) при этом остается неизменной. Следовательно, выщелачивающаяся порода может служить поставщиком железа, кальция, алюминия, кремния и серы, из которых могут образовываться вторичные минералы.

Такие минералы широко представлены в зоне современного гипергенеза черных сланцев Пай-Хоя. Среди них выделяется большая группа сульфатов железа: роценит [15], копинаит [13], кокимбит [6], мелантерит, ярозит [5]; а также сульфат железа и алюминия – галотрихит [5], сульфат кальция – гипс. Кроме того, обнаружены аморфные алюмо-железо-сульфатно-фосфатные коллоидные образования [5, 9, 14], редкий фосфосульфат железа – диадохит (дестинезит) [7, 8], фосфат кальция и алюминия – крадаллит [5]. Фосфатные минералы приурочены к зонам выветривания нижневизейских черных сланцев, которые содержат кремнисто-фосфоритовые конкреции [4, 10]. Следовательно, источником фосфора служила также исходная порода. Кроме того, известны и конечные продукты выветривания черных сланцев, представляющие собой черные рыхлые, тонкодисперсные массы [5], состоящие из кварца, гидрослюда и углеродистого материала.

Таким образом, устанавливается генетический ряд, отражающий процесс выщелачивания породы: неизменные черные сланцы → пористая порода → тонкодисперсные рыхлые массы. Агентами такого преобразования является физическое и химическое выветривание. Первое отвечает за дезинтеграцию породы вплоть до тонкодисперсного состояния, а второе – за разрушение и вынос отдельных компонентов породы из образования пористого субстрата. За счет выносимых компонент образуется комплекс вторичных минералов.

Формирующаяся в процессе гипергенеза пористая, преимущественно кремнистая порода представляет интерес как керамическое сырье. Поиски новых видов минерального сырья для производства керамических масс диктуются ограниченностью разведанных запасов фарфорового камня в СССР. Поэтому гипергенно измененные кремнистые и глинисто-кремнистые породы Пай-Хоя и Полярного Урала [12] рассматриваются в качестве нового перспективного объекта, как и выявленные недавно аналоги фарфоровых камней – метасоматически измененные разности липаритов и трахилипаритов [1].

#### Литература

1. Аповулканыты севера Урала – новый вид керамического сырья. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986. Вып. 58. 22 с. (Сер. препринтов сообщ. "Науч. рекомендации – народному хоз-ву").
2. *Беляев А.А.* Фтанитовая верхнедевонско-нижнекаменноугольная формация Пай-Хоя // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1986. Вып. 56. С. 27–37.
3. *Беляев А.А., Семенов Г.Ф.* Толерова верхнедевонско-среднекаменноугольная формация Пай-Хоя // Там же. С. 38–48.
4. *Блисковский В.З., Юдович Я.Э.* О составе фосфоритовых конкреций из карбона хребта Пай-Хоя // Промышленность горно-химического сырья. Научно-технический реферативный сборник. М.: Изд. НИИТЭХИМ, 1979. Вып. 1. С. 1–4.
5. *Иевлев А.А.* Эволюция гипергенного минералообразования при выветривании фосфатно-носных пород в арктических условиях // Минералогенезис и рост кристаллов // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1987. Вып. 59. С. 14–27.
6. *Иевлев А.А.* Кокимбит и копинаит Пай-Хоя // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Информационные материалы. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР. 1986. С. 189–190.
7. *Иевлев А.А., Ширева Л.Л.* Дестинезит Пай-Хоя // Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. 1987. Вып. 58. С. 88–92.
8. *Иевлев А.А., Ширева Л.Л.* Находка дестинезита на Пай-Хое // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Информационные материалы. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. С. 190–191.
9. *Иевлев А.А., Бер М.Г.* Структуры твердых фосфатных коллоидов Пай-Хоя по данным микродифракции электронов // Тез. X Коми республиканской молодежной научной конференции. Сыктывкар: 1987. С. 145.
10. Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. Вып. 48. 50 с. (Сер. препринтов сообщ. "Науч. рекомендации – народному хоз-ву").
11. *Юдович Я.Э., Красавина Т.Н., Беляев А.А.* Органическое вещество черных сланцев Пай-Хоя и севера Урала // Горючие сланцы. 1986. № 3/2. С. 143–155.

12. Юдович Я.Э., Шулепова А.Н., Беллев А.А. Каолинитовые породы в черносланцевой кремнистой толще  $D_3-C_1$  лемвинской зоны Полярного Урала // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 4. С. 947-951.
13. Юшкин Н.П. Минералогия пайхойского конгломерата // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1984. Вып. 45. С. 79-86.
14. Юшкин Н.П., Назарова Г.С. Конституция и фазовые трансформации природных коллоидов алумо-железо-сульфатно-фосфатного состава. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1982. Вып. 83. 40 с. (Сер. препринтов "Науч. докл").
15. Юшкин Н.П., Маслов М.А., Микляев А.С. Рощенит. Пайхойская находка // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, 1977. С. 105-112.

Институт геологии Коми филиала  
АН СССР, Сыктывкар

Поступила в редакцию  
22. III 1988

## МЕТОДИКА

УДК 548.0:53

### ОПЕРАТИВНАЯ МЕТОДИКА СТРУКТУРНОГО УПОРЯДОЧЕНИЯ СМЕКТИТОВ ПРИ ИХ ЭЛЕКТРОНОГРАФИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ

Беляевская Г.П., Звягин Б.Б.

Важнейшие глинистые минералы – смектиты являются весьма сложными объектами для структурного анализа. Они обладают очень высокой дисперсностью и неупорядоченностью взаимного расположения составляющих их структуру 2:1 слоев. В обычных условиях между слоями располагаются слабосвязанные молекулы воды и незначительное количество обменных катионов. Под влиянием нагревания, насыщения межслоевых промежутков органическими молекулами расстояние между слоями может меняться в широких пределах, что в общей сложности служит причиной такого примечательного свойства смектитов, как высокая изменчивость структуры [2]. В таких условиях наиболее эффективным средством структурного исследования служит дифракция рентгеновских лучей [3, 6].

Как дифракционные объекты смектиты представляют собой одномерную последовательность двумерных решеток, в качестве которых служат отдельные слои. Соответственно дифракционные картины содержат полосы двумерной дифракции  $hk$  и базальные отражения  $00l$ . При всей скудности порошковых рентгенограмм благодаря выразительности такой, хотя и лаконичной, дифракционной характеристики, как серия базальных отражений, и возможности контролировать ею последствия различных обработок смектитов рентгеновский метод оказался весьма эффективным в раскрытии важных черт структурной динамики смектитов [3, 6]. В то же время структурное исследование смектитов рентгеновским методом не могло осуществляться с полнотой и детальностью, характерной для других филосиликатов, дифракционные картины которых содержат наборы рефлексов  $hkl$ , отвечающие трехмерно периодической решетке (как у слюд и каолинитов и др.).

В 1976 г., изучая явление фиксации катионов калия в процессе обменных реакций смектита (монтмориллонита), Дж. Мами и Дж. Голтзе [7] попутно обнаружили факт существенного улучшения качества рентгенограмм, после того как обработали образцы растворами солей калия, отмыли вытесненные катионы обменного комплекса и подвергли образцы серии процедур размачивания – высушивания (РВ). Примечательно, что для более четкого выявления данного эффекта авторы осуществили съемку рентгенограмм от текстур с фоторегистрацией интенсивностей. Появление модуляций диффузных полос  $hk$  или даже дискретных дифракционных пятен, приобретающих характер пространственных рефлексов  $hkl$ , явилось свидетельством упорядочения взаимного расположения слоев. Однако лишь в работе [4] установленный эффект был использован для более детального структурного изучения смектитов, возможность которого возникает с качественным изменением выразительности дифракционных картин. Для достижения этой цели авторы использовали наиболее эффективный в решении такой задачи метод дифракции электронов и электронограммы от косых текстур [1].

Интерпретация электронограмм от текстур привела к новым весьма важным кристаллохимическим выводам не только о закономерно упорядоченном расположении слоев в искусственно наведенном состоянии смектитов, но и о внутреннем строении самих 2:1 слоев, которое им изначально присуще. Выяснилось, что взаимное расположение тетраэдрических и октаэдрических сеток в слое может быть различным для разных диоктаэдрических смектитов в зависимости от их состава, распределения изоморфных замещений и генезиса. В частности, был установлен удивительный факт существования слоев, в которых тетраэдрические сетки связаны только осью второго порядка, тогда как обычно их связывают еще центром симметрии. Такие слои соответственно можно рассматривать как обладающие вакантными цис- и транс-октаэдрами. Кроме того, по геометрии и распределению интенсивностей проявленных после обработок образцов рефлексов  $02l$ ,  $11l$  оказалось возможным различить смектиты с заселением всех октаэдров катионами равномерно с вероятностью  $\frac{2}{3}$ , а также промежуточные между отмеченными тремя формами распределения катионов по октаэдрам.

Благодаря этим достижениям открылась новая эра в изучении смектитов, основанная на возможности получения отсутствовавшей ранее ценной информации о детальном строении слоев.

Следует, однако, отметить, что разработанная калиевая обработка смектитов [7], будучи предназначенной для изучения изменений состава обменного комплекса, требует больших количеств вещества, что неизбежно удлинит каждый цикл РВ, и является весьма трудоемкой. Она приемлема для специальных исследований при решении принципиальных вопросов и оказывается слишком громоздкой для дифракционно-структурного контроля рядовых образцов в текущей аналитической работе лабораторий, особенно при большом числе образцов систематически подобранных коллекций. Кроме того, по существу трудоемкость данной процедуры в случае дифракционных экспериментов представляется излишней, так как для них существенна лишь степень приобретенной структурной упорядоченности в конечном состоянии исследуемых образцов по сравнению с их исходным состоянием. В связи с этим отпадает необходимость больших количеств вещества. Модифицирование и облегчение процедуры структурного упорядочения смектитов тем более уместно для условий электронографического исследования, потребляющего ничтожно малые количества вещества, повышающего эффект упорядочения взаимного расположения слоев удалением в вакууме прибора межслоевых молекул воды [1]. Рациональная процедура структурного упорядочения смектитов применительно к условиям электронографического исследования и служит предметом данной статьи.

Описание методики. Основная идея методики структурного упорядочения смектитов, отвечающая условиям электронографического исследования, заключается в использовании ничтожно малых количеств вещества, достаточных для приготовления электронографических препаратов, и совмещения двух операций (насыщения образцов катионами калия и последовательности циклов РВ) в единый процесс. Вместо солей калия (KCl,  $K_2CO_3$  и др.) в качестве источника его катионов используется слабый раствор щелочи КОН, а вместо дистиллированной воды как средства разбухания структуры – тот же раствор КОН. Тем самым исключается операция отмывания вещества от солевого раствора, так как высушивание образца не сопровождается выпадением кристаллов, вносящих свой вклад в дифракционную картину, мешающий интерпретировать структурные изменения смектитов. Замещение калием других катионов первоначального обменного комплекса осуществляется на протяжении всех циклов РВ, сопровождаясь более полным упорядочением взаимного расположения слоев. Кроме того, щелочная среда благоприятна для устойчивого состояния смектитов. В процессе всей процедуры постепенно происходит все более полная фиксация катионов калия с потерей их обменной способности, упорядочение взаимного расположения слоев, сопровождаемое упрочением их связей и потерей способности раздвигаться.

Практически калиевая обработка образцов осуществляется следующим образом [5]. Изучаемое вещество в количестве 10–15 мг растирают в сухом состоянии в ступке до порошка и переносят на предметное стекло. Первое смачивание 0,01–0,1 н. раствором КОН производят нанесением капель венцом вокруг вещества, расположенного в центре, с тем чтобы оно их впитало и не распалось. В следующих циклах РВ наносят по одной капле в центр осадка вещества. Высушивают образец под мощной лампой или в печи при температуре 100–120 °С. Было установлено, что эффект упорядочения структуры достигается после 70–80 циклов РВ, так что дополнительные циклы не приводят к существенному улучшению электронограмм. Длительность одного цикла РВ составляет приблизительно 3 мин, а вся процедура – 3–4 ч, причем одновременно можно обрабатывать несколько десятков образцов, т.е. используемая процедура высокопроизводительна.

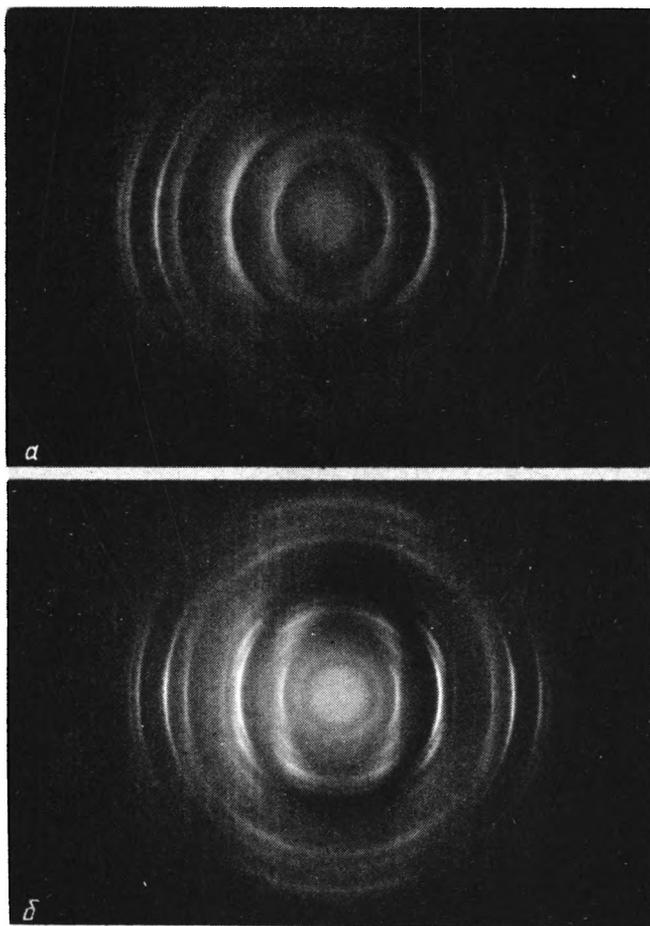
Апробация методики. Эффективность и оперативность методики подтвердились в практике лаборатории электронографии ИГЕМ АН СССР позволять исследовать следующие виды исходного материала:

а) значительное число образцов смектитов (> 100), относящихся к разным генетическим типам из разных месторождений СССР и других стран (из коллекции Г.А. Мачабели), дифракционные характеристики которых оказалось возможным получить в течение сравнительно короткого периода времени;

б) образцы смектитов, по тем или иным причинам представленные малыми количествами вещества (уникальные музейные образцы, недоступные восполнению и не подлежащие расточительному расходованию; продукты природных процессов, формирующих смектиты в форме незначительных выделений, редкие проявления эффектов трансформаций минералов, включающих смектиты как продукты промежуточных или конечных стадий и т.д.);

в) образцы, в которых разбухающий компонент представлен как примесь среди других минералов или как часть смешанослойных образований, в том числе у гидрослюд и ректоритов.

В разных случаях масштабы структурного упорядочения были различны. Структурную упорядоченность образцов в исходном состоянии и после обработки можно охарактеризовать наблюдаемыми в электронограммах от текстур особенностями I и II эллипсов, вдоль которых соответственно размещаются рефлексы 02l, 11l и 13l, 20l, из которых первые



Электроннограммы бентонитовой глины (обр. Г.А. Мачабели) до (а) и после (б) К-обработки, отвечающие эффекту 14

относятся к типу рефлексов с индексами  $k \neq 3l$ , а вторые – с  $k = 3l$ . Грубо различаются следующие случаи:

- 1) оба эллипса – I, II диффузны и не содержат отдельно различаемых дискретных рефлексов, характеризуя объекты как одномерные последовательности двумерных решеток;
- 2) отдельные рефлексы заметны на II эллипсе, тогда как I эллипс диффузен, свидетельствуя о некоторой упорядоченности структур в проекции на плоскость  $ac$ ;
- 3) модуляции интенсивностей в позиции пространственных рефлексов наблюдаются на обоих эллипсах, проявляя черты трехмерно упорядоченных структур.
- 4) все рефлексы дискретны, характеризуя структуру с определенной элементарной ячейкой.

Фактически дифракционная характеристика структурной упорядоченности отличается большим разнообразием и включает ряд промежуточных форм, выражающих и качественное изменение в ту или иную сторону четкости и контраста наблюдаемых особенностей электроннограмм. Эффект обработки образцов (фигура) можно охарактеризовать двумя индексами, первый из которых относится к исходному, а второй – к конечному состоянию, например 12, 13, 23, 44. При наличии незначительного эффекта, который не выражается изменением числового индекса, можно ставить при индексах знаки "±" (например, 22).

Возможные конкретные формы структурной упорядоченности смектитов достаточно детально описаны в работе [4].

Результаты, полученные для конкретных материалов, исследованных с применением описанного способа, будут изложены в дальнейших публикациях в соавторстве с владельцами коллекций и отдельных образцов.

## Литература

1. Зягин Б.Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 269 с.
2. Зягин Б.Б., Дриц В.А. Современные кристаллохимические представления о смектитах // Материалы XII Всесоюз. совещ. по исследованию и использованию глин и глинистых минералов. (Тез. докл.). Т. 1. Баку: Изд-во Ин-та геол. им. акад. И.М. Губкина, 1983. С. 19–20.
3. Мак-Юэн Д.М.С. Монтмориллонитовые минералы // Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 177–247.
4. Ципурский С.И., Дриц В.А. Особенности распределения октаэдрических катионов в 2:1 слоях диоктаэдрических смектитов (по данным электронографии) // Минерал. журн. 1984. № 6. С. 3–16.
5. Беллевская Г.П., Зягин Б.Б. Способ подготовки разбухающих слоистых минералов для последующего электронографического структурного изучения: А.с. 1341528 // Б.И. 1987. № 36. С. 196–197.
6. MacEwan D.M.C., Wilson M.J. Interlayer and intercalation complexes of clay minerals // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification / Eds G.W. Brindley, G. Brown. London: Min. Soc., 1980. P. 197–248.
7. Mamy J., Gaultier J.P. Les phenomenes de diffraction des rayonnement X et electroniques par les reseaux atomiques: application a l'etude de l'ordre cristallin dans les mineraux argileux // Ann. Agronom. 1976. V. 27. P. 1016.

Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и  
геохимии АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
18.IV.1988

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),  
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,  
ИЛЬИН А.В., КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И., МИГДИСОВ А.А.,  
МУРДМАА И.О., СЕДЛЕЦКИЙ В.И., СИДОРЕНКО С.А., ШМАРИОВИЧ Е.М.,  
ШНЮКОВ Е.Ф., ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),  
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N., ILYIN A.V.,  
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,  
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHMARIOVICH E.M., SHNYUKOV E.F.,  
YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИИ АН СССР  
телефон 230-81-77

Зав. редакцией *Т.А. Шелестина*

Технический редактор *Л. Кожина*

---

Сдано в набор 01.02.89 Подписано к печати 15.03.89 Т – 07477 Формат бумаги 70X100 1/16  
Печать офсетная. Усл. печл. 11,7 Усл. кр.-отт. 11,7 тыс. Уч.-издл. 14,7 Бумл. 4,5  
Тираж 981 экз. Зак. 2543 Цена 1р. 80 к.

---

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИИ АН СССР, тел. 230-81-77  
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6