



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

5
СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ
1974

СОДЕРЖАНИЕ

Н. М. Страхов. Локализация рудных стяжений Fe и Mn в Тихом океане и ее генетический смысл	3
Б. Ф. Горбачев, Г. П. Васянов. Каолины Мугуджар и закономерности их размещения	18
В. Л. Колесников, В. Н. Мазилев. Бирилейское проявление белых бокситов в Западном Прибайкалье	27
В. Е. Закруткин, И. В. Швецова. Цирконий в бокситах Южного Тимана.	32
А. Я. Литвинов, А. С. Сунцев. О взаимоотношении толщ железистых кварцитов Оленегорского месторождения с вмещающими породами и возрастном их положении	41
Л. В. Черткова, Ю. Н. Гурский. Состав углеводородных газов в донных отложениях Черного моря на разрезе Херсонес — Босфор	51
С. И. Мормиль. К геохимии цезия в галогенной формации Западного Приуралья	62
В. Х. Геворкьян, М. И. Гусельникова, Л. М. Фролова. Гейландит в углистых породах нижнего мела Украинского Причерноморья	72
Э. Э. Сендеров. О влиянии pH и растворенной углекислоты на замещение цеолитов глинистыми минералами	80
В. А. Бабошин. Мера влияния вмещающих и подстилающих пород на продуктивность слюдоносных пегматитов	88
А. А. Чистяков. О возможностях фациального анализа горного аллювия и его значении при поисках месторождений полезных ископаемых аллювиального генезиса	98
Г. Ф. Рожков, Б. С. Соловьев. Результаты систематизации дробных ситовых анализов	110

Краткие сообщения

Д. С. Туровский, С. А. Резников. Карбонаты в донных отложениях Аральского моря	118
Н. П. Бетелев. О физико-химических преобразованиях горных пород в зоне многолетней мерзлоты	122
Л. И. Боголюбова, В. А. Дриц, Б. А. Сахаров, А. Л. Соколова, А. Г. Черняховский. Смешанослойные минералы каолинит-монтмориллониты из коры выветривания Закавказья	127
В. И. Муравьев. Постседиментационное изменение глинистых минералов мезозойских продуктивных пластов Кенкияка и Акжара (Северный Казахстан)	133
Л. М. Израилев, Н. А. Соловьева. Акцессорный аутигенный монацит в отложениях верхнего палеозоя Северного Верхоянья	141
Е. З. Бурьянова, Г. Г. Кочин, Н. П. Трифонов. О распространении анальцима в верхнепермских медистых отложениях Приуралья	147

Методика

Л. Д. Шпора. К методике определения пространственной ориентировки рудоносных тел в древних дислоцированных аллювиальных отложениях	154
--	-----

Критика и дискуссии

В. Н. Холодов. Комментарии к статье Е. М. Шмариовича «В защиту картирования эпигенетических изменений как метода в познании их генезиса»	158
А. И. Дзенс-Литовский. О работе С. М. Кореневского «Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций»	165

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

5

SEPTEMBER — OCTOBER

1974

CONTENTS

N. M. Strakhov. Localization of concretions of Fe and Mn ore concretions in the Pacific Ocean	3
B. F. Gorbachev, G. P. Vasilanov. The kaolins of Mugodzhary and regularities in their location	18
V. P. Kolesnikov, V. N. Mazilov. Birileisk shows of white bauxites in the Western-Baikal region	27
V. E. Zakrutkin, I. V. Shvetzova. Zirconium in the bauxites of Southern Timan	32
A. Ya. Litvinov, A. S. Suntzev. On the interrelations of ferruginous quartzite strata of the Olenegorsk deposits and their enclosing rocks and on their age position	41
L. V. Chertkova, Yu. N. Gursky. The composition of hydrocarbon gases in the bottom sediments of the Black Sea along the Khersones — Bosphorus section	51
S. I. Mornil. To the geochemistry of caesium in the halogen formation of Western Ural region	62
V. Kh. Gevorkian, M. I. Guselnikova, L. M. Frolova. Heulandite in coaly rocks of Lower Cretaceous age of the Ukrainian Black Sea region	72
E. E. Senderov. On the effect of pH and a dissolved carbon dioxide upon the replacement of zeolites by clay minerals	80
V. A. Baboshin. The extent of influence exerted by enclosing and underlying rocks upon the productivity of micaceous pegmatites	88
A. A. Chistiakov. On the possibilities of a facies analysis of mountainous alluvium and on its importance in a search for mineral deposits of an alluvial genesis	98
G. F. Rozhkov, B. S. Soloviev. The results of systematizing fractional sieve analyses	110

Short Notes

D. S. Turovsky, S. A. Reznikov. Carbonates in the bottom sediments of the Sea of Aral	118
N. P. Betelev. On the physico — chemical transformations of rocks in the permafrost zone	122
L. I. Bogoliubova, V. A. Dritz, B. A. Sakharov, A. L. Sokolova, A. G. Cherniakhovsky. Mixed — layered kaolinite — montmorillonites from the crust of weathering of Transcaucasia	127
V. I. Muraviev. Composition changes of clay minerals in the Kenkiaka and Adzhara productive beds (Northern Kazakhstan)	133
L. M. Izrailev, N. A. Solovieva. Authigenous monazite in the Upper Paleozoic deposits of Orulgansk anticlinorium (Northern Verkhoinie)	141
E. Z. Burianova, G. G. Kochin, N. P. Trifonov. On the analcime distribution in the Upper Permian cupreous deposits of the Ural region	147

Methods of Research

L. D. Spora. To the methods of determining the space orientation of ore bodies in old dislocated alluvial deposits	154
--	-----

Critique and Discussions

V. N. Kholodov. Comments to a paper by E. M. Shmariovich «To the defense of the practice of mapping epigenetic alterations as a method of determining their genesis»	158
A. I. Dzents-Litovskiy. On a paper by S. M. Korzhenevsky «The complex of minerals in halogen formations»	165

УДК 553.31 : 553.32 (265/266)

ЛОКАЛИЗАЦИЯ РУДНЫХ СТЯЖЕНИЙ Fe И Mn В ТИХОМ ОКЕАНЕ И ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ СМЫСЛ

Н. М. СТРАХОВ

Рудные накопления Fe-Mn-стяжений локализованы в центральных частях огромных — северной субтропической и южной субтропической — халистаз и локализованы здесь на участках со скоростями осадконакопления меньшими 3—4 мм в 1000 лет. В области вулканокластических формаций периферии океана и на площади эксгальационно-осадочной формации юго-востока океана рудные накопления Fe-Mn-стяжений отсутствуют по причине больших скоростей здесь осадочного процесса. Делается вывод об экзогенном источнике веществ, за счет которых формируются рудные массы стяжений в пелагиали океана.

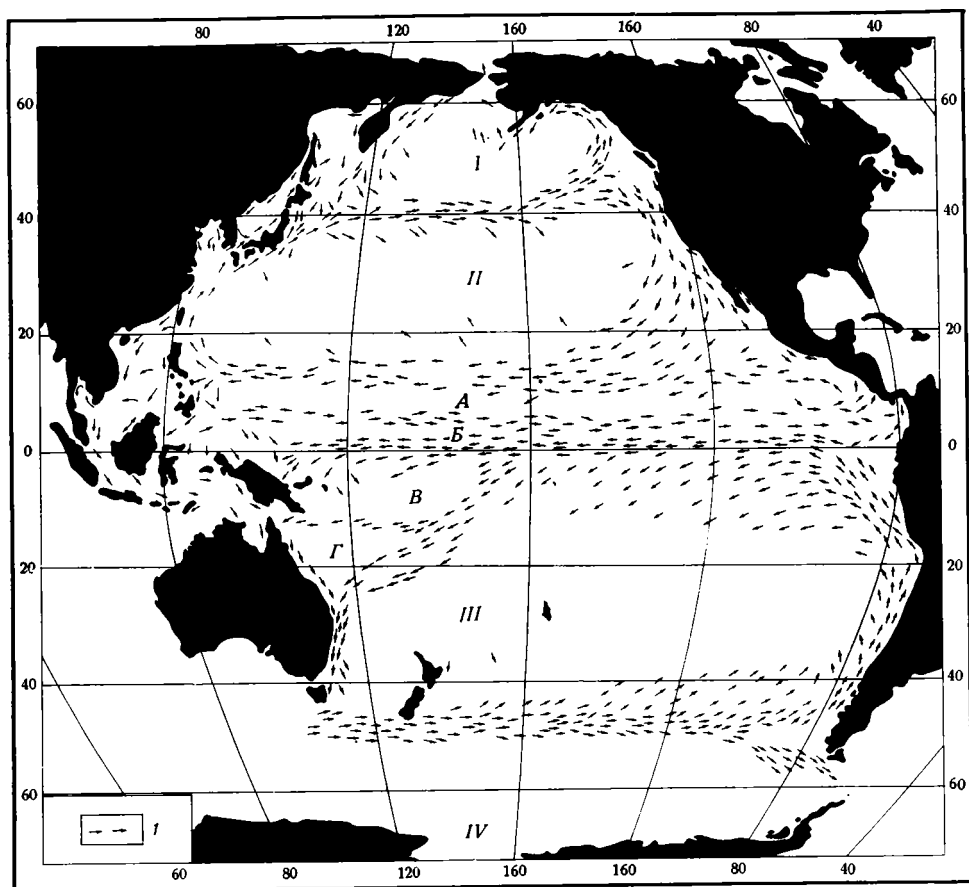
Накопления Fe и Mn в Тихом океане давно привлекают к себе внимание исследователей. Много сделано в их познании: выяснены химический и минералогический состав, условия залегания, сделаны определения продуктивности на разных участках дна, рассмотрены соотношения химического состава стяжений с составом вмещающих илов, фациальная локализация их среди разных типов пелагических отложений. Незавершенным остался вопрос о пространственных соотношениях рудных накоплений Fe и Mn¹ с общей схемой осадконакопления в Тихом океане и с районами достоверных проявлений вулканизма, особенно подводного. Между тем совершенно очевидно, что без анализа обоих этих соотношений разъяснение генезиса руд невозможно. Задача настоящего сообщения — заполнить в известной степени этот пробел.

1. СХЕМА ГИДРОДИНАМИКИ ТИХОГО ОКЕАНА И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

Изучая литературу по осадкам Тихого океана, нельзя не обратить внимание на то, что, несмотря на обилие работ, общей схемы осадочного процесса для этого бассейна пока не создано. Имеется хорошая обзорная карта его осадков, опубликованная в 1970 г. Институтом океанологии АН СССР, есть ценная карта скоростей современного осадконакопления в океане (Лисицын, 1971), давно намечен ряд зональностей в осадках: циркумконтинентальная, климатическая, тектоническая (действие глубины), биологическая, но все эти данные еще не превращены в единую динамическую схему осадочного процесса, которая лежит в основе карт и зональностей, их синтезирует и истолковывает. Поэтому, занявшись вопросом о рудных накоплениях Fe и Mn в Тихом океане, автору невольно пришлось начать издали — с выяснения общей динамической схемы осадочного процесса в этом бассейне.

Как видно на фиг. 1, в Тихом океане течения образуют своеобразную и сложную систему. Основу ее составляют два больших круговорота

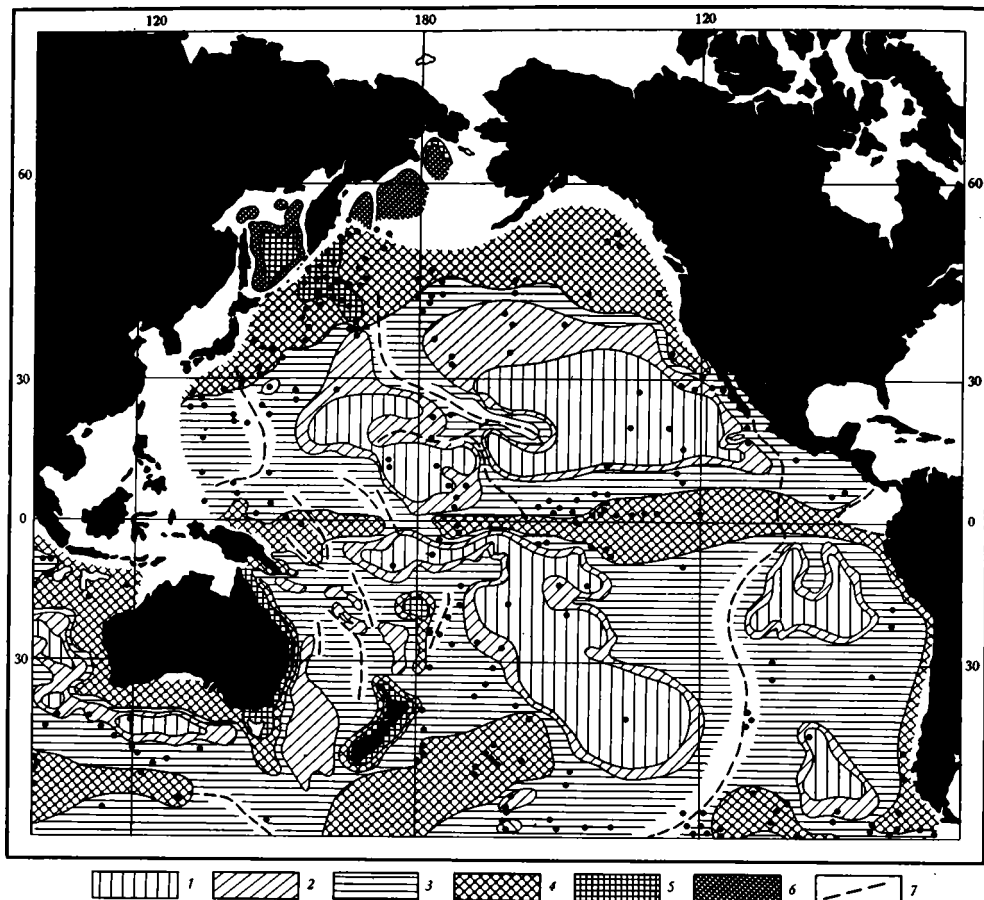
¹ Рудными называются накопления Fe-Mn-стяжений, обладающие продуктивностью $> 1 \text{ кг/м}^2$.



Фиг. 1. Схема поверхностной циркуляции поверхностных вод Тихого океана
 I — направление движения вод; халистазы: I — субполярная; II — северная субтропическая; III — южная субтропическая; IV — субполярная антарктическая; A, B — зоны слабых движений воды между пассатными (северным и южным) течениями и экваториальным противотечением; B, Γ — малые халистазы

воды, один из которых располагается между 10—12 и 40° с. ш., другой — между 10 и 40° ю. ш. В северном круговороте движение вод идет по часовой стрелке, на юге — против. По своей локализации центральные части круговоротов, или халистазы, довольно близко отвечают северной и южной аридным зонам планеты, хотя соответствие неполное, но не аридный климат их порождает, а общая циркуляция океанской воды. Кроме двух гигантских круговоротов вод существует несколько меньших. Один из них расположен севернее 40° с. ш., несколько малых и слабее выраженных находятся вдоль западной части океана, среди многочисленных островных дуг, отвечаая здесь более или менее крупным межостровным впадинам (Мурдмаа, 1971).

В экваториальной области движение поверхностных вод имеет особо сложное строение. Северное пассатное течение и экваториальное противотечение, переходя одно в другое у побережья Северной Америки и у островов Азин, образуют круговое движение (A), весьма вытянутое, с узкой зоной малоподвижных вод шириной примерно 3° (7—10° с. ш.). Южная часть экваториального противотечения и южное пассатное течение формируют второй, еще более узкий, круговорот воды (B), в котором затишная зона едва улавливается. В эту систему поверхностных движений включаются и глубокие горизонты водной массы, причем включение



Фиг. 2. Скорости осадконакопления в Тихом океане за последние 700×10^3 лет, мм за 10^3 лет (фрагмент карты А. П. Лисицына, 1971)
 1 — <1 ; 2 — $1-3$; 3 — $3-10$; 4 — $10-30$; 5 — $30-100$; 6 — >100 ; 7 — основные хребты и горные системы на дне океана

осуществляется таким образом, что глубинные движения не нарушают схемы поверхностной циркуляции океанских вод, но оказываются ее естественными членами. Вертикальные движения осуществляются путем дивергенций и конвергенций, а также сгонных движений вод. В дивергенциях глубокие горизонты воды поднимаются вверх, принося с собой питательные вещества для биоса и обуславливая его локальный пышный расцвет. Это имеет место при оси круговорота I, в экваториальной полосе (в круговороте A) и в приантарктической зоне. Конвергентные (нисходящие) движения воды локализованы вдоль динамической зоны гигантских халистаз II и III, а также в узком экваториальном круговороте B. Подъемы воды, обязанные сгонным ветрам, размещаются вдоль западного побережья Северной и Южной Америки. Все эти места совпадают или очень близки к траекториям гигантских циркулярных течений северной и южной половин Тихого океана; глубинные воды включаются в эти течения в качестве составной части.

Вдоль западной части Тихого океана, отвечающей зоне современных геосинклиналей, общая схема движений воды сильно осложнена локальными поднятиями и погружениями дна. Для наших целей эта зона не имеет существенного значения, и потому касаться ее не станем. Посмотрим теперь, как отражается эта гидродинамическая схема в распределе-

нии скоростей осадконакопления. Карта скоростей современной седиментации в океанах (фиг. 2) позволяет вскрыть несколько важных фактов (Лисицын, 1971).

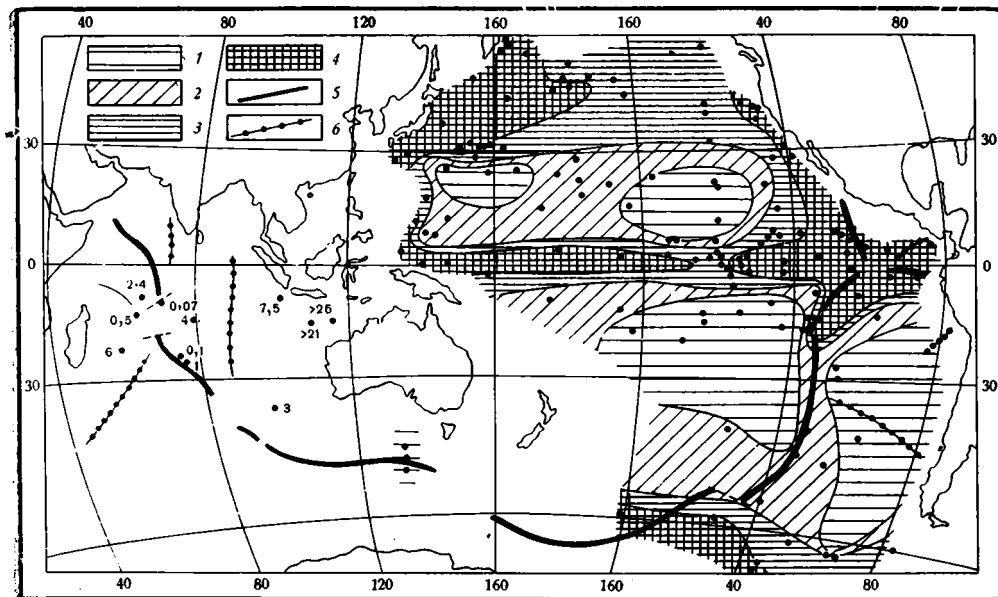
Так, гигантская северная халистаза II достаточно точно отвечает зоне минимальных скоростей осадконакопления в 3—1 и <1 мм в 10^3 лет; вторая градация распространена особенно широко и занимает подавляющую часть площади халистазы. Минимальные скорости внутри халистазы, однако, не образуют сплошной зоны, но расчленены на две части полосой северо-западного простирания, в пределах которой скорость осадкообразования достигает 3—10 мм в 10^3 лет, т. е. значительно больше, чем за ее пределами. Причина разделения заключается в воздействии рельефа дна: Императорских гор и поднятий Гавайских островов, показанных на карте штриховой линией. На поднятиях кое-где развит вулканизм, поставляющий некоторое количество эруптивного материала, повышающего скорость седиментации. Кроме того, глубины дна в области хребтов меньше критической глубины карбонатакопления; поэтому дополнительно к вулканическому материалу на хребтах накапливаются некоторые количества CaCO_3 ; отсюда протяженная полоса повышенных скоростей седиментации, т. е. больших мощностей современных осадков, внутри халистазы.

Аналогичная картина в южном полушарии. Здесь огромнейшей халистазе III на дне отвечают три разорванные области минимальных скоростей осадконакопления: в Центральной и Перуанской котловинах, между которыми располагаются крупные площади повышенных скоростей осадочного процесса: 3—10 мм в 10^3 лет. Причина — широкое развитие в пределах халистазы глубин дна, меньших критических для карбонатакопления, а также наличие Восточно-Тихоокеанского хребта с его активной эксталяционной деятельностью. Особенно большое значение имеет рельеф, разрешающий массовое накопление на дне CaCO_3 (глубины, меньшие критических 4500 м). Как раз область южной халистазы со скоростями седиментации 3—10 мм в 10^3 лет является площадью высококарбонатных фораминиферовых илов с содержанием 50—90% CaCO_3 . Таким образом, ограниченное развитие на территории южной халистазы минимальных скоростей современного осадконакопления имеет достаточное основание и понятную причину: действие рельефа и вулканизма, тех же факторов, что осложнили в меньшей, правда, степени картину в халистазе северной.

Между гигантскими халистазами II и III, в зоне сложного гидродинамического режима, располагается экваториальная полоса повышенных и больших скоростей седиментации, отвечающая вытянутым круговоротам А, Б и разделяющим их экваториальному противотечению. Со всех сторон по мере приближения к берегу халистазы окаймляются зонами повышенных скоростей осадкообразования, т. е. более мощных осадков.

Небезынтересно сопоставить схему гидродинамики и размещения скоростей осадконакопления в Тихом океане со схемами во внутриконтинентальных морях — Черном и Каспийском.

В Черном море современные осадки имеют возраст 8000 лет. Мощность их максимальна (>1 м) по периферии акватории, а также в полосе от Крыма до Анатолийского побережья (Синоп). В центре западной половины моря наблюдается минимум мощностей (20—15 см), в центре восточной половины мощности также малы (30—50 см). Такие соотношения наблюдаются не только в осадке в целом, но и в абсолютных массах отдельных его компонентов — терригенного материала, CaCO_3 , Сорг. , Fe, Mn. Эта картина осадконакопления в данном случае прямо и непосредственно отражает гидродинамику поверхностного слоя воды (0—175 м). Периферийные высокие мощности осадка в западной половине моря отвечают кольцевому движению воды вдоль нижней части шельфа от Крыма на запад, к Дунаю, затем на юг к Босфору и на восток,



Фиг. 3. Скорости накопления (в мг/см^2 за 10^3 лет) бескарбонатного вещества тихоокеанских отложений (по Н. Бострому, Т. Крамеру и О. Гартнеру, 1973)
 1 — <1 ; 2 — $1-2$; 3 — $2-5$; 4 — >5 ; 5 — активные хребты; 6 — неактивные хребты

вдоль малоазиатского берега; достигнув Анатолийского выступа, течение поворачивает на северо-восток, к Крыму, и замыкает здесь кольцо. Халистазе западного кольца отвечают минимумы мощностей осадка и абсолютных масс главных его компонентов. В восточной половине Черного моря локализовано второе круговое движение воды, идущее против часовой стрелки, оно идет от Кавказского побережья к Крыму, поворачивает к югу, а затем к востоку, к Кавказу. По ходу течения мощности осадка максимальны, халистазе же отвечает минимум мощностей.

В Каспии присутствуют также два кольцевых течения, но расположены они не по широте (как в Черном море), а по меридиану: северное захватывает Средний Каспий и часть Северного Каспия, южное локализовано в Южном Каспии. Разделяет их поднятие, протягивающееся от Апшеронского полуострова на Краснодарское плато. Как показали недавно работы Л. И. Лебедева с соавторами (1973), максимальные мощности осадка и главных его компонентов здесь также отвечают траектории течения, халистазам же — минимумы мощностей. Генетически в обоих водоемах при разной ориентировке их большой оси размещение мощностей целиком обусловлено гидродинамикой бассейна, а не климатическим фактором.

Нетрудно видеть, что в принципе картина соотношений гидродинамического режима и скоростей современного осадконакопления в Тихом океане та же, что в Черном море и в Каспийском.

Сходство станет еще большим, если оперировать не суммарными мощностями осадка, как это показано на карте А. П. Лисицына, а скоростями накопления бескарбонатного вещества, представляющего собой в основном терригенный материал с добавкой местами незначительных количеств аутигенной SiO_2 . Такая карта построена К. Бостромом с соавторами (Böstrom et al., 1973); на ней (фиг. 3) отчетливо проступают халистазы II и III с минимальными скоростями накопления терригенных частиц, разделенные зоной экваториального максимума и окаймленные прибрежными полосами повышенной терригенной седиментации. Срединное Восточно-Тихоокеанское поднятие разделяет III халистазу

на две неравные (западную и восточную) части. Карта К. Бострома схематичнее карты А. П. Лисицына, ибо использует меньшее количество данных, но суть их одинакова, причем снятие разбавляющего карбонатного материала проясняет гидродинамическую природу распределения на дне абсолютных масс обломочного терригенного материала, а также Fe.

Итак, в огромном Тихом океане, как и в небольшом Черном море и в Каспийском, распределение на дне сносимого с водосборов осадочного материала обусловлено в первую очередь схемой гидродинамики поверхностных слоев водной массы, которая осложнена в океане в большей или меньшей мере действием рельефа и вулканической активностью. В наличии этих осложнений и заключается отличие седиментационной картины в Тихом океане от наблюдающейся во внутриконтинентальных морях, где действие гидродинамического фактора выступает в чистом виде.

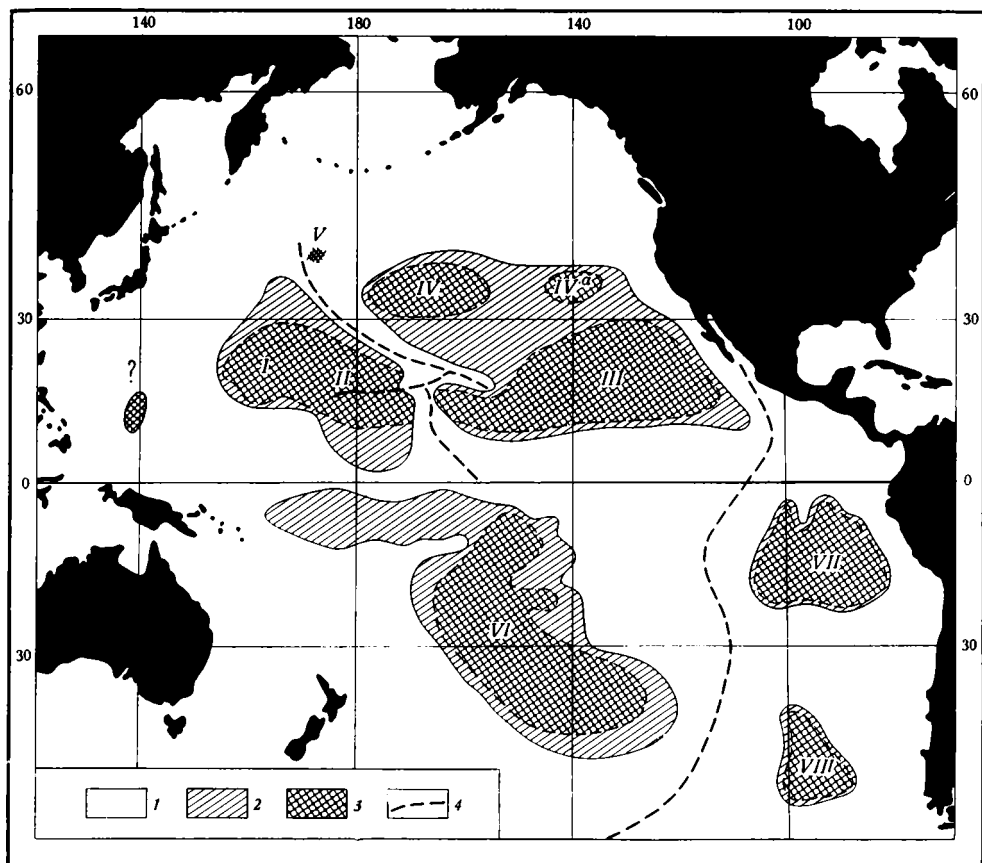
Я должен подчеркнуть гидродинамическую в своей основе природу схемы распределения мощностей (т. е., масс) осадков в Тихом океане потому, что эта природа ее до сих пор ясно не распознана. Специфика осадочного процесса внутри II и III халистаз обусловлена не тем, что они отвечают аридным зонам, как полагают авторы монографии «Осадкообразование в Тихом океане» (1970), а тем, что они порождены гидродинамикой океана, заносящей в эти халистазы все меньшие количества поступающего с берега материала и превращающей их в области минимальных скоростей осадконакопления; огромность обеих халистаз содействует яркому проявлению в них этой особенности.

Существенно, что, хотя более глубоким (подповерхностным) слоям океанской воды свойственны, как известно, разнообразные движения, они не нарушают картины распределения на дне осадочного материала, создаваемой поверхностными течениями. Это проявляется не только в распределении общих масс осадка, но и некоторых компонентов их состава, например, глинистых минералов, поступающих с берега (Ратеев, 1971; Ратеев и др., 1966; Griffin et al., 1968). Причина заключается, несомненно, в гораздо большей активности (скорости) поверхностной циркуляции водной массы сравнительно с движениями более глубоких горизонтов воды.

2. МЕСТО РУДНЫХ НАКОПЛЕНИЙ В ДИНАМИЧЕСКОЙ СХЕМЕ ТИХООКЕАНСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Сопоставим теперь карту скоростей осадконакопления (фиг. 2) с картой размещения рудных концентраций Fe-Mn-стяжений (фиг. 4).

Уже с первого взгляда видно, что рудные количества Fe-Mn-стяжений локализованы только в областях II и III халистаз и притом только на таких их участках, где скорость осадконакопления минимальна: < 1 и $1-3$ мм в 10^3 лет. Как только переходим внутри этих халистаз к площадям со скоростями $> 1-3$ мм в 10^3 лет, рудные Fe-Mn-накопления исчезают, сменяясь разрозненными конкрециями, которые местами встречаются часто, местами единично. То же и за пределами обеих халистаз. Одновременно габитус стяжений становится иным: вместо хорошо оформленных желваков в областях с высокими темпами седиментации встречаются плохо развитые стяжения, иногда просто налеты и корочки на кусках вулканических пород. В халистазе I, лежащей севернее 40° с. ш., а также в вытянутых халистазах А и Б, скорость осадконакопления > 3 мм в 10^3 лет и рудных стяжений нет. Исключения составляют две точки: у подножия Императорских гор (район V) и в Марианской впадине. В обоих случаях, однако, определений реальных скоростей осадконакопления нет, и вполне вероятно, что эти исключения только кажущиеся; на деле скорости седиментогенеза и здесь могут быть < 3 мм за



Фиг. 4. Соотношения рудных площадей Fe-Мп-стяжений со скоростями осадконакопления [рудные площади по П. Л. Безрукову, П. П. Петелину, Н. С. Скорняковой (1970)]

Скорости, мм в 10^3 лет: 1 — >3 , 2 — <3 ; 3 — рудные Fe-Мп-накопления; 4 — горные хребты и их системы на дне океана; I—VIII — рудные площади (по Н. С. Скорняковой, П. Ф. Андрущенко, 1970)

10^3 лет. Весь же остальной громадный материал позволяет принять, что подобно тому как в океане существует критическая глубина карбоната-накопления, ниже которой карбонатные осадки не формируются, имеется критическая скорость седиментации, выше которой рудные Fe-Мп-накопления не образуются. Скорость <3 мм в 10^3 лет — своего рода поисковый признак на рудные накопления железа и марганца.

В чем же состоит рудообразующее действие малых скоростей осадкообразования?

Поскольку пелагические илы обогащены железом и марганцем и другими элементами, их сопровождающими (Co, Ni, Cu, Pb, Mo и др.), можно было бы думать, что рудообразующее действие малых скоростей заключается в предварительном обогащении осадков рудными элементами. Но таблица показывает, что это не так.

Рудные поля в халистатических областях возникают при разной обогащенности осадков железом и особенно марганцем. Так, поле IV возникло на фоне содержаний марганца 0,2—0,5% и отчасти 0,5—1,0%. Рудные поля I, II, III, взятые в целом, располагаются на фоне тех же содержаний марганца. Западная часть рудного поля VI в Центральной котловине Тихого океана лежит в области концентраций марганца

0,5—1,0%, восточная — 1,0—3,0%. Рудное поле VII — в области 1,0—3,0% марганца. Колебания, как видим, достаточно большие (на 1,5 порядка), и это не позволяет считать, что предварительное концентрирование железа и марганца в илах играет решающую либо даже просто значительную роль в формировании рудных стяжений этих элементов, как это казалось автору раньше (Страхов и др., 1968). Истинная причина глубже и лежит в физико-химических особенностях рудообразующих элементов.

Нужно иметь в виду, что конкреции образованы окисными формами Fe, Mn и их спутников и формируются в среде с высоким Eh порядка +500 мв. А окисные соединения Fe и Mn (особенно первого) в осадке с

Соотношения продуктивности стяжений, их состава и содержания во вмещающих илах
(по Н. С. Скорняковой, 1970)

Уча- сток, №	Mn в осадке, %	Продуктив- ность, кг/м ²	Средний состав стяжений, %				
			Mn	Fe	Ni	Co	Cu
I	0,2—0,5 и 0,5—1,0	5,5	19,8	12,8	0,58	0,43	0,31
II	0,2—0,5 и 0,5—1,0	?	15,0	18,7	0,38	0,70	0,11
III	0,2—0,5 и 0,5—1,0	3,8	23,4	7,5	1,0	0,26	0,94
IV	0,2—0,5 и 1,0—3,0	9,4 (?)	16,5	11,2	0,38	0,19	0,31
VI	0,5—1,0 и 1,0—3,0	10—13,6	17,2	13,1	0,63	0,53	0,37
VII	1,0—3,0	9,2	32,9	6,4	0,55	0,085	0,54

таким высоким окислительным потенциалом отличаются ничтожной растворимостью и, чтобы создать заметную обособленную их концентрацию, скажем в 10, 25, 50 кг/м², требуется весьма длительное время.

Важно, кроме того, чтобы возникшая система концентрирующих токов длительно не была нарушена и зародышевое стяжение продолжало расти. Это возможно лишь в случае, если скорость седиментации будет весьма мала и существенно меньше скорости стягивания элементов. Единственными местами в Тихом океане, где реализуется это последнее условие, являются участки халистаз со скоростями осадкообразования <3 мм в 10³ лет, особенно же <1 мм в 10³ лет.

Таким образом, места формирования рудных Fe-Mn-стяжений в Тихом океане строго детерминированы. Они предопределены сочетанием физико-химических свойств окисных соединений элементов с гидродинамической схемой распределения в водоеме веществ, поступающих с водосборов, и занимают в этой схеме те участки халистаз, скорости седиментации в которых минимальны (<3 мм в 10³ лет).

Эта закономерность позволяет понять ряд частных моментов, касающихся Fe-Mn-стяжений. Общеизвестно, что стяжения эти редки в глобигериновых илах, более часты в радиоляриевых и наиболее часты в красной глубоководной глине, где и образуют рудные накопления. Объясняется это тем, что скорость седиментации глобигериновых и частью радиоляриевых илов выше критической для пелагического рудообразования, а у красной глины — ниже ее. Понятен с этой же точки зрения тот неожиданный факт, что рудное конкрециообразование отсутствует в поле достоверного развития эксгаляций на Восточно-Тихоокеанском хребте, а также в зонах с вулканокластическими осадками. Тормозящим фактором является большая скорость осадкообразования: 3—10 мм в 10³ лет, по карте А. П. Лисицына (1971). Иными словами, там, где эксгаляции поступают снизу, их вещество оказывается иммобильным в диагенезе, причем тормозом перераспределения в данном случае является обильное поступление CaCO₃, отчасти SiO₂, но отчасти и самого эксгалятивного материала.

В подавляющем большинстве случаев конкреции в рудных полях и вне их располагаются на поверхности осадка; лишь меньшая часть — в

верхних 10—20 см ила. Этот многократно подтвержденный факт дополнен в настоящее время другим важным наблюдением во время 9-го рейса экспедиционного судна «Менделеев» вдоль рудных полей II и III. Оказалось, что верхние 0—2, 0—3 см осадка отчетливо обогащены марганцем и сопровождающими его элементами Co, Ni, Cu, Mo и др. сравнительно со слоями более глубокими (И. И. Волков, личное сообщение).

Таким образом, можно сказать более общо: верхние 0—2, 0—3 см осадка в зоне халистаз с минимальными скоростями осадкообразования отличаются общей обогащенностью марганцем, которая проявляется в рассеянной его форме и рудных стяжениях.

В чем причина обогащения? Учтем, что мощность 2—3 см в областях обогащения отвечает по времени $10\text{--}20 \times 10^3$ лет, т. е. самому концу плейстоцена и голоцену. В это время после ликвидации ледникового покрова с водосборных частей континентов северного полушария уменьшился твердый сток рек в субтропиках, что и отразилось соответствующим образом на скоростях седиментации. Скорости осадконакопления перешли границу критических скоростей и стали меньше их. Отсюда общее повышение содержания марганца и сопутствующих элементов в самом верхнем слое осадков халистаз II и III и появление рудных Fe-Mn-стяжений.

Замедление седиментации в субтропической части Атлантического океана установил К. К. Турекьян; оно констатируется в голоцене Черного и Каспийского морей и потому допустимо и для субтропических зон Тихого океана.

Fe-Mn-стяжения отличаются, как известно, характерным отношением к рельефу рудных площадей: их больше на холмообразных поднятиях рельефа высотой 200—300 м и площадью в 1—3 км² и меньше в западинах между холмами. Объяснение (Скорнякова, Андрущенко, 1970)— скорость седиментации на поднятиях меньше, чем в западинах, ибо с первых движениями придонных вод смывается во вторые некоторая часть тонкого материала; это полностью гармонирует с концепцией, развиваемой в данном сообщении.

За последние 10—15 лет на разных участках океанов было обнаружено несколько погребенных горизонтов Fe-Mn-стяжений на разных глубинах от поверхности дна. По минеральному и химическому составу стяжения из погребенных слоев ничем существенным от современных поверхностно лежащих рудных конкреций не отличаются. Мы имеем поэтому основания считать, что они обязаны своим генезисом моментам замедленной седиментации на данной территории океана, обусловленной замедленным поступлением на нее осадочного материала. Тем самым разрез океанических осадков с погребенными рудными горизонтами становится как бы каменной летописью колебаний осадочного процесса в пелагиали океанов, причем рудные слои отвечают моментам замедления, а разделяющие слои — периодам ускорения седиментогенеза.

Рудные площади, выделенные Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (1970), отличаются большой пестротой распределения на них продуктивности стяжений: 0,1—30 кг/м² и выше, но состав стяжений внутри каждой площади остается более или менее постоянным. Имеется две причины гнездового характера рудных площадей: одна — разобранное выше влияние холмообразного рельефа дна океана; другая — колебания скорости накопления конкрецьеобразующего слоя: местами она возрастает, приближаясь к критической скорости седиментогенеза и даже переходя ее, и тогда конкрецьеобразование убывает вплоть до локального исчезновения, местами она отвечает оптимальной для формирования стяжений, и тогда появляются наиболее продуктивные участки («гнезда») конкреций.

Если существует критическая скорость осадкообразования для рудных Fe-Mn-стяжений в халистатических зонах II и III, то как понять

возникновение отдельных конкреций вне этих халистаз, на площадях с увеличенными скоростями седиментогенеза? Думаю, что здесь действуют все те же две причины. Обе приводят к локальному появлению вне халистаз участков с замедленной седиментацией, близкой к критической. На таких участках и возникают разрозненные стяжения. Чем дальше от халистаз, тем реже встречаются территории со скоростями, приближающимися к критической, тем реже становятся находки конкреций и тем более зачаточный, несовершенный характер они имеют.

Как видим, идея о скорости осадочного процесса как решающем факторе пелагического рудообразования позволяет без натяжек и внутренних противоречий истолковать известные в настоящее время факты о Fe-Mn-рудных и стяжениях этих элементов вообще.

3. ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ НАКОПЛЕНИЙ Fe и Mn С ПРОЯВЛЕНИЯМИ ВУЛКАНИЗМА

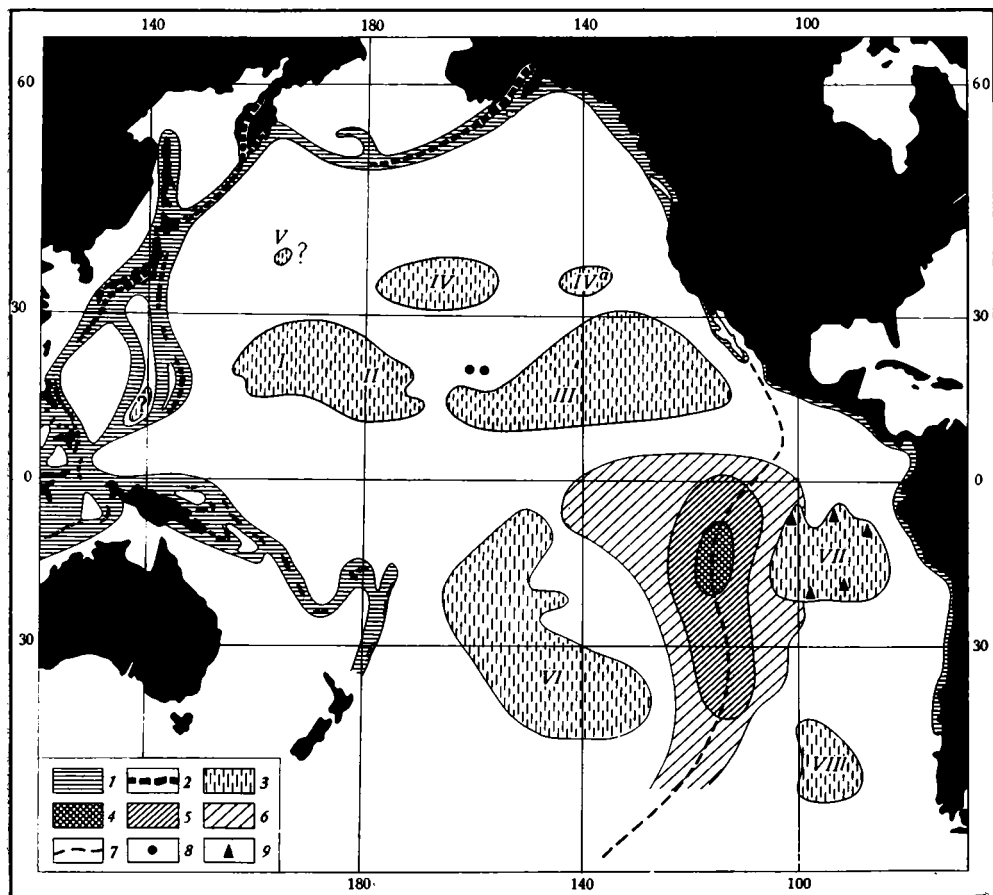
Обратимся теперь к другой стороне дела: к пространственным соотношениям между местонахождением рудных Fe-Mn накоплений и ареалами достоверно установленной вулканической активности.

Как известно, в Тихом океане существуют две формы вулканических проявлений: эксплозивная, результатом которой являются главным образом вулканокластические осадки (формации), эксгальции же и гидротермы подавлены, и эксгальционно-гидротермальная с почти полным отсутствием пирокластического материала и сильным выделением газовой-водных растворов.

Площади вулканокластических накоплений в настоящее время достаточно известны и неоднократно изображались картографически. На фиг. 5 они показаны на основании карт Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева (Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970), а также карт П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа (1971). Существуют ли вне указанных мест участки современных подводных пирокластических извержений, строго говоря, не известно. Сделана попытка доказать наличие их в северо-западной части Тихого океана (В. И. Чайников, М. А. Репечка), но аргументы в пользу подводного эксплозивного вулканизма здесь мне представляются неубедительными, почему указания этих авторов использованы не были. Е. Бонатти описал в 1965 г. в районе разлома Mendocino гналокластические туфы, которые он связывает с подводным извержением океанических базальтов, сопровождавшимся разбрызгиванием лавы. Но насколько эти процессы действительно современны не известно.

Сложнее обстоит дело с выявлением достоверных площадей современной подводной эксгальционно-гидротермальной деятельности. На такую площадь впервые в достаточно определенной форме указала Н. С. Скорнякова (1964) по картам распределения Fe и Mn в поверхностном горизонте осадков. В 1966—1969 гг. эта гипотеза была подтверждена К. Бостромом и М. Петерсеном (Bostrom, Patterson, 1969), открывшими по материалам экспедиции Riserac на Восточно-Тихоокеанском хребте (поднятии) карбонатные осадки, богатые Fe и Mn и связанные пространственно с зоной высокого теплового потока от интрузии, залегающей под хребтом. Последним звеном в системе доказательств была разработка автором этих строк (Страхов, 1974₁) достаточно надежной методики отделения расчетом в бескарбонатном веществе осадков собственно эксгальтивной части рудных элементов (Fe+Mn+микроэлементы) от части литогенной, вносимой красной глиной, примешанной к осадку, и доказательство того, что эксгальтивный компонент играет важную роль в осадках юго-востока Тихого океана.

В результате выяснилось, что здесь присутствует обширная голоцено-неогеновая эксгальционно-осадочная формация фораминиферовых



Фиг. 5. Соотношения рудных площадей с территориями развития вулканизма
 1 — вулканокластические формации, местами переходящие в карбонатные на антиклинальных поднятиях; 2 — участки современного вулканизма; 3 — I—VIII — площади рудных Fe-Mn-накоплений в виде стяжений; площади развития эксгальационно-осадочной карбонатной формации; сила эксгальаций: 4 — максимальная, 5 — умеренная, 6 — слабая (затухание процесса); 7 — Восточно-Тихоокеанский срединный хребет; 8 — вулканизм на Гавайских островах; 9 — рудные точки на Перуанской рудной площади.

Fe-Mn-илов, в составе которой достоверно эксгальативный компонент образует 60—90% ее бескарбонатного вещества, а на некоторых площадях слагает его практически полностью (Страхов, 1974₁). При расчете на натуральный осадок это составляет 8—15%.

Пространственно формация локализована частью на Восточно-Тихоокеанском хребте (поднятии), частью — на прилегающих к нему участках океанического дна, занимая в целом около 1/4 всей его площади. Пробитая мощность формации 6 м, но ложе ее не вскрыто, и, таким образом, реальная мощность может быть многократно больше.

Во вскрытой части толща отличается большой изменчивостью по длине и широте, то замещааяся ареалами базальтов и туфов, то резко меняя содержания суммы рудных компонентов в бескарбонатном веществе. В то же время вертикальные разрезы ее отличаются относительной устойчивостью соотношений карбонатной части и силикатно-рудного компонента, а также соотношений рудных элементов (Fe, Mn и др.) в бескарбонатном веществе.

Наибольшей концентрацией рудных элементов отличается площадь толщи, отвечающая хребту и особенно осевой его части. С удалением от хребта бескарбонатное вещество, вообще говоря, беднеет рудными элементами, но на этом обедненном фоне все же встречается ряд точек (очагов) с высоким содержанием их. Состав эксгальтационного материала имеет ряд специфических признаков, особенно резко выраженных в области хребта, при пересчете на бескарбонатное вещество. В нем много Mn (до 8,8%), V (до $630 \times 10^{-4}\%$), As (до $400 \times 10^{-4}\%$), В (до $830 \times 10^{-4}\%$), Hg (до $400 \times 10^{-7}\%$), U (до $10 \times 10^{-4}\%$). Содержания Co, Ni, Cu, Pb, Zn тоже повышены, но эти элементы локализируются главным образом вне хребта на прилежащих к нему участках океанического дна, где содержания их значительно больше, чем на хребте.

Характерную особенность формации составляет то обстоятельство, что Al_2O_3 не входит в состав эксгальтационного материала, а вносится только красной глиной, подмешанной к осадку. Поэтому, построив карту содержаний Al (в процентах на бескарбонатное вещество), можно по минимальным содержаниям его определить место максимального поступления эксгальций, а по увеличивающимся количествам — постепенное затухание рудного процесса по мере удаления от очагов, в данном случае — от Срединного Восточно-Тихоокеанского хребта.

Вне юго-востока достоверных площадей подводной эксгальтационно-гидротермальной активности, притом достаточно эффективной, пока не обнаружено.

Обратимся теперь к соотношениям между участками вулканической деятельности и распределением охарактеризованных выше рудных стяжений.

Особый интерес представляет отношение стяжений к Восточно-Тихоокеанскому хребту, где напряженность эксгальтационных процессов максимальна. С точки зрения эксгальтационной гипотезы этот район, казалось бы, наиболее благоприятен для образования рудных концентраций стяжений. Между тем на карте Н. С. Скорняковой (Скорнякова, Андрущенко, 1970, рис. 93) из 18 точек, опробованных на стяжения, 13 не встретили их совсем и только пять обнаружили; эти данные относятся к южной половине хребта (южное 20° ю. ш.); для северной его половины сведений о стяжениях нет, но едва ли дело здесь обстоит иначе. Эти факты позволяют утверждать, что, несмотря на интенсивность эксгальтационного процесса на хребте, конкрециеобразование здесь еле-еле теплится и количественно невыразимо; рудных стяжений здесь нет. Отсутствуют они и по вскрытому (пока 6-метровому) разрезу формации. За пределами хребта конкреции присутствуют в грации «часто», количественно невыразимой.

Исключение составляет небольшой участок по восточной окраине эксгальтационно-карбонатной формации: здесь Перуанская площадь VII слегка «наезжает» на площадь формации. Надо иметь в виду, однако, что этот «наезжающий» участок рудного района документирован только единственной точкой (она показана на фиг. 5 треугольником на северо-западе района) и что перекрываемая территория формации характеризуется уже затуханием эксгальтационного процесса (Al 3—7%). Совершенно подавляющая же часть эксгальтационно-карбонатной формации отчетливо удалена от рудных накоплений Fe-Mn-стяжений.

Не менее характерны соотношения стяжений с вулканокластическими формациями Тихого океана. На карте Н. С. Скорняковой (1970, рис. 93) все эти формации помечены знаком отсутствия стяжений вообще, не говоря уже о рудных концентрациях.

И вот мы оказываемся перед парадоксальной ситуацией.

Рудные концентрации Fe-Mn-стяжений, имеющие, согласно господствующей гипотезе, вулканогенно-осадочный генезис, тщательно избегают зон и площадей развития достоверных современных проявлений вул-

канизма в эксплозивной и эксгальационной форме. В качестве единичных образований, не поддающихся количественной оценке, стяжения присутствуют кое-где на Восточно-Тихоокеанском хребте и прилегающих участках; в зонах вулканокластических формаций даже такой формы нахождения стяжений нет. Известна сейчас и причина отсутствия: скорость осадкообразования на площадях вулканокластических и эксгальационно-осадочной формаций далеко превосходит критическую скорость рудного конкрециообразования, почему оно здесь и не реализуется. Fe и Mn остаются в этих формациях распыленными, не сконцентрированными процессами диагенеза.

Но может быть, из областей эксгальационно-осадочной и вулканокластических формаций на удаленные от них площади рудных концентраций Fe и Mn заносится все же достаточно растворенных веществ, чтобы обеспечить возникновение здесь больших масс Fe-Mn-стяжений?

Этот вопрос вплотную подводит нас к гипотезе отдаленных вулканогенно-рудных формаций, предложенной в 1955 г. Н. С. Шатским. Гипотезу эту, как известно, много раз обсуждали, критиковали, отстаивали. К настоящему времени положение прояснилось.

Литологи ГИН АН СССР, где зародилась и развивалась концепция отдаленно-вулканических формаций, пришли, наконец, к заключению, что отдаленно-вулканогенных рудных формаций в понимании Н. С. Шатского — с удалением на многие сотни и даже тысячи километров от очага эманий — не существует. Удаление определяется в «несколько десятков километров» (Осадкообразование..., т. II, 1968). Это уже близко к моим определениям: 15—25 км. Такая удаленность в нашем случае решает дело. В масштабе карты (фиг. 5) накопления Fe и Mn, удаленные на несколько десятков километров от очагов эксгальаций, практически не выйдут за границы самих эксгальативно-осадочной и вулканогенно-кластических формаций. В действительности же рудные стяжения Fe и Mn на этой карте отодвинуты на сотни и тысячи километров от районов вулканических. Стало быть, возможность их возникновения за счет столь далеких очагов отпадает.

Добавим к этому, что эксгальационно-осадочная формация юго-востока Тихого океана отделена от полосы рудных концентраций Fe+Mn (II+III) отчетливо выраженной зоной резко пониженных содержаний этих элементов в бескарбонатно-бескремнистом веществе осадков (Страхов, 1974). Наличие этой полосы, на которую до сих пор почему-то не обращали внимания, очевидно, исключает занос эксгальативных Fe и Mn с юго-востока океана в его северную половину.

Итак, рудные накопления Fe-Mn-стяжений в Тихом океане возникли за счет поступления материала не из вулканических очагов, а с водосборных площадей, и их место на дне — во II и III халистазах с минимальными скоростями осадконакопления — предопределено гидродинамическим режимом водоема и свойствами окисных соединений Fe и Mn. Это типичные экзогенные образования и по источнику, и по факторам, контролирующим их генезис и размещение.

Такая трактовка Fe-Mn-накоплений, конечно, не исключает того, что на отдельных активных подводных вулканических горах могли возникать рудные корки и другие образования Fe и Mn за счет локального поступления эксгальаций. Но такие случаи еще должны быть найдены и детально аргументированы. Общей картины генезиса рудных Fe-Mn-стяжений они не изменят.

4. ДВА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПА РУДНЫХ НАКОПЛЕНИЙ Fe И Mn В ПЕЛАГИАЛИ ОКЕАНОВ

В итоге в пелагиали Тихого океана вырисовываются два генетических типа рудных накоплений Fe и Mn, пространственно разобщенных и контролируемых резко различными факторами.

Первый — эндогенный. Он возникает за счет эксгаляций, поднимающихся из глубин коры; вероятно, из верхней мантии. Его современный пример — эксгаляционно-осадочная карбонатная формация юго-востока Тихого океана. По содержанию Fe и Mn это еще не настоящая руда, а недоразвитое рудное тело, в котором, однако, отчетливо выступают признаки эндогенного типа. Основной фактор, контролирующий размещение его в пределах океана, — тектонический. Рудное накопление локализовано в наиболее отчетливой форме на срединном Восточно-Тихоокеанском хребте и пограничных с ним площадях. Отсюда оно переходит на Южно-Тихоокеанский хребет, затем на Индийский срединный хребет и потом на Срединно-Атлантический.

Такая тектоническая позиция рудного накопления отчетливо видна на карте К. Бострома с соавторами (Boström et al., 1969), где оно (тело) фигурирует под наименованием малоглиноземных осадков. Протягиваясь на огромное расстояние, эксгалятивное слабрудное накопление совершенно не считается с гидродинамикой океана, пересекая халистазы и кольцевые течения. Характерной текстурной чертой рудного компонента всюду является его аморфность, отсутствие оолитово-бобовой текстуры, крайне редкая встречаемость конкреционных форм. При этом степень развитости рудного процесса определяется интенсивностью тектонической жизни на разных участках срединных хребтов и соответственно силой теплового потока на них (Boström et al., 1969; Horowitz, 1968). Никакой связи с поступлением веществ с водосборов, их массами и схемой распределения на дне бассейна у эндогенного типа, естественно, не существует.

Второй тип руд экзогенный. Это массово развитые конкреции Fe, Mn с сопутствующими элементами, рассмотренные выше. Здесь все определяется количеством материала, поступающего с водосборов, возможностями его фракционирования в бассейне и гидродинамическим режимом, создающим в пелагических зонах участки с минимальными скоростями осадконакопления. Это достаточно отчетливо видно на примере Тихого океана. Но это же проявляется и при сравнении с океанами Индийским и Атлантическим.

Как известно, величина B/L^2 резко различна у трех океанов: Атлантический — 0,32; Индийский — 0,09; Тихий — 0,04. В соответствии с этим средневзвешенная скорость накопления (по карте А. П. Лисицына, 1971) у Атлантического океана приходится на градации 30—100, у Индийского — 10—30, у Тихого — 3—10 мм в 10^3 лет, т. е. изменяется параллельно с изменениями B/L .

Естественно поэтому, что наиболее широкое развитие рудных накоплений Fe-Mn-стяжений свойственно именно Тихому океану; в Индийском оно много меньше, причем также локализуется вне срединного хребта с его эксгаляциями. Что же касается Атлантического океана, то здесь главная форма нахождения Fe и Mn (кроме рассеянной) — микростяжения или зерна марганцовых минералов (Dietz, 1955). При этом в красной глине образцы с зернами составляют 43% общего числа проб, в глобигериновом илу — 6%, в синем илу — 4%, в птероподовом илу — 15%, в вулканическом илу — 1% (из 102 образцов всего в одном). Разрозненные Fe-Mn-микростяжения встречаются редко. Что же касается рудных полей, то их известно всего два (Мего, 1965): на плато «Блэк» вблизи побережья США, на глубинах 200—1000 м, и юго-восточнее Бермудских островов. Первую область нельзя отнести к пелагическому типу железо-марганцового рудного процесса, и потому в Атлантическом океане следует говорить всего о единственной Бермудской площади пелагических рудных Fe-Mn-концентраций. Она локализована в центральной части северо-атлантической халистазы в области минимальных скоростей осад-

³ B — площадь водосбора; L — площадь водоема.

конакопления. В Арктическом бассейне, наименьшем по размерам, пелагических Fe-Mn-стужений нет ($B/L=0,92$).

Таким образом, сопоставление океанических водоемов показывает, как с уменьшением площади океана и сокращением возможностей фракционирования осадочного материала, поступающего с водосборов, убывает и в конце концов прекращается формирование характерных конcretionных Fe-Mn руд в халистатических зонах. Экзогенная природа этих руд и механизма их порождающего очевидны.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В сб.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Безруков П. Л., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Минеральные ресурсы Океана.— В сб.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.
- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
- Лебедев Л. И., Маев Е. Т., Бордовский О. К., Кулакова Л. С. Осадки Каспийского моря. М., «Наука», 1973.
- Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, № 9.
- Мурдман И. О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихого океана.— В сб.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 10 000 000. Под ред. Ю. М. Пушаровского, Г. Б. Удинцева, 1970.
- Ратеев М. А. Современные представления о закономерностях размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.— В сб.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Скорнякова Н. С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане.— В сб.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.
- Страхов Н. М. К познанию механизма морской седиментации. I. Черное море.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2.
- Страхов Н. М. Геохимическая асимметрия тихоокеанских осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Страхов Н. М. Срединно-океанические хребты как источник рудных компонентов в океанах.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С.— Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Boström K., Kraemer T., Gartner S. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments.— Chem. geol., 1973, v. 11, No. 2.
- Boström K., Patterson M. H. Origin of aluminium-poor ferromanganon sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise.— Marine geol., No. 7, 1969.
- Boström K., Patterson M., Jocusuu O., Fischer D. E. Aluminium poor ferromanganon sediments on active oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1969, p. 3261—3270.
- Griffin and all. The distribution of clay minerals in the World Ocean.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15.
- Dietz R. S. Manganese deposits on the Northeastern Pacific Sea floor. Calif.— J. Mines and Geol., 1955, v. 51, No. 3.
- Griffin J., Window H., Goldberg E. The distribution of clay minerals in the World Ocean.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15.
- Mero J. Mineral resource of the Sea. Amsterdam, 1965. (Русск. пер.: Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969.)

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
23.XI.1973

УДК 553.612(470.5)

КАОЛИНЫ МУГОДЖАР И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ, Г. П. ВАСЯНОВ

Рассмотрены закономерности размещения месторождений остаточных каолинов и приуроченность их к определенным структурным зонам Мугоджар. Выделяется ряд структур, характеризующихся благоприятными предпосылками обнаружения промышленных залежей остаточных каолинов: Еленовско-Кумакский синклиниорий, Аще-Бутакский, Восточно-Ушкотинский, Текельды-Таусский антиклинории, борта Домбаровской и Балкымбаевской грабен-синклиналей. Показана зависимость качества каолинов от состава исходных пород. Установлено, что наиболее качественные каолины следует связывать с корой выветривания микроклиновых гранитов Адамовского комплекса и в первую очередь их лейкократовых разновидностей.

Необходимость расширения сырьевой базы каолинов, в первую очередь высококачественных, вызвана непрерывно возрастающими потребностями промышленности в этом виде минерального сырья. Особенно остро ощущается дефицит высококачественных каолинов в восточных районах СССР.

Одна из ведущих каолиноносных провинций страны — Урал. Геологосъемочными и разведочными работами здесь выявлено свыше 100 месторождений остаточных каолинов, но по качеству они значительно уступают украинским и не удовлетворяют требованиям тонкокерамического и бумажного производств. Основные потребители уральских каолинов — химическая, резиновая и некоторые другие отрасли промышленности.

Генетически уральские каолины связаны с корой выветривания палеозойских и допалеозойских пород, сформировавшейся в условиях гумидного климата на обширных пенепленизированных пространствах восточного склона Урала. Вопрос о времени и этапах формирования кор выветривания на Урале достаточно сложен и решается неоднозначно (Сигов, 1957, 1963; Петров, 1948, 1967; Гуцаки, 1963; Архангельский, 1963; Киселев, 1963, и др.). Однако достоверно можно выделить одну эпоху промышленного каолинообразования, приуроченную к средневерхнемезозойскому этапу выветривания (юра — нижний мел). Некогда сплошной покров площадной коры выветривания пенепленизированных пространств восточного склона Урала в значительной степени был разрушен последующими эрозионными циклами, особенно на Среднем Урале. К югу отмечается увеличение мощности кор выветривания (Сигов, 1963) и особенно широко развита площадная кора выветривания в Северных Мугоджарах, что позволяет отнести этот регион к перспективным в отношении обнаружения крупных промышленных залежей остаточных каолинов.

Мугоджары — южное продолжение Урала, и здесь отчетливо прослеживаются все основные уральские структуры со свойственными им чертами геологического строения и геологической истории геосинклинального и платформенного этапов развития. Как и на Урале, благоприятные

климатические условия и стабильный тектонический режим мезозоя — кайнозоя определили присутствие на территории Мугоджар мощного покрова площадной коры выветривания, некоторые фрагменты которой могут рассматриваться как промышленные залежи остаточных каолинов. Все основные закономерности формирования и локализации залежей остаточных каолинов, выявленные ранее авторами на примере Урала (Горбачев, Васянов, 1970), полностью приемлемы и для Мугоджар.

Таблица 1

Содержания красящих окислов в каолинах, возникших при выветривании различных пород, %

Месторождение	Исходная порода	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Число анализов
Союзное	Гранит	0,49	0,97	*
Теренсайское	»	0,28	1,57	26
Каракудук	Гнейс	0,79	1,49	16
»	Кристаллический сланец	1,37	0,69	23
Актагинское	»	1,23	0,84	1
Иргизское	Глинистый сланец		0,37	1
Аралча	Кварцевый альбитофир	0,15	0,43	4
Узакмолла	Габбро		1,26	1

* Среднее по месторождению.

В данной работе рассматривается закономерная приуроченность месторождений остаточных каолинов к определенным структурным зонам Мугоджар. Показаны перспективы выявления залежей высококачественных каолинов в зависимости от состава материнских пород.

Кора выветривания гранитоидов и гнейсов занимает в Мугоджарах около 10 000 км². Уже сейчас разведанные здесь запасы каолинов, по данным детальных и предварительных разведочных работ, 160 млн. т. Всего на территории Мугоджар известно более 50 месторождений и проявлений остаточных каолинов, возникших преимущественно в результате выветривания гранитов и гнейсов, реже — кристаллических сланцев и лишь в единичных случаях — кварцевых альбитофиров, глинистых сланцев и некоторых других пород.

Химические составы каолинов, образовавшихся при выветривании разных пород, существенно различаются, что в первую очередь касается содержания красящих окислов (табл. 1).

Из таблицы видно, что минимальное содержание Fe₂O₃ наблюдается в каолинах, возникших за счет каолинизации кристаллических сланцев; однако при этом заметно повышается содержание TiO₂. Очень низкое содержание красящих окислов наблюдается и в каолинах по кварцевым альбитофирам. Однако на практике эти каолины вследствие присутствия тонкодисперсного кварца и небольших размеров залежей не имеют промышленного значения.

Основной промышленный тип в настоящее время — каолины, образованные при выветривании гранитов и гнейсов. Месторождения каолинов этого типа обычно обладают значительными запасами, причем сырец легко поддается обогащению. Почти 90% известных месторождений и проявлений остаточных каолинов Мугоджар относятся именно к этому типу. При этом по качеству «гранитные» каолины обычно превосходят «гнейсовые», характеризуясь более низким содержанием красящих окислов. В качестве примера можно привести Союзное месторождение; приуроченное к контакту гранитов с гнейсами. Среднее содержание красящих окислов в каолинах, возникших по гранитам, достигает, %: Fe₂O₃ — 0,74; TiO₂ — 0,46 (среднее из 27 анализов), в то время как в гнейсовых каолинах их содержание намного выше: Fe₂O₃ — 3,15; TiO₂ —

— 1,25. Более того, вблизи от контакта гранитов и гнейсов в гранитных каолинах заметно повышено содержание Fe_2O_3 , по-видимому, за счет его привноса из «гнейсовых» каолинов. Очевидно, при поисково-разведочных работах на высококачественные каолины этот факт следует принимать во внимание.

Размещение месторождений остаточных каолинов в Мугоджарах во многом определяется тектоническим режимом отдельных структурных зон, причем значительное и недостаточно еще учитываемое влияние оказывают субширотные тектонические зоны и пояса.

В последние годы ряд исследователей (Вахрушев, 1959; Олли, 1966; Бакиров, 1963; Червяковский и др., 1966; Берлянд, 1971) пришли к выводу о существовании субширотных структур, поперечных к основным меридиональным структурам Урала и Мугоджар. Особенности морфологии этих структур, время заложения и их роль на отдельных этапах геологического развития еще недостаточно изучены. Полагают, что эти структуры имеют древнее заложение, и движения по ним носили характер медленных вековых колебаний, приводивших к воздыманию одних и опусканию других широтных участков (Нарвайт, 1970). В ряде случаев эти структуры играли активную роль, в той или иной степени определяя размещение гипергенных месторождений (Бакиров, 1963).

В Мугоджарах подобные субширотные структуры были выделены А. Г. Бакировым (1963) южнее широты г. Орска под названием «Домбаровский широтный регион», А. И. Олли (1966) описал подобную же структуру, назвав ее «Актюбинско-Сакмарским широтным поясом», Г. Э. Нарвайт (1970) выделяет в Мугоджарах два широтных пояса: Северо-Мугоджарский и Южно-Мугоджарский, границы которых в целом согласуются с границами широтных структур, выделенных А. Г. Бакировым (1963) и А. И. Олли (1966). Анализ пространственного размещения месторождений остаточных каолинов Мугоджар показывает, что почти все они находятся в пределах Северо-Мугоджарского широтного пояса, испытывавшего в кайнозое относительно более медленное воздымание по сравнению с тектоническими блоками, расположенными севернее и южнее, и это, естественно, подтверждается наличием здесь довольно полного профиля каолиновой коры выветривания.

Отдельные месторождения остаточных каолинов, известные за пределами Северо-Мугоджарского широтного пояса, в большинстве случаев сохраняются преимущественно лишь в глубоких депрессиях, например, Теренсайское месторождение (в Домбаровской грабен-синклинали), или же представляя собой фрагменты линейной коры выветривания. Существование относительно опущенной зоны подтверждается также неоднородностью эрозионного среза, величина которого увеличивается от широты пос. Домбаровского к югу (Абдулин и др., 1963), широким развитием олигоцен-миоценовых континентальных отложений, резкой сменой направления долины р. Урал с меридионального на широтное.

Исходя из всего вышесказанного, следует полагать, что в отношении каолиноносности наиболее перспективная зона Мугоджар — Северо-Мугоджарская субширотная структура. Однако и здесь сохранность профиля выветривания определяется дифференцированными тектоническими движениями структур уральского простиранья. Отмечается приуроченность месторождений остаточных каолинов к зонам перехода Восточно-Уральского поднятия в Тагило-Магнитогорский прогиб на западе (Архангельское, Домбаровское, Можаровское и др.) и Восточно-Уральский прогиб на востоке (Киембаевское, Ушкотинское, Кара-Кудукское, Каинсайское и др.). В пределах осевой зоны Восточно-Уральского поднятия залежи остаточных каолинов обычно сохраняются в бортах узких грабен-синклинальных структур. Так, Теренсайское, Усть-Джарлинское, Аралчинское, Кошенсайское месторождения остаточных каолинов территориально приурочены к Домбаровской грабен-синклинали. С Балкым-

Таблица 2

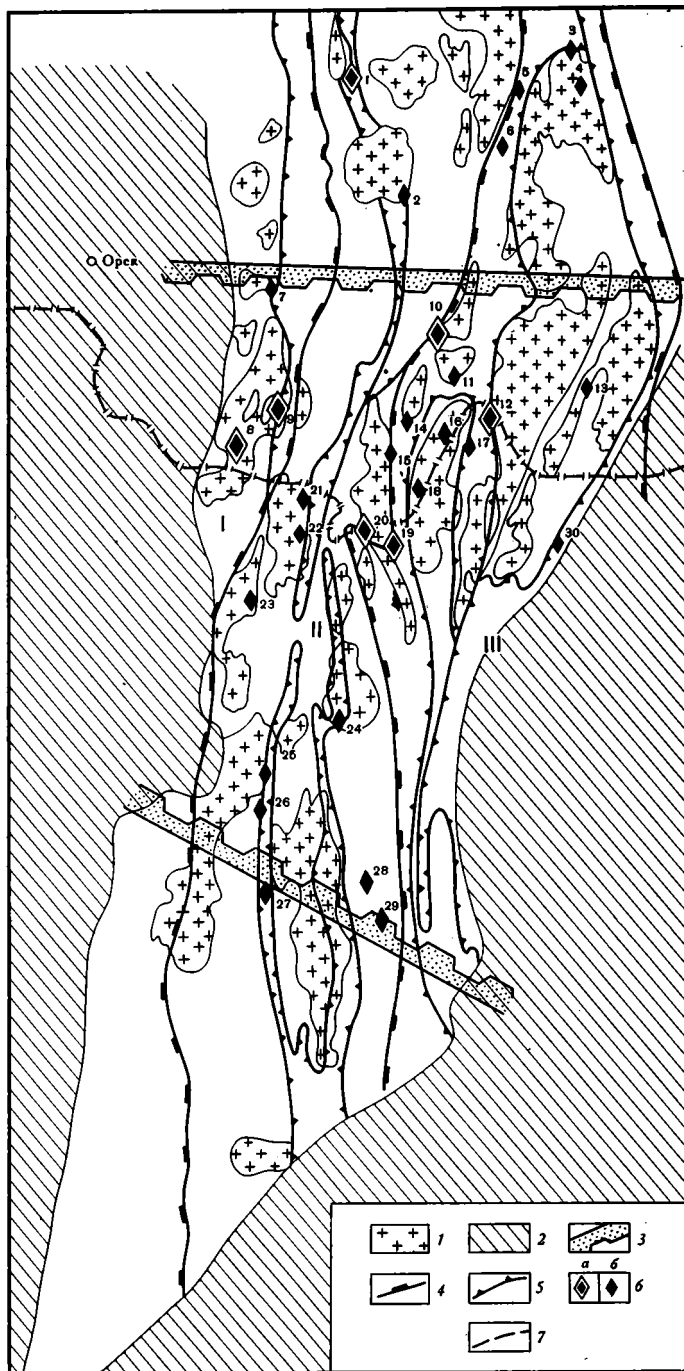
Средние химические составы гранитоидов Орского Зауралья

Гранитоиды	Петрофизические разности	Число ана- лиз	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Магнитогорского про- гиба	Гранодиорит	41	63,52	0,61	16,70	1,73	3,82	0,10	1,86	4,09	4,53	2,39	0,21	0,58	99,64
	Плагιοгранит	3	67,20	0,45	17,37	2,39	1,82	0,10	0,78	1,90	4,25	2,14	0,20	1,60	100,15
	Граносенит	10	68,60	0,45	16,43	1,69	1,85	0,10	0,94	1,29	5,40	3,00	0,15	0,50	100,40
	Гранит биотитовый	7	72,21	0,33	14,67	1,54	1,58	0,07	0,66	1,72	4,78	1,40	0,26	0,24	99,46
Восточно-Уральского поднятия	Гранодиорит биотитовый	16	66,68	0,50	15,67	1,82	2,50	0,07	1,78	2,94	3,34	3,17	0,16	1,06	99,69
	Плагιοгранит	21	72,39	0,26	14,79	1,11	1,36	0,02	0,58	1,63	4,32	2,00	—	1,41	98,87
	Гранит биотит-микрокли- новый	37	72,44	0,19	14,29	0,87	1,24	0,06	0,56	1,74	3,57	4,31	0,06	0,73	100,06
	Гранит мусковит-биотит- микроклиновый	26	73,27	0,19	14,34	0,81	0,97	0,16	0,35	1,14	3,73	4,56	0,02	0,52	100,09

баевской грабен-синклиналью связаны месторождения остаточных каолинов Актасты, Акчеко и др. В прогибах наибольшая каолиноносность наблюдается на крыльях антиклинальных структур. В качестве примера можно указать на Восточно-Ушкотинский (Актастинский) и Текельды-Тауский антиклинории, расположенные в пределах Восточно-Уральского прогиба, к склонам которых приурочены Талдысайское, Ушкотинское, Тик-Бутацкое, Союзное, Подольское, Джарбутацкое и другие месторождения остаточных каолинов. Аналогичная картина наблюдается в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба. Здесь основные залежи остаточных каолинов — Домбаровская, Архангельская, Можаровская — располагаются на площади Аще-Бутацкого антиклинория. Описанные закономерности размещения месторождений остаточных каолинов относительно основных структурно-тектонических зон Мугоджар отчетливо прослеживаются на фиг. 1.

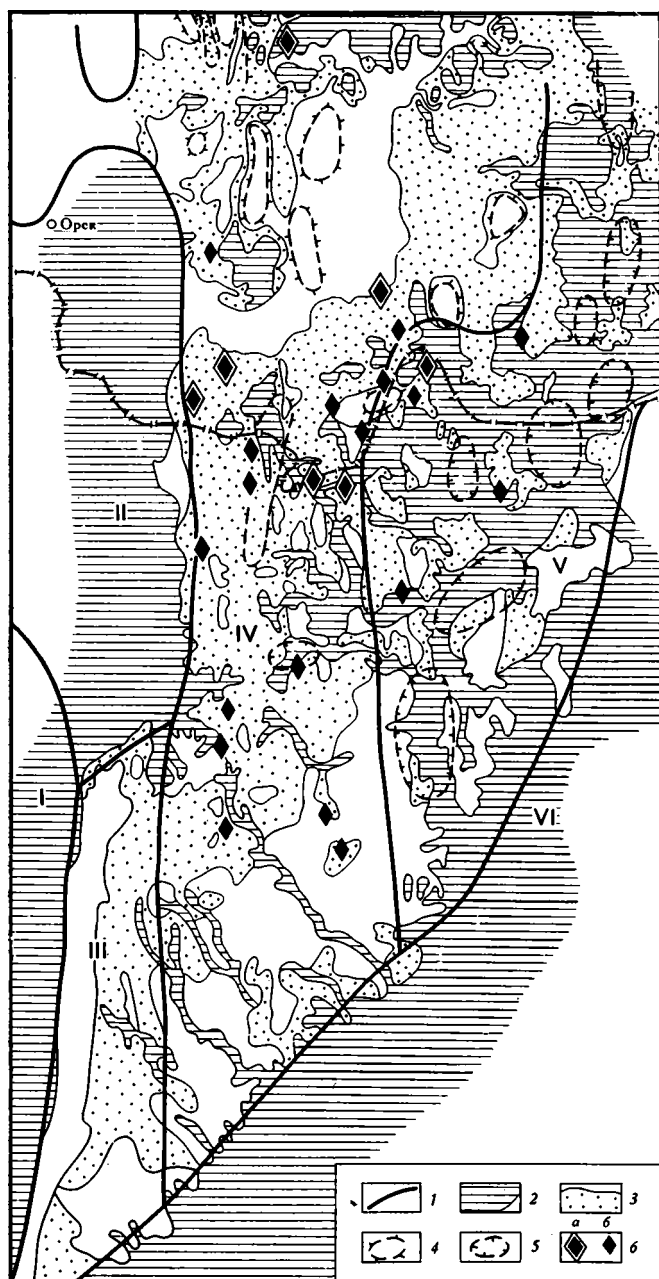
Таким образом, исходя из анализа размещения залежей остаточных каолинов, территориально приуроченных к определенным тектоническим зонам Мугоджар, можно выделить следующие основные субмеридиональные структуры, перспективные в отношении каолиноносности: Еленовско-Кумакский синклинорий, включая Восточно-Ушкотинский (Актастинский) антиклинорий и западное крыло Текельды-Тауского антиклинория; Аще-Бутацкий антиклинорий; восточное крыло Текельды-Тауского антиклинория; Домбаровская и Балкымбаевская грабен-синклинали и их бортовые части.

При всесторонней оценке перспектив каолиноносности Мугоджар учтена роль новейших тектонических движений, имевших место после формирования кор выветривания и проявившихся в форме локальных поднятий и впадин. Локальные поднятия, выделенные в Оренбургской части Мугоджар (Наумов, 1964) (фиг. 2), практически лишены кор выветривания и бесперспективны на остаточные каолины. Локальные



Фиг. 1. Размещение месторождений остаточных каолинов относительно структурно-тектонических зон Мугуджар

1 — интрузии гранитоидов; 2 — площади развития покровных отложений мезокайнозоя; 3 — границы Северо-Мугуджарского широтного пояса (по Г. Э. Нарвайт, 1970); границы структурно-тектонических зон: 4 — первого порядка, 5 — второго и третьего порядков; 6 — месторождения остаточных каолинов (числа на схеме): а — разведанные, б — неразведанные. 1 — Теренсайское, 2 — Усть-Джарлинское, 3 — Подольское, 4 — Джарбутакское, 5 — Каинсайское, 6 — Нововинницкое, 7 — Можаровское, 8 — Архангельское, 9 — Домбровское, 10 — Киёмбаевское, 11 — Верхне-Киёмбаевское, 12 — Союзное, 13 — Лиманское, 14 — Тритикульское, 15 — Ушкотинское, 16 — Верхне-Ушкотинское, 17 — Тик-Бутакское, 18 — Тасбулакское, 19 — Кара-Кулдукское, 20 — Уймильское, 21 — Кошенсайское, 22 — Аралчинское, 23 — Приорское, 24 — Билькопинское, 25 — шурф № 61, 26 — Акчеко, 27 — Актасты, 28 — Узакмолла, 29 — Кызыл-Аша, 30 — Иргизское; 7 — административная граница РСФСР и КазССР. I, II, III — структурно-тектонические зоны первого порядка



Фиг. 2. Размещение месторождений остаточных каолинов относительно основных геоморфологических зон Мугоджар
 I — границы геоморфологических зон (по Е. Д. Тапалову, 1970):
 I — равнина Западного Примугоджарья, II — Орская депрессия,
 III — низкогорье Западных Мугоджар, IV — пенепплен Восточных
 Мугоджар, V — Замугоджарский откопанный пенепплен, VI — Тур-
 гайская равнина; 2 — области развития покровных отложений мезо-
 зоя — кайнозоя; 3 — площади, покрытые корами выветривания; 4 —
 локальные тектонические поднятия; 5 — локальные тектонические
 впадины; 6 — основные месторождения остаточных каолинов: а —
 разведанные, б — неразведанные

впадины характеризуются относительно полным профилем коры выветривания, сохранившимся под покровом континентальных осадков неогена. К склонам локальных впадин в ряде случаев приурочены месторождения остаточных каолинов: Кошенсайское, Аралчинское, Тик-Бутакское и др.

Геоструктурные особенности развития Мугоджар определили существование трех геоморфологических областей: Западных Мугоджар, пенеплена Восточных Мугоджар и Замугоджарского откопанного пенеплена (Топалов, 1970), причем последние характеризуются наиболее широким площадным развитием кор выветривания и максимальной сохранностью профиля выветривания. В современном рельефе водораздельные участки характеризуются наиболее благоприятными условиями, обеспечивающими сохранение залежей остаточных каолинов.

На Урале самые качественные залежи остаточных каолинов приурочены к коре выветривания микроклиновых гранитов Восточно-Уральского поднятия (Горбачев, Васянов, 1970). К подобным же выводам мы скло-

Таблица 3

Основные показатели отмученных каолинов Теренсайского (Восточно-Уральское поднятие) и Домбаровского (Магнитогорский прогиб) месторождений
(по материалам П. Н. Шибанова и Л. К. Беленского)

Основные показатели	Теренсайское	Домбаровское
Химический состав, %		
Al_2O_3	29—35	30—34
Fe_2O_3	0,9—1,5	1,0—2,3
TiO_2	0,1—0,2	0,4—0,8
K_2O	2,0—5,0	3,0—4,0
Огнеупорность, °С	1670—1750	1640—1680
Содержание белого цвета, %	80—83	67—80

няемся и в отношении каолинов Мугоджар. В табл. 2 приведены средние химические составы гранитоидов различных геоструктурных зон Оренбургской части Мугоджар. Значения содержаний ведущих окислов получены нами путем расчета среднеарифметического. Исходные аналитические данные мы заимствовали из материалов И. А. Мудрова, М. Д. Тесаловского и др. Очевидно, что наиболее низкие содержания $Fe_2O_3 + FeO$ и TiO_2 (соответственно ~ 2 и $\sim 0,2\%$) при максимальном содержании K_2O относительно Na_2O (4,5/3,5%) характерны для верхнепалеозойских гранитов

Восточно-Уральского поднятия. Гранитоиды Тагило-Магнитогорского прогиба имеют значительно более высокие содержания красящих окислов и содержат заметно меньше K_2O по сравнению с Na_2O . Все это не могло не сказаться на формировании каолинов.

Это можно показать на примере двух наиболее изученных каолиновых месторождений Орского Зауралья: Теренсайского и Домбаровского. Теренсайское месторождение расположено на площади Восточно-Уральского поднятия, Домбаровское — территориально приурочено к восточному борту Тагило-Магнитогорского прогиба. Исходными породами для формирования каолинов на Теренсайском месторождении послужили аплитовидные катаклазированные биотитовые граниты с повышенным содержанием калиевого полевого шпата (до 50%). Домбаровское месторождение возникло в результате каолинизации микроклинового биотитового и биотит-амфиболитового гранита, местами переходящего в плагиогранит.

Сравнивая приведенные в табл. 3 основные показатели, характеризующие отмученные каолины указанных месторождений, нельзя не заметить, что более высококачественны каолины Теренсайского месторождения, затем Домбаровского. Следовательно, на примере каолинов Орского Зауралья подтверждается отмеченная выше закономерность: месторождения наиболее качественных каолинов приурочены к коре выветривания верхнепалеозойских калиевых гранитов Восточно-Уральского поднятия.

Таблица 4

Химический состав каолинов (фракция $< 0,01 \text{ мм}$), образовавшихся за счет выветривания гранитоидов Адамовского и Магнитогорского интрузивных комплексов, %

Месторождение	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.
За счет гранитоидов Адамовского комплекса									
Тасбулакское	403	43,67	0,59	38,17	0,12	0,20	0,20	0,10	14,36
»	407	47,02	0,79	32,67	0,15	0,30	0,30	0,30	17,42
Ушкотинское	452	48,01	0,91	32,26	0,34	0,39	2,11	1,99	12,51
Кошенсайское	363	45,43	0,43	35,98	1,05	0,25	1,80	0,13	13,32
Аралчинское	372	45,91	0,63	36,67	0,45	0,22	1,52	0,31	13,26
За счет гранитоидов Магнитогорского комплекса									
Домбаровское	350	46,62	0,27	34,40	1,10	0,57	3,25	0,20	11,92
Верхне-Киембаевское	437	47,98	1,05	32,25	2,07	0,45	3,44	0,13	11,56

Т. В. Билибина (1970) выделяет в Мугоджарах три основных гранитных комплекса, два из них верхнепалеозойские — Адамовский и Магнитогорский, один докембрийский — Кайрактинский.

Гранитоиды Адамовского интрузивного комплекса занимают преимущественно центральную часть Северных Мугоджар и являются продолжением главной гранитной полосы Урала. Представлены они обычно крупными интрузиями микроклиновых гранитов (биотитовых, двуслюдяных и лейкократовых), участками рассланцованными, мигматизированными и грейзенизированными. Для всех пород этого комплекса характерно наиболее низкое содержание фемических компонентов и почти постоянная пересыщенность глиноземом. Лейкократовые разности прибираются по составу к щелочным гранитам.

Магнитогорский интрузивный комплекс гранитоидов широко представлен на западном склоне Мугоджар в зоне сочленения Тагило-Магнитогорского прогиба с Восточно-Уральским поднятием. Ряд мелких интрузий отмечается на восточном склоне (Иргизская, Еленовская, Милысайская группы). Различают малые интрузии, сложенные породами гранодиоритового и граносиенитового составов, а также крупные интрузии пертитовых гранитов (Борлинская и Бриентская). В целом гранитоиды Магнитогорского комплекса характеризуются сложным и разнообразным составом, большой изменчивостью соотношений различных элементов, повышенным содержанием Na₂O (Na₂O > K₂O), что в ряде случаев связано с альбитизацией. Лишь в пертитовых гранитах несколько повышено содержание K₂O и понижено содержание FeO.

Гранитоиды Кайрактинского интрузивного комплекса в основном располагаются в южной части Мугоджар (Кайрактинский, Белькопинский, Ащисайский и другие массивы) и сложены гранитами, гранодиоритами, диоритами с ярко выраженными явлениями гибридации. Лейкократовые разности микроклиновых гранитов имеют подчиненное значение.

Принимая во внимание особенности химического и минералогического составов гранитоидов Мугоджар, можно ожидать, что наиболее качественные залежи остаточных каолинов приурочены к корам выветривания гранитоидов Адамовского интрузивного комплекса, особенно их лейкократовых разностей. Залежи остаточных каолинов, возникшие за счет выветривания гранитоидов Магнитогорского интрузивного комплекса, как правило, характеризуются более низким качеством сырья, в частности повышенным содержанием красящих окислов (табл. 4).

Залежи остаточных каолинов, связанные с корой выветривания гранитоидов Кайрактинского интрузивного комплекса, отмечены в единичных случаях и качественно не охарактеризованы, что не позволяет срав-

нить их с вышеописанными каолинами. Однако, учитывая повышенное содержание фемических компонентов в гранитоидах этого комплекса (Билибина, 1970), вряд ли можно ожидать здесь каолинов высокого качества. Интерес могут представлять лишь лейкократовые разности, довольно широко представленные в краевых фациях Кайрактинского гранитного массива.

ВЫВОДЫ

1. Мугоджары — наиболее перспективная часть Урало-Мугоджарской каолиноносной провинции.

2. Основные перспективы выявления промышленных залежей остаточных каолинов в Мугоджарах следует связывать с зоной Северо-Мугоджарского широтного пояса.

3. Благоприятными предпосылками обнаружения месторождений остаточных каолинов характеризуются: Еленовско-Кумакский синклиниорий, Аще-Бутацкий, Восточно-Ушкотинский, Текельды-Тауский антиклинории, борта Домбаровской и Балкымбаевской грабен-синклиналей.

4. Наиболее качественные залежи остаточных каолинов формируются за счет выветривания микроклиновых гранитов Адамовского комплекса и в первую очередь их лейкократовых разностей. В этом отношении особого внимания заслуживают Актастинский (Верхне-Ушкотинский), Шотинский, Кошенсайский гранитные массивы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллин А. А., Касимов М. А., Матвиенко В. И. Некоторые критерии определения глубины эрозийного среза в Мугоджарах.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана, вып. III. 1963.
- Архангельский Н. И. Возраст латеритной коры выветривания на восточном склоне Урала и принципы прогнозирования месторождений древних кор выветривания.— В сб.: Кора выветривания, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Бакиров А. Г. Связь рудных образований Урала с его широтными структурами.— Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 5.
- Берлянд Н. Г. Тектоническое районирование территории восточного склона Южного Урала по геофизическим данным.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 3.
- Билибина Т. В. Интрузивные комплексы Мугоджар.— Тр. Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970, вып. 85.
- Вахрушев Г. В. О широтных и субширотных зонах дислокаций Южного Урала и Приуралья.— В сб.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. II. Уфа, 1959.
- Горбачев Б. Ф., Васянов Г. П. Геологические критерии прогнозирования и поисков месторождений остаточных и переотложенных каолинов мезозойской коры выветривания Урала.— Сов. геология, 1970, № 10.
- Гуцаки В. А. Кора выветривания Орского Зауралья.— В сб.: Кора выветривания, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Киселев Л. И. О возрасте древней коры выветривания в Мугоджарах.— Вестн. АН КазССР, 1963, № 7 (220).
- Нарвайт Г. Э. О широтных структурах Западных Мугоджар.— В сб.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, 1970.
- Наутов А. Д. Развитие рельефа и палеогеографические условия образования экзогенных месторождений полезных ископаемых в Орском Зауралье.— В сб.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1964.
- Олли А. И. К вопросу о широтной тектонической поясности Урала.— Сов. геология, 1966, № 7.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— Тр. ИГН АН СССР, М., 1948, вып. 95.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. «Недра», 1967.
- Сигов А. П. Кора выветривания Урала.— Разведка и охрана недр, 1957, № 7.
- Сигов А. П. Вопросы металлогении кор выветривания Урала в геоморфологическом освещении. В сб.: Кора выветривания, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Талалов Е. Д. Геоморфология. В кн.: Геология СССР, т. XXI. Западный Казахстан, т. 2, кн. 2. «Недра», 1970.
- Червяковский Г. Ф., Таврин И. Ф., Ярош А. Д., Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Родионов П. Ф. Широтные и субширотные структуры Урала.— Сов. геология, 1966, № 11.

УДК 553.492.15 (571.55)

БИРИЛЕЙСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ БЕЛЫХ БОКСИТОВ В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

В. Л. КОЛЕСНИКОВ, В. Н. МАЗАЛОВ

Описывается проявление белых бокситов, залегающих в карстовых воронках среди карбонатных пород нижнего — среднего кембрия. Бокситы рыхлые, состоящие из плотных угловатых и овальных обломков гиббситового, каолинит-гиббситового составов и цементирующего гиббсит-каолинитового глинистого материала. В обломках структура бокситов афанитовая, пелитоморфная. Мощность бокситов незначительная, до 0,65 м. Бокситы характеризуются низкими содержаниями Fe_2O_3 (0,3—2,3%) и TiO_2 (0,03—0,06%). Высказывается предположение об их хемогенно-осадочном происхождении. В результате интенсивной ресилификации гиббсит замещается каолинитом, галлуазитом, метагаллуазитом, гидрослюдай, монтмориллонитом, что ведет в конечном итоге к уничтожению рудной залежи.

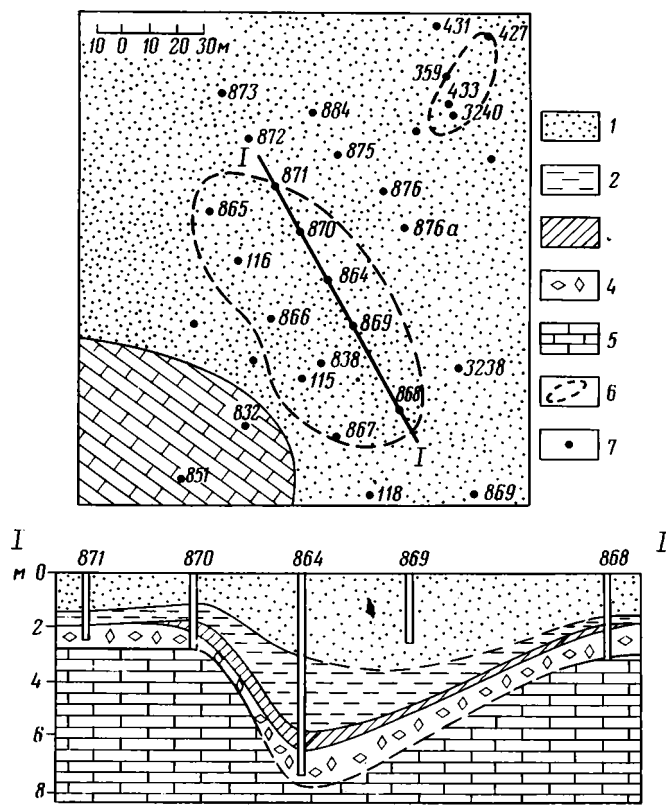
Месторождения и проявления бокситов на Сибирской платформе до последнего времени были известны лишь в ее западной части. В 1967 г. В. Л. Колесников впервые в Прибайкалье выявил Бирилейское проявление своеобразных белых гиббситовых бокситов, расположенное в верхнем течении р. Шоны (левый приток р. Киренги). В последующие годы в этом районе при поисковых работах геологи Иркутского геологического управления открыли ряд новых проявлений бобово-обломочных бокситов, залегающих в основании эоцен-олигоценовых отложений каменной свиты.

Бирилейские бокситы залегают в карстовых воронках на поверхности карбонатных пород литвинцевской свиты (Ст_{1-2}), слагающих ядро антиклинальной структуры (фиг. 1). Форма воронок овальная, 20—120 м в поперечнике и 5—10 м глубиной. Расположены они на плоском водоразделе с абсолютными отметками 690—700 м и относительным превышением над прилегающими долинами до 50—65 м. Возраст бокситоносных отложений предположительно палеогеновый, вскрыты они шурфами на глубине 1,6—3,0 м (фиг. 2).

Внизу залегают доломиты и известковистые доломиты, светло-серые, массивные, сильно ожелезненные в верхней части (5—10 см). Возраст их нижний — средний кембрий. Эти породы с поверхности до глубины 1,2 м превращены в доломитовую муку.

Среди этой муки рассеяны мелкие угловатые обломки выветрелых окремненных доломитов, кремней, встречаются линзочки (до 5 см) песка, беловато-желтого, желтовато-вишневого, состоящие из угловатых зерен кварца. Пески образованы, вероятно, за счет выветривания кварц-кремнистых линз в доломитах и являются остаточными продуктами.

Выше залегает линза белого боксита мощностью до 0,6 м. Боксит рыхлый, состоит из плотных белых угловатых овальных обломков гиббситового, каолинит-гиббситового составов и цементирующего глинистого каолинит-гиббситового материала, серого, темно-серого. Размеры обломков 1—10 см в поперечнике. Они составляют 40—90% породы. Граница бокситов с доломитовой мукой резкая.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта и разрез Бирилейского рудопоявления

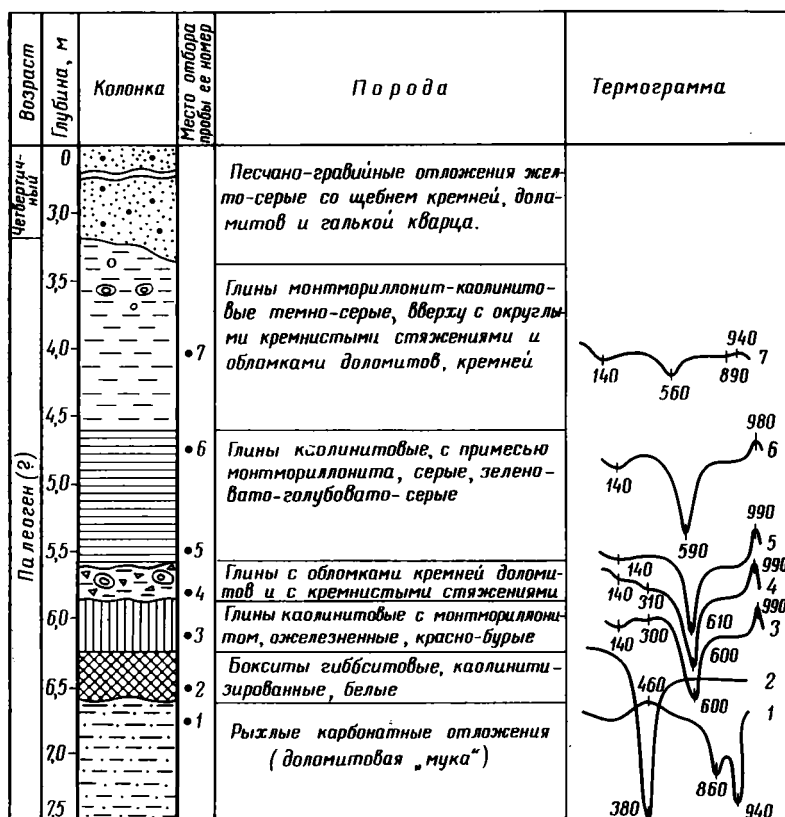
1 — четвертичные песчано-галечные отложения; 2 — глины каолини-
товые, монтмориллонитовые; 3 — бокситы, аллиты; 4 — рыхлые кар-
бонатные отложения; 5 — доломиты нижнего—среднего кембрия;
6 — контуры карстовых воронок; 7 — точки наблюдений

Покрывает бокситы пестрой каолининовой глиной с линзовидными включениями белого каолинита. Она согласно перекрывает бокситовый слой и имеет одинаковые с ним углы наклона — до 25—30°. Глины отличаются от бокситов красновато-вишневой окраской по тонким многочисленным трещинкам.

Составы минералов тяжелой фракции глин и бокситов сходны, что указывает на их генетическое родство. Мощность глин до 0,3 м. Местами (шурф 838) на бокситах залегают плотные пористые железистые образования, вишнево-бурые, брекчиевидные, с обломками кремней, содержащие окись железа — до 34%. Мощность железистых линз до 0,5 м.

Выше с разрывом залегают песчано-гравийные четвертичные аллювиальные отложения.

Боксит состоит из обломков и цементирующего материала одинакового состава. В прибортовых частях воронок встречаются редкие угловатые мелкие обломки кремней, выветрелых окремненных доломитов. Растрескивание первичного каменистого боксита происходило преимущественно в результате его проседания в карстовых воронках. Об этом свидетельствуют значительные углы наклона слоя бокситов (до 25—30°) и почти вертикальное загибание вниз линзовидных прослоев глин. В последующем по трещинам развивалась интенсивная каолинитизация бокситов, приведшая к образованию современной псевдообломоч-



Фиг. 2. Разрез бокситоносных отложений, шурф 864

ной их структуры. Данное обстоятельство, на наш взгляд, подтверждается однообразием состава обломков и цементирующего их материала, преобладанием овальных форм обломков в верхней каолинитизированной части слоя и угловатых в нижней. Овальную форму обломки приобрели, вероятно, за счет их каолинитизации.

Обломки каменистого боксита состоят из тончайших таблитчатых кристаллов гиббсита размером до 0,08 мм по длинной оси, плотно прилегающих друг к другу. Наряду с кристаллической формой гиббсита встречается и аморфная его разновидность. В этих случаях на рентгенограммах обнаруживается нечеткая дифракционная картина. Иногда среди гиббситовой массы наблюдаются редкие угловатые зерна кварца размером до 0,02 мм в поперечнике и включения гетита разной окраски. Бурый и желтовато-бурый гетит рыхлый, пористый, а черная разновидность его более плотная. На рентгенограммах гетита отчетливо фиксируются характерные для него рефлексы. Структура пород афанитовая или пелитоморфная, текстура массивная, иногда микропятнистая. Гиббситовый состав обломков и цементирующего материала устанавливается по данным рентгеноструктурного и термического анализов. В составе примеси отмечаются каолинит, галлуазит, метагаллуазит, гидролюда, гетит.

В составе тяжелой фракции кластогенной примеси бокситов определены циркон, рутил, турмалин, ильменит и титанистые минералы, аутигенный гетит, сидерит, пирит и марказит, встречается лейкоксен. В легкой фракции отмечаются зерна кварца, редкие обломки кремнистых пород. В тяжелой фракции бокситов, не затронутых вторичными процессами, отмечаются в небольших количествах роговая обманка

Химический состав пород Бирилейского рудопоявления, вес. %

Компонент	№ образца								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0,97	13,83	6,80	3,49	44,62	10,60	41,79	31,71	50,66
TiO ₂	0,01	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,16	0,03	0,10
Al ₂ O ₃	0,05	0,62	56,5	62,33	37,97	58,15	27,31	41,85	5,74
Fe ₂ O ₃	0,07	0,85	0,30	0,47	2,18	2,32	14,64	2,19	34,65
FeO	Не опр.	Не опр.	0,14	0,14	0,29	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,57
CaO	30,06	25,33	2,69	0,36	0,31	»	»	»	0,16
MgO	21,90	19,43	0,74	0,33	0,45	»	»	»	1,95
Na ₂ O	0,20	Не опр.	0,05	0,12	0,10	»	»	»	0,20
K ₂ O	0,10	»	0,10	0,15	0,15	»	»	»	0,35
SO ₃ общ	Не опр.	»	0,30	1,36	0,03	»	»	»	0,11
P ₂ O ₅	0,01	»	Не опр.	0,02	0,02	»	»	»	0,13
П. п. п.	46,07	39,21	33,20	32,61	14,35	28,21	13,30	21,35	5,90
Сумма	99,55	99,33	100,88	100,06	100,49	—	—	—	100,52

1 — доломит (Ст₁₋₂), шурф 433; 2 — доломитовая «мука», шурф 864; 3 — обломки бокситов, шурф 3240
 4 — неизменная центральная часть обломка боксита, шурф 864; 5 — каолинитизированная наружная часть обломка боксита, шурф 864; 6 — боксит, шурф 864, 6,25—6,60 м; 7 — ожелезненные каолиновые глины; 8 — каолинитизированный боксит, шурф 838, бороздовая проба; 9 — брекчиевидная порода, шурф 838.
 Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Иркутского геологического управления.

(2,6%), авгит (0,4%), минералы группы эпидота (0,4%), сфен (0,2%), биотит (0,2%), в знаках — гранат, актинолит. Среди аутигенных минералов здесь преобладают сидерит (85,2%) и пирит с марказитом (5,8%), в измененных бокситах — гетит (до 99%). В обломочно-глинистых отложениях, покрывающих бокситы, часто встречаются минералы, неустойчивые к химическому выветриванию, — эпидот и роговая обманка.

Бокситы (таблица) характеризуются высоким содержанием глинозема (до 56—62%) в неизменных обломках при содержании кремнезема 3,5—7% (кремневый модуль — 8—17), очень низкими содержаниями окиси железа (0,3—0,5%) и двуокиси титана (0,04—0,06%), а в одном образце — повышенным содержанием сульфата — до 1,36%.

Эти особенности химического состава бокситов Бирилейского проявления определены, по нашему мнению, осадочно-хемогенным их образованием. По своему составу и внешнему облику они, возможно, приближаются к белому осадку р. Снейк в штате Колорадо США (Бушинский, 1971), отличаясь от последнего только меньшим содержанием окиси железа и сульфата.

При гипергенезе бокситы превратились в глины с содержанием SiO₂ до 44,6%, Fe₂O₃ до 2% и Al₂O₃ до 38%.

В бокситовых отложениях обращают на себя внимание повышенные содержания лития (до 0,02%) и кобальта (до 0,04%). Такие концентрации их не характерны для бобовых бокситов других проявлений Западного Прибайкалья. В то же время в бокситовом горизонте марганец, титан, свинец и хром присутствуют в количествах, значительно меньших кларковых содержаний, а такие элементы, как стронций, галлий, иттрий, лантан и калий не обнаружены вообще.

Ввиду небольшой (до 6 м) глубины залегания бокситов от поверхности они промываются грунтовыми водами, что вызывает их каолинитизацию, развитую в верхней части слоя и постепенно затухающую книзу. В шурфах обычно видно, что кровля каолинитизированного бокситового слоя — водоупор, препятствующий свободному проникновению грунтовых вод ниже. Наблюдается замещение гиббсита каолинитом в составе бокситовых обломков на расстоянии первых сантиметров.

По данным минералогического и рентгеноструктурного изучения продуктов изменения гиббсита установлено, что наряду с каолинитиза-

цией идет процесс замещения его галлуазитом. В верхних частях бокситового горизонта происходит обезвоживание галлуазита и переход его в метagalлуазит — белую рыхлую землистую массу. На рентгенограммах метagalлуазита фиксируются характерные для него интенсивные рефлексы с $d=7,44$ и $4,43$ Å. Галлуазит представлен в виде аморфноподобных хрупких масс с восковым блеском. В тонких осколках он просвечивает. Показатель преломления по $Ng^1=1,524$. В конечном этапе каолинитизация ведет к уничтожению бокситового рудного тела и превращению высококачественной руды в каолиновую глину.

Бокситы Бирилейского проявления — вероятно, осадочно-хемогенные образования, что подтверждается практически отсутствием в них титана (Виноградов, 1957; Бушинский, 1971), каких-либо признаков обломочной структуры и первичным белым цветом их. Вполне вероятно, что здесь проявились также процессы вторичной бокситизации, поскольку бокситы залегают непосредственно на карбонатных породах.

Особенность генезиса бокситов Бирилейского проявления сказалась на их своеобразном облике, резко отличным от такового осадочно-кластогенных бобово-обломочных бокситов Тулонского проявления (Рыбаков, Алексеев, 1971), расположенного в 25 км юго-восточнее первого. По своим запасам бирилейские бокситы не имеют практического значения.

Бирилейские бокситы залегают в кайнозойском Прибайкальском прогибе. Накопление их происходило в палеоцен-эоцене в условиях относительного тектонического покоя и выравненного рельефа. Месторождения высококачественных бокситов могут быть встречены в Прибайкальском прогибе вблизи контакта карбонатных пород нижнего — среднего кембрия с глинистыми отложениями верхоленской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах (в связи с вопросом о генезисе бокситов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4.
Рыбаков В. Г., Алексеев С. П. Тулонское проявление бокситов. — В сб.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск, Вост.-Сиб. книжн. изд-во, 1971.

ВСНИИГГиМС,
Институт земной коры
Иркутск

Дата поступления
8.IX.1972

УДК 549.514.81 : 553.492.11 (470.5)

ЦИРКОНИЙ В БОКСИТАХ ЮЖНОГО ТИМАНА

В. Е. ЗАКРУТКИН, И. В. ШВЕЦОВА

Рассматриваются особенности распределения и формы нахождения циркония в бокситах Южного Тимана. Показана возможность использования геохимии циркония и его минеральных форм для решения вопросов генезиса бокситов.

Цирконий известен в месторождениях бокситов всех генетических типов (Бенеславский, 1963). Среднее содержание его в бокситах в 3,5 раза выше, чем в земной коре (Бушинский, 1971). Еще больше его содержится в отходах обработки бокситов — красных шламах, что может представить и практический интерес. Сведений о распределении и минералогических формах циркония в бокситах очень мало. В литературе, как правило, приводятся данные о валовых содержаниях циркония, а основное количество его связывается с терригенным цирконом (Терентьева, 1959; Бенеславский, 1963, и др.). Однако циркон встречается в бокситах редко, а форма нахождения главной массы циркония неизвестна.

Цель настоящей работы — выяснение особенностей распределения и форм нахождения циркония в бокситах Северного и Верхне-Ухтинского месторождений Южного Тимана.

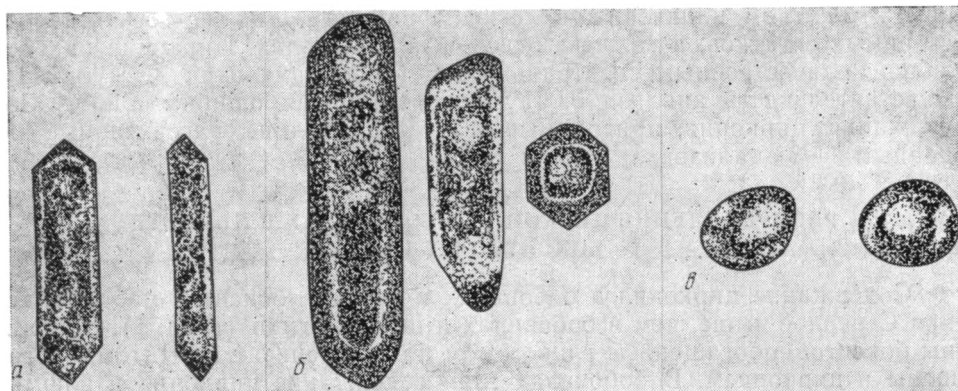
Бокситоносные отложения Южного Тимана приурочены к терригенной толще визейского яруса. Залежи бокситов выполняют относительно неглубокие депрессии на склонах довизейских поднятий, сложенных глинисто-карбонатными породами верхнего девона. Рудные тела заключены в толще глин бемит-каолинитового, гиббсит-каолинитового и каолинитового составов. Бокситы белые, пестрые и красные разных оттенков. По минералогическому составу бокситы месторождения Северного преимущественно каолинит-бемитовые, Верхне-Ухтинского — каолинит-гиббситовые. По литологическим признакам среди них выделяются аргиллитовидные, каменистые, сухаристые, редко — рыхлые разности, характеризующиеся в основном пелитоморфными и оолито-бобовыми структурами. Обломочные структуры также развиты повсеместно, но отчетливо проявляются только в бокситах Верхне-Ухтинского месторождения. В бокситах месторождения Северного обломочное строение пород затушевано оолито-бобовыми и колломорфными структурами, возникшими в осадке (Беляев, 1970).

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА

Содержание циркона в тяжелых неэлектромагнитных фракциях бокситов Южного Тимана — 5—50%. По окатанности, облику, габитусу, цвету циркон весьма разнообразен. Зерна его мелкие, размер по длинной оси 0,05—0,25 мм. Все кристаллы циркона по степени сохранности разделены нами на три группы: идиоморфные, угловато-округлые, округлые.

Идиоморфные кристаллы удлиненно-столбчатые, игольчатые; габитус их дитетрагонально-призматический, удлинение 10:1 (фиг. 1, а). Наиболее распространены простые формы (110), (100), (111). Кристаллы бесцветные, водяно-прозрачные, блеск стеклянный, поверхности граней зеркально-гладкие. Содержание идиоморфных зерен — около 15% от общего количества циркона.

Угловато-округлые кристаллы циркона обычно короткостолбчатые или изометричные, по габитусу дипирамидальные, призматические, удлиненно-призматические, образованные различными комбинациями простых форм (110), (100), (111), (311) (фиг. 1, б). Встречаются уплощен-



Фиг. 1. Формы кристаллов циркона в бокситах Южного Тимана
а — идиоморфные; б — угловато-округлые; в — округлые

ные кристаллы. Цвет цирконов розовый, различной интенсивности; малоконизированные зерна молочно-белые, бежевые, коричневые. В проходящем свете многие кристаллы зональные, слабо-трещиноватые. Поверхности граней мелкоямчатые шероховатые с выбоинами; иногда зеркально-гладкие. Эти цирконы наиболее распространены среди разновидностей цирконов в бокситах Южного Тимана.

Округлые зерна характеризуются отсутствием граней (фиг. 1, в). Цвет — бесцветные, розовые, темно-розовые и сиреневые, в проходящем свете мутные, трещиноватые. Поверхность зерен шероховатая и зеркально-гладкая.

Известно, что цирконы различных изверженных и метаморфических пород часто различаются по цвету, форме кристаллов, содержанию элементов-примесей и другим признакам. Это позволяет использовать их типоморфные особенности для выяснения источников питания осадочных толщ, в данном случае — источника глинозема при формировании южотиманских бокситов. В качестве возможных источников глинозема разные авторы рассматривают коры выветривания преимущественно трех групп пород: рифейских метаморфических сланцев, основных эффузивов франского яруса и верхнедевонских глинисто-карбонатных пород. Сравнивая типоморфные особенности цирконов и некоторых других акцессорных минералов в бокситах и породах — возможных источниках глинозема, мы пришли к выводу, что бокситы Южного Тимана образовались за счет размыва продуктов выветривания глинисто-карбонатных пород верхнего девона. Эти породы, их терригенная часть, формировалась за счет метаморфических сланцев и основных эффузивов, широко развитых в Ухтинском районе.

Изучение тяжелых неэлектромагнитных фракций бокситов показало, что количество циркония, приходящееся на долю циркона, составляет не более 30% содержания циркония в исходных образцах. Отсюда сле-

дует, что основная масса циркония в бокситах сконцентрирована в легких фракциях (уд. вес $< 2,9$) и, вероятно, не связана с цирконом. По мнению ряда авторов (Frederickson, 1948; Терентьева, 1959; Дегенхардт, 1959; Бенеславский, 1963), цирконий в бокситах помимо существования в форме циркона может изоморфно входить в минералы окиси и гидроокиси железа, замещать алюминий в разных алюминийсодержащих минералах, присутствовать в виде собственной гидроокиси и адсорбированных ионов.

Для выяснения доминирующих форм циркония в бокситах Южного Тимана изучались особенности его распределения отдельно в бобовинах и цементе, их нерастворимых остатках после обработки 10%-ной HCl при 3-минутном кипячении, в легких фракциях (уд. вес $< 3,18$) нерастворимых остатков, а также в отдельных минералах. Цирконий определялся количественным спектральным методом (аналитик К. Чупрова). Чувствительность анализа 0,001%, относительная ошибка $\pm 20\%$. Содержание циркония, приводимые в статье, средние, рассчитанные по данным 2—3 анализов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЦИРКОНИЯ В БОБОВИНАХ И ЦЕМЕНТЕ БОКСИТОВ И ГЛИН

Содержание циркония в бобовинах и цементе бокситов месторождения Северное выше, чем в бобовинах и цементе глин (табл. 1). Бобовины бокситов, обогащенные глиноземом по сравнению с цементом, обогащены и цирконием. В бобовинах глин содержание циркония и алюминия, как правило, ниже, чем в цементе, а содержание железа — выше. В каменистых и сухаристых бокситах растворимый в кислоте цирконий отсутствует. В глинистых бокситах и глинах 15—43% циркония от общего его содержания переходит вместе с железом в солянокислый раствор. Причем количество растворимого циркония связано обратной зависимостью с кремневым модулем нерастворимого остатка, т. е. с количеством бемита, и не зависит от содержания Fe_2O_3 в исходном материале. Указанная зависимость, особенно характерная для бобовин, в цементе несколько нарушается вследствие неравномерного распределения терригенных зерен циркона. Весь цирконий, перешедший в раствор, скорее всего находился в виде ионов, адсорбированных на поверхности глинистых минералов, либо в виде собственной гидроокиси.

Легкая фракция нерастворимого остатка цемента каолинитовой глины содержит столько же циркония, сколько и сам нерастворимый остаток. Из нерастворимых остатков цемента бокситных глин в тяжелую фракцию уходит 10—15% циркония, бокситов — 16—26%. Таким образом, при переходе от глин к бокситам увеличивается количество циркония, уходящее в тяжелую фракцию.

В бобовинах наблюдается иная закономерность. Здесь количество циркония, связанное с тяжелой фракцией, уменьшается от глин к бокситам. Поскольку Al, Si, Fe и Ti остаются в легкой фракции нерастворимых остатков, естественно допустить, что цирконий, уходящий в тяжелую фракцию, связан с терригенным цирконом, захваченным из вмещающего осадка в процессе образования бобовин.

Нужно отметить, что наряду с уменьшением количества механических примесей при переходе от глин к бокситам меняется морфология и химический состав бобовин. В глинах (особенно каолинитовых) бобовины несовершенной формы, часто визуально трудно отличимы от цемента, плохо от него отделяются. В отличие от них бобовины бокситов четко обособляются от вмещающей породы, обладают округлой, чаще шарообразной формой. Кроме того, бобовины бокситов всегда характеризуются более высокими кремневым модулем и содержанием Al_2O_3 по сравнению с основной массой. Изменения морфологии и состава бобовин

Распределение циркония и порообразующих компонентов в бобовинах и цементе бокситов и глин месторождения Северное

	Порода	Анализируемый материал, %	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	П.п.п.	Zr	Zr, % к исходному содержанию циркония
Боксит	Гематит-каолинит-бемитовый каменистый	1	49,10	62,84	1,28	18,87	2,57	13,20	0,090	100
		2 (70%)	49,10	79,55	1,62	3,39	3,48	13,68	0,130	100
		3 (98)	47,26	79,86	1,69	2,88	3,54	13,61	0,140	100
		4	5,28	55,39	10,50	15,97	2,84	14,06	0,082	100
		5 (80)	5,11	64,84	12,68	2,58	3,72	14,60	0,100	98
		6 (97)	5,10	63,99	12,54	2,46	3,60	14,58	0,076	72
	Гематит-каолинит-бемитовый сухаристый	1	52,70	60,56	1,15	17,33	2,58	15,17	0,090	100
		2 (76)	78,80	77,26	0,98	2,18	3,50	15,00	0,120	100
		3 (97)	84,86	76,37	0,90	2,50	3,46	14,96	0,130	100
		4	2,43	42,01	17,27	13,77	2,12	18,85	0,043	100
		5 (71)	2,39	56,21	23,47	1,79	3,14	14,53	0,065	100
		6 (96)	2,33	49,96	21,40	2,06	3,00	14,84	0,048	75
	Гематит-каолинит-бемитовый глинистый	1	4,02	42,82	10,64	25,49	2,10	16,88	0,061	100
		2 (61)	3,69	61,80	16,75	1,49	3,58	15,40	0,085	85
		3 (97)	3,68	62,17	16,90	1,33	3,14	15,44	0,084	80
		4	2,40	42,01	17,54	14,20	2,78	17,74	0,068	100
		5 (72)	2,37	54,96	23,20	1,57	3,88	14,76	0,096	100
		6 (97)	2,40	54,73	22,80	1,66	3,48	14,70	0,082	84
Глина	Гематит-бемит-каолинитовая	1	1,05	37,28	35,47	7,01	2,29	13,84	0,058	100
		2 (85)	1,00	40,18	39,84	1,26	2,61	14,25	0,051	75
		3 (98)	1,05	40,64	38,72	1,09	2,38	14,31	0,047	67
		4	0,94	32,56	34,48	11,88	2,17	13,34	0,054	100
		5 (70)	0,91	38,00	41,60	2,89	3,00	13,99	0,062	80
		6 (97)	0,93	38,32	40,99	2,36	3,12	13,87	0,056	70
	Бемит-гематит-каолинитовая	1	1,25	22,60	18,08	43,03	1,25	13,72	0,044	100
		2 (52)	0,95	38,47	40,52	3,42	2,35	14,32	0,062	72
		3 (98)	0,98	38,90	39,84	3,49	1,80	14,40	0,063	60
		4	1,00	32,40	32,64	18,81	2,17	13,26	0,070	100
		5 (80)	0,93	38,68	41,46	2,24	2,70	13,76	0,076	87
		6 (99)	0,94	39,24	41,76	1,98	2,96	14,00	0,063	72
	Гематит-каолинитовая	1	1,01	22,49	22,12	41,98	1,46	10,38	0,052	100
		2 (55)	0,84	34,91	41,52	6,22	2,72	13,48	0,056	57
		3 (96)	0,88	36,89	41,88	3,74	2,16	13,52	0,038	43
		4	0,90	33,00	36,56	14,61	2,24	12,98	0,058	100
		5 (79)	0,88	37,34	42,32	0,96	2,95	13,54	0,076	100
		6 (96)	0,87	37,96	43,56	0,91	2,80	13,60	0,077	99

1 — бобовины; 2 — нерастворимый остаток бобовин; 3 — легкие фракции; 4 — цемент; 5 — нерастворимый остаток цемента; 6 — легкие фракции.

от глин к бокситам, подобные указанным, присущи залежам бокситов остаточного происхождения (Бенеславский, 1970). Отсюда логично допустить, что формирование бобовин в бокситоносных отложениях Северного месторождения происходило на фоне общей бокситизации преимущественно глинистого осадка. При этом в процессе выноса кремнезема цемент бокситовых пород относительно обогащался терригенным цирконом. Представление о бокситизации глинистого вещества, вынесенного из коры выветривания, подтверждается также зональным строением бокситоносной толщи, сходным с профилем латеритной коры выветривания (Закруткин, 1971).

Распределение циркония и породообразующих компонентов в бобовинах и цементе бокситов и глин месторождения Верхне-Ухтинское

Порода		Анализируемый материал, %	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	П.п.п.	Zr	Zr, % к исходному содержанию циркония
Боксит гематит-каолинит-гипбситовый	1	2,15	22,11	10,26	51,50	1,80	12,98	0,082	100	
	2 (50%)	1,77	37,98	21,50	17,13	2,69	19,28	0,180	100	
	3 (95%)	1,68	38,54	22,96	9,44	2,70	20,36	0,140	77	
	4	1,71	43,88	25,66	6,83	3,38	20,00	0,034	100	
	5 (80%)	1,36	43,90	32,12	1,38	4,25	21,34	0,050	100	
	6 (97%)	1,37	43,98	31,99	1,44	3,80	21,65	0,038	82	
Глина	гипбсит-гематит-каолинитовая	1	1,24	23,12	18,58	46,75	1,54	8,56	0,066	100
		2 (54%)	1,05	34,51	32,82	12,80	2,83	14,86	0,100	82
		3 (96%)	1,06	35,46	33,31	8,14	2,80	14,99	0,086	65
		4	0,91	36,18	39,66	8,01	1,80	13,72	0,060	100
		5 (80%)	0,91	39,09	42,96	1,08	2,20	13,97	0,065	87
		6 (93%)	0,91	38,94	42,88	1,00	2,00	13,92	0,059	72
	гематит-каолинитовая	1	1,00	14,59	14,38	59,06	1,56	9,16	0,068	100
		2 (40%)	0,90	31,59	33,14	14,46	2,80	15,89	0,130	76
		3 (94%)	0,89	31,46	35,00	13,01	2,84	15,76	0,120	60
		4	0,87	36,22	41,80	4,99	1,92	14,14	0,052	100
		5 (92%)	0,87	36,49	42,72	1,14	2,20	16,08	0,046	81
		6 (93%)	0,86	35,94	41,88	1,20	2,15	16,20	0,034	56

Объяснение 1,2,3,4,5,6 — см. табл. 1.

Рассмотрим особенности распределения циркония в бобовинах и цементе гиббситовых бокситов и глин Верхне-Ухтинского месторождения. В бобовинах содержание циркония всегда выше, чем в цементе (табл. 2). Кроме того, бобовины в отличие от цемента высокожелезистые. В боксите растворимый в 10%-ной HCl цирконий отсутствует. В бокситистых глинах доля растворимого циркония 13—18%, в каолинитовой глин — 19—24%. Таким образом, и в гиббситовых бокситах наблюдается обратная зависимость между количеством перешедшего в раствор циркония и кремневым модулем нерастворимого остатка.

После выделения из нерастворимых остатков тяжелой фракции содержание циркония уменьшается не более чем на 25%. Однако закономерного изменения от глин к бокситам количества циркония, уходящего в тяжелую фракцию, здесь не наблюдается. Недостаточное количество аналитических данных пока не позволяет сделать какие-либо генетические выводы.

Проведенные исследования показали, что более 70% содержащегося в боксите циркония приходится на долю легкой фракции нерастворимого остатка, где сконцентрированы глиноземсодержащие минералы, т. е. удаление основного количества гидроокислов железа и циркона из бокситов не влияет заметно на распределение циркония. Отсюда следует, что цирконий в бокситах Южного Тимана в основном связан с алюминием, который входит в состав гиббсита, бемита и каолинита.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЦИРКОНИЯ В ГИББСИТЕ, БЕМИТЕ И КАОЛИНИТЕ

Содержание циркония в глиноземсодержащих минералах южнотиманских бокситов следующее (%): бемит — 0,045—0,096; гиббсит — 0,061—0,100; каолинит — 0,031—0,044. Для того, чтобы выяснить, замещается ли алюминий цирконием в бемите и гиббсите или его присутствие связано с явлениями соосаждения, поставлены опыты по избиратель-

Таблица 3

**Результаты растворения гиббситовой и бемитовой фракций
в кислотах**

№ пробы	Минерал	Время обработки, мин.	Содержание в пробе, %		$\frac{Zr \cdot 10^{-4}}{Al_2O_3}$
			Zr	Al_2O_3	
1 (исходная)	Гиббсит	0,0	100	100	17,1
1а		15	91	81	19,2
1б		30	72	51	24,1
1в		45	45	4	200,0
2 (исходная)	Бемит	0,0	100	100	9,5
2а		15	75	76	9,4
2б		30	65	62	9,9
2в		45	38	39	9,2

ному растворению этих минералов в кислотах. Гиббсит сравнительно легко растворяется в концентрированной соляной кислоте (Бенеславский, 1963), а бемит — в 60%-ной серной кислоте (Брадинская, 1960). Циркон в этих кислотах нерастворим (Елинсон, Петров, 1966, и др.). Методика экспериментов заключалась в следующем.

Из двух навесок бемитовой и гиббситовой фракций (уд. вес соответственно 2,94 и 2,45) крупностью 0,10—0,25 мм, полученных центрифугированием в тяжелых жидкостях (уд. вес 3,18 и 2,90) белых бемитовых и гиббситовых бокситов, квартованием отбирались по три одинаковые пробы. Бемитовые пробы обрабатывались 60%-ной серной кислотой ($T:Ж = 1:10$) при кипячении в течение 15, 30 и 45 мин, а гиббситовые — 25%-ной соляной при тех же условиях. В исходных пробах и твердых остатках определялись содержания циркония и алюминия. Результаты экспериментов показывают (табл. 3), что при кислотной обработке цирконий ведет себя неодинаково по отношению к глинозему в бемите и гиббсите. При растворении гиббсита цирконий извлекается в раствор менее интенсивно, чем алюминий, поэтому величина отношения $Zr:Al_2O_3$ в твердых остатках в сравнении с исходной пробой последовательно возрастает. Это указывает на то, что цирконий в гиббсите находится в виде соединений, труднее растворимых в соляной кислоте, чем гиббсит. Вместе с тем после 45-мин. обработки гиббсита в раствор все же перешло около половины исходного содержания циркония. Поскольку циркон в соляной кислоте в таких количествах нерастворим, можно предположить, что цирконий в гиббситовой фракции присутствует в виде собственной гидроокиси. Однако истинная гидроокись циркония нестабильна, со временем стареет, что выражается в потере воды и уменьшении растворимости в кислотах (Химия..., 1965). Поэтому правильнее, видимо, говорить о примеси в гиббсите гидратированной двуокиси циркония ($ZrO_2 \cdot nH_2O$). Не исключено, что небольшое количество циркония, как допускал С. И. Бенеславский (1963), изоморфно замещает в гиббсите алюминий.

При обработке бемитовой фракции серной кислотой в раствор перешли пропорциональные количества циркония и глинозема, в связи с чем величина цирконий-алюминиевого отношения в твердых остатках в сравнении с исходной пробой фактически не изменилась (табл. 3). При длительной (1 час) обработке той же пробы концентрированной соляной кислотой цирконий, как и алюминий, перевести в раствор в заметных количествах не удалось. В бемите цирконий находится, вероятно, преимущественно в качестве изоморфной примеси.

Ведущая роль в реализации двух форм вхождения элементов в состав минералов принадлежит кристаллохимическим факторам (Пова-

ренных, 1972). Цирконий имеет значительно больший радиус, чем Al^{3+} , а катионы с большим ионным радиусом предпочтительно накапливаются в структурах с более высоким координационным числом (Семенов, 1957). Рассчитанное нами эффективное координационное число алюминия в структуре бемита равно 5,75, а в структуре гиббсита — 5,20. Этим,

Таблица 4

Распределение циркония в бокситах и красных шлаках

№ пробы	Анализируемый материал	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	Содержание, %			Выход шлама, %	Осталось в шламе Zr, % к исходному содержанию
			Fe_2O_3	TiO_2	Zr		
1	Боксит гематит-каолинит-бемитовый	2,5	16,41	2,05	0,082		
1а	Шлам	0,93	24,09	2,96	0,088	60	64
2	Боксит гематит-каолинит-бемитовый	3,07	7,68	2,98	0,096		
2а	Шлам	0,97	13,47	4,02	0,140	60	87
3	Боксит каолинит-бемитовый	2,80	3,93	2,89	0,077		
3а	Шлам	0,97	5,54	4,22	0,087	55	65
4	Боксит каолинит-бемитовый	3,92	2,16	3,48	0,077		
4а	Шлам	0,81	4,36	8,25	0,077	45	45
5	Боксит гематит-каолинит-гиббситовый	2,22	10,96	1,60	0,048		
5а	Шлам	0,96	16,47	2,86	0,055	60	68
6	Боксит гематит-каолинит-гиббситовый	2,40	6,83	3,38	0,034		
6а	Шлам	0,98	10,69	5,50	0,049	60	86
7	Боксит гематит-каолинит-гиббситовый	2,94	5,59	2,65	0,059		
7а	Шлам	0,90	10,24	4,80	0,076	50	64
8	Боксит каолинит-гиббситовый	4,53	2,48	2,90	0,055		
8а	Шлам	0,97	4,78	5,86	0,085	40	75

вероятно, и объясняется накопление циркония в решетке бемита. Таким образом, с кристаллохимических позиций изоморфная емкость алюминия в структурах бемита и гиббсита существенно различна.

Для определения форм циркония в каолините проанализировано 10 проб каолинистых глин и их фракций $<0,001$ м. Среднее содержание Zr в исходных пробах 420 г/т, а во фракциях — 380 г/т. Показательно, что для фракций устанавливаются постоянные отношения между Zr, Al_2O_3 и TiO_2 , что может свидетельствовать об их вхождении в структуру каолинита. Причем для пары Zr—Ti коэффициент корреляции выше, чем для пары Zr—Al (соответственно +0,85 и +0,74). Ионный радиус Zr^{4+} (0,79 Å) существенно ближе к ионному радиусу Ti^{4+} (0,68 Å), нежели Al^{3+} (0,51 Å). Ближе и химические свойства циркония и титана. Поэтому не исключено, что титан, попадая в решетку каолинита, способствует вхождению в нее циркония, наиболее близкого к нему по геохимическим свойствам. Титан установлен в бемите в качестве изоморфной примеси (Закруткин, Тюрнина, 1972). Вероятно, и в решетке бемита цирконий замещает титан. Цирконий может замещать и алюминий в разных алюминийсодержащих минералах (Frederickson, 1948; Дегенхардт, 1959).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЦИРКОНИЯ В БОКСИТАХ И КРАСНЫХ ШЛАХАХ

В дополнение к проведенным исследованиям изучено распределение циркония при переработке южнотиманских бокситов на глинозем по методу Байера. Объект исследований — восемь представительных проб

бокситов бемитового и гиббситового типов. Навеску боксита помещали в лабораторный автоклав емкостью 50 мл, куда подавали раствор NaOH, дозируемый на конечный каустический модуль 1,7. Автоклавы нагревали в термостате, где они выдерживались при температуре 230°С 3 часа. Исходный боксит и тщательно отмытый (до отрицательной реакции на фенолфталеин) красный шлам анализировали на содержания циркония и породообразующих компонентов.

Результаты исследований (табл. 4) свидетельствуют, что при выщелачивании бемитных бокситов 45—87%, в среднем 65%, от исходного содержания циркония

накапливается в красном шламе, и при обработке гиббситовых бокситов — 64—86%, в среднем 73%. Сравнительно небольшой выход в раствор циркония (около 35%) в процессе переработки бемитовых бокситов, если учесть, что основное количество его присутствует в них в качестве изоморфной примеси в минералах глинозема, находит объяснение в легкой гидролизуемости Zr^{4+} в щелочных условиях.

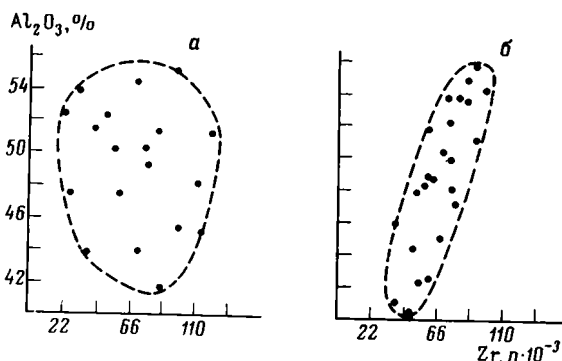
Таким образом, при переработке южнотиманских бокситов на глинозем по методу Байера значительная часть циркония попадает в красный шлам, что может представить практический интерес. Нужно заметить, что в Югославии уже определена технология извлечения ZrO_2 из красного шлама. При скорости производства циркония около 20 т в год можно попутно получить также до 150 кг гафния, который, как известно, всегда сопутствует цирконю.

ВЫВОДЫ

Цирконий в бокситах Южного Тимана установлен в трех основных формах: в виде собственного минерала — циркона, предположительно в виде гидратированной двуокиси ($ZrO_2 \cdot nH_2O$), в виде изоморфной примеси в бемите и каолините.

Последние две формы количественно преобладают. Соотношения указанных форм циркония в бокситах различного минералогического типа неодинаковы. В гиббситовых бокситах цирконий находится преимущественно в виде собственных соединений, а в бемитовых — преимущественно в виде изоморфной примеси. По-видимому, следствием этого является упорядоченный характер соотношений Zr и Al_2O_3 в бемитовых бокситах и пестрый — в гиббситовых (фиг. 2). Если учесть, что накопление глинозема для бокситов Южного Тимана первоначально происходило в коре выветривания глинисто-карбонатных пород верхнего девона, то различный характер соотношения циркония и алюминия в бокситах различного минералогического типа противоречит представлению о хемогенно-осадочной природе южнотиманских бокситов и объясним с позиции латеритно-осадочной кластогенной теории.

Накопление циркония в отходах переработки бокситов — красных шламах — обусловлено химическими свойствами Zr^{4+} и его соединений, в частности легкой гидролизуемостью в горячих концентрированных растворах щелочей, слабой растворимостью гидроокиси и циркона.



Фиг. 2. Характер соотношений Zr и Al_2O_3 в бокситах месторождений
а — Верхне-Ухтинского; б — Северного

Проведенные исследования — одна из первых попыток выяснить особенности распределения и минералогические формы циркония в бокситах, поэтому, естественно, не лишены спорных моментов и, возможно, недостатков. Однако уже сейчас очевидны перспективы такого рода исследований для решения многих вопросов генезиса бокситов, особенно для выяснения источников сноса.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев В. В.* О составе и строении бобовин в связи с генезисом южнотиманских бокситов.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 5.
- Бенеславский С. И.* Минералогия бокситов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Бенеславский С. И.* Конкреции в бокситах и бокситоносных формациях.— В сб.: Конкреции и конкреционный анализ. Л. 1970.
- Брадинская Е. М.* Руды алюминия.— В кн.: Минералогическое исследование руд цветных и редких металлов. М., Госгортехиздат. 1960.
- Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Дегенхардт Х.* О геохимическом распределении циркония в литосфере.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Елинсон С. В., Петров К. И.* Аналитическая химия циркония и гафния. М., «Наука», 1966.
- Закруткин В. Е.* Литолого-геохимическая зональность в бокситоносных отложениях Южного Тимана в связи с вопросами их генезиса.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1971.
- Закруткин В. Е., Тюрнина Г. Я.* Формы нахождения титана, железа и кремния в бемите южнотиманских бокситов.— Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, Сыктывкар, 1972, вып. 18.
- Поваренных А. С.* Роль кристаллохимических факторов в распределении редких элементов в минералах.— В сб.: Геохимия. М., «Наука», 1972.
- Семенов Е. М.* Изоморфизм и эндокрипция редких земель.— Геохимия, 1957, № 7.
- Терентьева Н. Ф.* Редкие элементы в бокситах. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Химия редких и рассеянных элементов. М., «Высшая школа», 1965.
- Frederickson A.* Mode of occurrence of titanium and zirconium in laterites.— Amer. Mineralogist, 1948, 33.

Институт геологии
Коми филиала АН СССР
Сыктывкар

Дата поступления
30.V.1973

УДК 553,31 (470.23)

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ТОЛЩ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ОЛЕНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ И ВОЗРАСТНОМ ИХ ПОЛОЖЕНИИ

А. Я. ЛИТВИНОВ, А. С. СУНЦЕВ

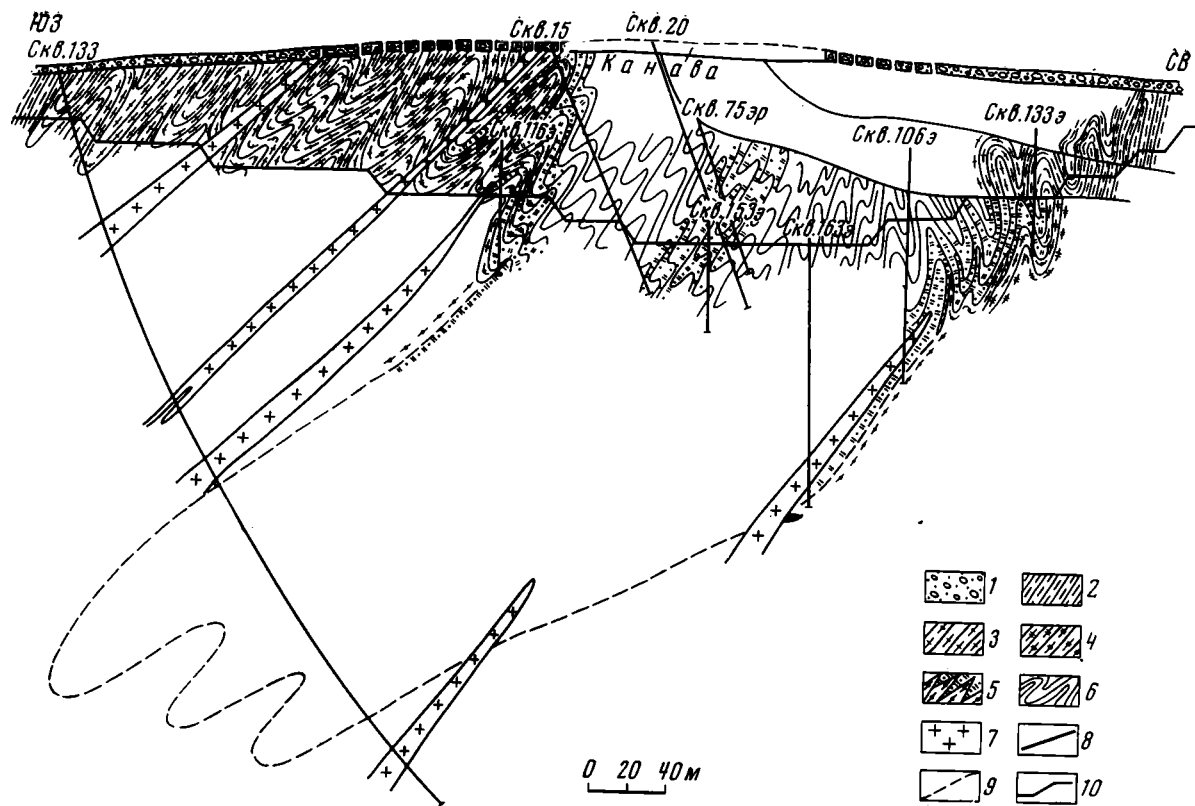
На основе постепенных переходов с взаимным выклиниванием железистых толщ и вмещающих их гнейсов исходного плагиобиотитового состава делается вывод о генетической связи с последними железистых кварцитов Примандровского района Кольского полуострова. Амфиболсодержащие гнейсы и амфиболиты — метасоматические образования по биотитовым парагнейсам в зоне их контакта с рудной толщей. Железистокремнистые осадки, превращенные метаморфизмом в железистые кварциты, накапливались в неглубоких впадинах в виде единого пласта, смятого складкообразованием в сложнопостроенную опрокинутую синклиналь. Формирование железистых толщ синхронно с формированием древнейших толщ земной коры — архейскими гнейсами кольской серии.

В составе древнейших образований земной коры чрезвычайно широко распространены специфические докембрийские железистые породы: магнетитовые гнейсы, магнетитосиликатные сланцы и железистые кварциты. В одних случаях железистые кварциты слагают гигантские месторождения с запасами руд, исчисляемых сотнями миллиардов тонн (месторождения Кривого Рога, КМА, Верхнего озера и др.), в других — прослой, линзы и мелкие месторождения в гнейсовых толщах всех континентов (кольская серия гнейсов на Балтийском щите, обоянская и тетеревобургская на Русской платформе, гнейсы Адирондака на Канадском щите, биотитовые гнейсы Гвинейского щита и во многих других местах).

Мелкие проявления железистых кварцитов изучены хуже крупных месторождений. Отличительная особенность их — согласное залегание и постепенные переходы к вмещающим гнейсам, в то время как железистые толщи крупных месторождений от мигматито-гнейсового комплекса отделены толщей амфиболитов, филлитов, карбонатных пород и во многих случаях песчано-конгломератовым и талько-хлоритовым горизонтами непостоянной мощности. Тесное переслаивание пород этой группы с гнейсами заставляет геологов говорить о когенетичности их образования (Тугаринов, Войткевич, 1970, стр. 126).

За более чем вековую историю интенсивного изучения пород железистокремнистых формаций докембрия неоднократно рассматривались условия формирования и метаморфизма железистых кварцитов, однако до сих пор многие вопросы генезиса их нераскрыты и спорны. Очень важны в связи с этим полученные за последнее время данные о структуре и взаимоотношении рудной толщи Оленегорского месторождения с вмещающими породами, а также о времени формирования их, изложенные в настоящей работе.

Оленегорское месторождение разрабатывается карьерным способом почти по всему его простираению и на всю мощность. Сложноскладчатое



Фиг. 1. Геологический разрез Оленегорского месторождения по профилю № 24
 1 — моренные отложения; 2 — гнейсы существенно биотитовые; 3 — гнейсы существенно амфиболовые, амфиболиты; 4 — гнейсы существенно амфиболовые и скарнированные; 5 — а: гнейсы лейкократовые, плагиокварциты, б — безрудные и слаборудные кварциты зоны взаимовыклинивания, калишпатизированные, участками скарнированные; 6 — железистые кварциты; 7 — пегматиты; 8 — разрывные нарушения; 9 — контур рудного тела, по разведочным данным; 10 — контур карьера на 1.01.72 г.

строение рудного тела месторождения было установлено сразу же после вскрытия его поверхности горными выработками. Однако в отношении общей структуры месторождения, несмотря на то, что к настоящему времени значительная часть его и вмещающих пород уже отработана, существуют разноречивые мнения. Геологи Имандровской геологоразведочной партии (А. Н. Иванов и др.) считают ее синклинальной (фиг. 1). Синклинальным принималось строение месторождения и П. М. Горяиновым (Точилин, Горяинов, 1964, стр. 24—25), однако в настоящее время он защищает мнение о моноклинальном залегании рудного тела (Горяинов, 1969, 1970). Гнейсовая толща висячего бока месторождения в связи с такой точкой зрения считается надрудной, а лежащего — подрудной. В основании рудной толщи проводилась граница между археем и протерозоем.

Решение вопроса о структуре рудного тела кроме теоретического имеет и важное практическое значение, поскольку от него зависит оценка перспектив оруденения на глубоких горизонтах месторождения, разведанных еще с недостаточной детальностью, а также правильный выбор метода подсчета запасов руды. Многолетние личные наблюдения в карьере рудника и весь имеющийся к настоящему времени геологический материал по разведке месторождения позволяют нам сделать следующие подтверждающие первую точку зрения заключения о строении рудного тела и взаимоотношении его с вмещающими породами: рудное тело представлено одним слоем, интенсивно смятым в складки в процессе метаморфизма; между вмещающей и рудной толщами имеют место постепенные переходы с взаимовыклиниванием; рудное тело и вмещающие его породы имеют единую ориентировку складчатости; рудное тело и вмещающие его породы смяты в сложноскладчатое синклинальное сооружение типа необращенного микросинклиория, опрокинутого на северо-восток.

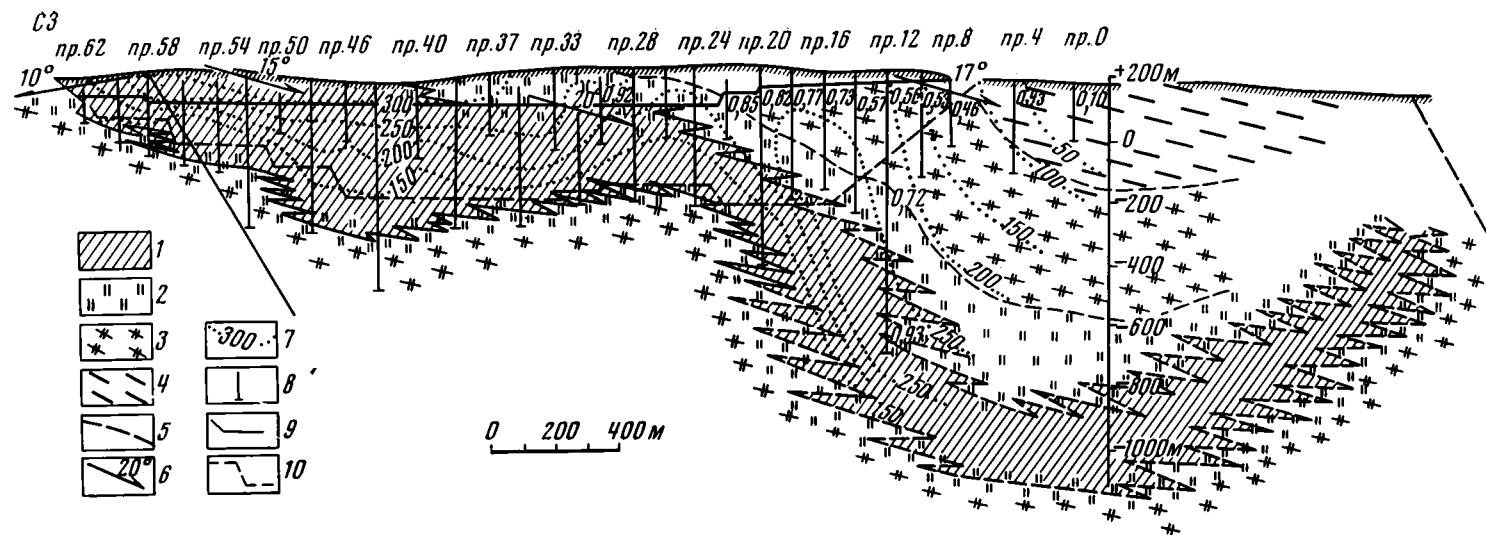
Следует отметить, что однопластовая форма рудного тела и отсутствие в связи с этим маркирующих слоев чрезвычайно затрудняют расшифровку его складчатости. Приведенный на фиг. 1 один из разрезов вкрест простираения рудного тела отражает поэтому самое общее строение рудного тела. На разрезе показаны только складки первого порядка без осложняющей их микроскладчатости, характерной для железистых толщ. Синклинальное строение рудного тела устанавливается в карьере отчетливым, прослеживающимся на всем протяжении месторождения встречным наклоном осевых поверхностей складок, характерным для необращенных синклинориев. Замковая часть синклинальной структуры обнажается сейчас в остановленном уступе 146—134 м по профилю № 63, а шарнир ее прослеживается на юг от этого профиля и, начиная с профиля № 37, совпадает с полосой калишпатизированных и скарнированных безрудных и слаборудных кварцитов (фиг. 1).

Эту полосу кварцитов местные геологи считают, совершенно справедливо, кровлей рудного тела. Одним из признаков моноклинального залегания железистых кварцитов Кольского полуострова П. М. Горяинов (1969) видит в так называемой асимметричности строения вмещающей толщи в литологическом отношении, подчеркивая более лейкократовый характер висячего крыла ее. Такое мнение, опирающееся на данные только разведочного бурения, недостаточно обосновано. По данным разведки, все месторождения кварцитов Приимандровского района смяты в систему складок с крутым, как и на Оленегорском месторождении, падением осевой поверхности. В связи с таким залеганием разбуренным оказывается только висячий бок месторождений, в то время как лежащий вскрывается единичными скважинами на глубину, обычно не превышающую первые десятки метров. При таких обстоятельствах проводить аналогии строения вообще неправомерно.

Детальное картирование пород, проведенное нами в карьере Оленегорского рудника, показало, что асимметрия строения крыльев месторождения вызвана надвинутыми на рудное тело по системе пологих приповерхностных нарушений породами лежащего бока. После отработки надвинутых пород на месторождении обнаружено четкое симметрично зональное строение вмещающей толщи относительно рудного тела, прослеживающееся в плане и на глубину. Симметричность строения вмещающей толщи проявляется в том, что внешняя зона существенно биотитовых гнейсов сменяется в направлении к рудной толще зоной амфиболсодержащих гнейсов с подчиненными прослоями (линзами) амфиболитов. Вблизи контакта вмещающей толщи с рудной на зону амфиболсодержащих гнейсов накладывается зона скарнирования гнейсов с диопсид-гроссуляровой минерализацией, которая непосредственно в контакте с рудным телом сменяется узкой зоной калишпатизации (микроклинизации). Сама рудная толща также оказывается зональной. Краевые части ее микроклинизированы. За зоной калишпатизации следует зона скарнирования кварцитов с геденбергит-андрадитовой минерализацией, сменяющейся к центральной части рудного тела собственно железистыми кварцитами (фиг. 1). Главные петрографические разновидности пород вмещающей толщи — амфиболсодержащие гнейсы, подчиненные им амфиболиты и скарнированные породы, — переслаиваются и образуют взаимопереходы по простиранью с биотитовыми разностями гнейсов, за счет которых они возникают метасоматическим путем (Литвинов, 1970).

Работами в карьере рудника установлено, что характер метасоматоза вмещающих пород зависит в основном от содержания железа в них. Амфиболиты развиваются линзами внутри наиболее меланократовых биотитовых гнейсов, менее богатые биотитом гнейсы подвергаются скарнированию, а лейкократовые разности — калишпатизации. Во всех отмеченных зонах амфиболы, пироксены, гранаты, плагиоклаз с 25—50% анортитовой молекулы, микроклин проявляет реакционные соотношения с одними и теми же минералами: кварцем, биотитом, кислым серицитизированным олигоклазом. Из этого определенно вытекает, что исходные породы (биотитовые плагиогнейсы), по которым развивались амфиболиты, скарны и микроклиниты, состояли из одних и тех же минералов, но с разными количественными соотношениями между ними. По содержанию биотита эти породы подразделялись на меланократовые (60—30%), мезократовые (30—10%) и лейкократовые (менее 10% биотита) разности. Вмещающая толща представляла чередование и переслаивание прослоев и линз указанных разностей гнейсов, особенно частое в зонах амфиболитизации и скарнирования. Количество лейкократовых прослоев в них, мощность которых 1 см — 5 м, увеличивается с приближением к контакту с рудной толщей. Количество меланократовых прослоев уменьшается в том же направлении. Вблизи самого контакта с рудным телом биотитовые лейкократовые плагиогнейсы постепенно сменяются существенно кварцевыми с незначительной примесью плагиоклаза породами (плагиокварцитами), вклинивающимися тончайшими прослоями в безрудные или малорудные кварциты наподобие «конского хвоста» (фиг. 1, 2).

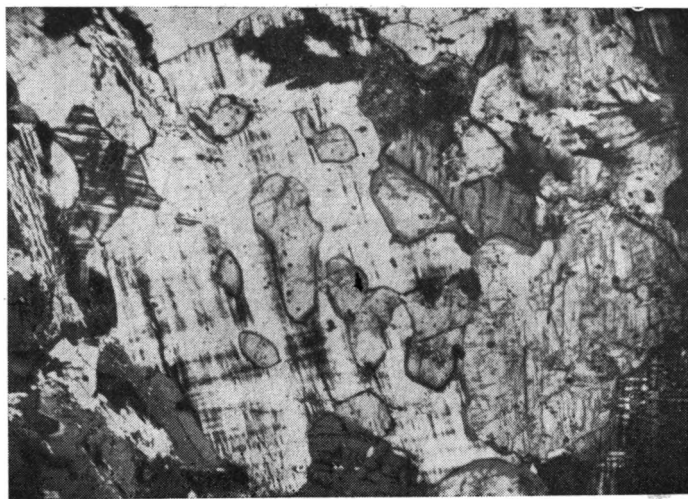
Такой характер взаимоотношения вмещающей и рудной толщи свидетельствует об одновременности накопления осадков, метаморфизованных впоследствии в гнейсы и железистые кварциты, и о том, что гнейсы и кварциты — крайние члены одного и того же фациального ряда со следующей обусловленной дифференциацией исходного осадочного материала сменой его членов: гнейсы биотитовые (более 10% биотита) — гнейсы лейкократовые (менее 10% биотита) — плагиокварциты + безрудные кварциты — слабрудные кварциты (до 20% железа) — собственно железистые кварциты (более 20% железа) с типичной для них тонкополосчатостью.



Фиг. 2. Проекция рудного тела Оленегорского месторождения на осевую плоскость синклинали складчатой структуры

1 — железистые кварциты; 2 — гнейсы лейкократовые, плагиокварциты, безрудные и слаборудные кварциты, калишпатизированные и скарнированные; 3 — гнейсы существенно амфиболовые, участками скарнированные, амфиболиты; 4 — гнейсы существенно биотитовые; 5 — разрывные нарушения; 6 — погружение шарниров складок; 7 — изопахиты по рудному телу; 8 — скважины; 9 — контур карьера на 1.01.72 г.; 10 — проектный контур карьера; десятичные дроби — коэффициент рудоносности

Приконтактовая зона вмещающей и рудной толщ, включающая лейкократовые гнейсы, плагиокварциты, безрудные и слабрудные кварциты, подвергается метасоматозу (калишпатизации и скарнированию) наиболее интенсивно. Следствие метасоматического преобразования пород этой зоны — возникновение в них в отдельных случаях порфиробластических зерен плагиоклаза, микроклина или их агрегатов с серицит-мусковитовой примесью — «очков», ошибочно принятых П. М. Горяиновым за реликтовые признаки эффузивных пород (лептитов или порфиroidов). Внутри таких порфиробластов, характеризуя вполне очевидно природу их, нередко включения кварца, биотита, плагиоклаза как остатков от замещения (фиг. 3).



Фиг. 3. Микроклинизация лейкократовых гнейсов. Серые рельефные включения в микроклин — серицитизированный плагиоклаз; николи +, $\times 30$, Оленегорское месторождение

Таким образом, на месторождении ясно устанавливается дометасоматическая природа вмещающих пород — биотитовых гнейсов, а метасоматическая зональность месторождения целиком определяется составом осадков фациального ряда гнейсы — железистые кварциты. Биотитовые гнейсы и силлиманит-биотитовые их разновидности, встречающиеся в составе вмещающей толщи Оленегорского месторождения и ассоциирующие чаще с лейкократовыми биотитовыми гнейсами, относимыми П. М. Горяиновым (1969, 1971) к кислым вулканитам-лептитам, широко развиты на Балтийском щите и в других регионах и, по общему мнению исследователей метаморфических пород, считаются метаосадочными глинистыми и песчано-глинистыми образованиями. В таком случае толща тонкополосчатых железистых кварцитов месторождения, имеющая постепенные с взаимовыклиниванием переходы с вмещающей толщей биотитовых парагнейсов, в генетическом отношении может рассматриваться только как терригенно-осадочная.

Следует отметить, что местные геологи в своих построениях совершенно не учитывают фациального взаимовыклинивания железистой и гнейсовой толщ. Это приводит к искажению действительной формы рудного тела. Так, на продольном разрезе месторождения по осевой плоскости его складчатой структуры линия нижнего контура между профилями 54 и 48, 46 и 38, 24 и 12 изображается ими с резкими перегибами под углом 50—60°, что обычно объясняется ундуляцией осей складок. Однако такому предположению противоречит довольно устойчивое по

простирацию и падению месторождения погружение шарниров складок на юго-восток под углом $15-20^\circ$, нарушающееся лишь в районе профилей 58—60, где изменение погружения шарниров складок на противоположное вызвано, вероятно, опусканием этой части месторождения по разрывному нарушению (фиг. 2). В действительности эти перегибы представляют неровности дна бассейна седиментации, наиболее пониженные части которого были заполнены железистокремнистыми осадками.

Линиями равных мощностей (изопахитами) совершенно отчетливо вырисовываются две соединяющиеся мульдообразные впадины, днища которых находятся на разных гипсометрических уровнях в связи с общим погружением рудного тела на юго-восток под углом $15-20^\circ$. Изопахиты отстроены по суммарной мощности рудного тела, включающей прослой безрудных кварцитов и гнейсов его кровли. Содержание безрудных прослоев в рудном теле отражено в коэффициенте рудности по горизонту $+110$ м по простирацию и падению тела на профиле № 12 (фиг. 2). Характер изопахит дает представление о том, что северная мульда наполовину уничтожена эрозией. Южная мульда была открыта в самое последнее время бурением глубокой разведочной скважины СП-1. До ее проходки на основании данных неглубоких скважин делался вывод о быстром выклинивании рудного тела в юго-восточном направлении, что нашло отражение и в проектном контуре карьера. В действительности уменьшение мощности рудного тела в юго-восточном направлении для его верхних горизонтов вызвано фациальным переходом железистых кварцитов через безрудные их разности в гнейсы кровли. Дальнейшая разведка южной мульды необходима, так как анализ изопахит и данных магнитометрической съемки месторождения позволяет сделать вывод о продолжении мульды вплоть до сброса, пересекающего рудное тело юго-восточнее нулевого профиля. Разведкой мульды запасы железа могут быть увеличены по крайней мере на $\frac{1}{3}$ от учтенных запасов месторождения.

В настоящее время бытует представление о накоплении железистых осадков, превращенных в железистые кварциты, в узких желобах-трогах (Горяинов, 1969). Фактический материал по Оленегорскому месторождению убеждает нас в том, что осадконакопление протекало здесь в обширном плоском бассейне. Одной осью этого бассейна служит совпадающая с направлением складчатости длинная ось магнитной аномальной зоны, равная 4 км. Размеры другой оси можно представить, если «распрямить» синклинальную структуру, размах крыльев которой в южной мульде, где полностью сохранилась от эрозии кровля рудного тела, около 1 км. Если учесть, что за счет интенсивной складчатости размах крыльев структуры сократился не более чем вдвое, то размер второй оси будет составлять также 4 км, а форма бассейна в плане будет близкой к изометрической, напоминающей восьмерку из-за пережима в средней части. Глубина чаши, очевидно, не могла превышать мощности рудного пласта, составляющей 80—100 м на крыльях складчатой структуры (фиг. 1). Полное отсутствие кластического материала в составе железистой толщи и столь совершенная дифференциация материала ряда гнейсы — железистые кварциты свидетельствуют о накоплении железистых осадков на значительном удалении от области их сноса.

Вопрос о времени накопления железистой толщи должен решаться совместно с определением возраста генетически связанной с ней гнейсовой толщи. Железистые кварциты Примандровского района приурочены к кольской серии гнейсов.

В связи с отсутствием надежной схемы стратиграфии и истории геологического развития Кольского полуострова возраст кольской серии гнейсов до сих пор принимается различным. А. А. Полканов (1935), впервые обобщивший стратиграфические схемы докембрия Кольского полуострова, на основании пересечения гнейсового комплекса, в том чис-

ле и железистых кварцитов, наиболее древними из интрузивных образований — олигоклазовыми гранитами, относил его к архею. Архейский возраст кольской серии в рамках новой геохронологической школы поддерживается и теперь большинством ученых (Герлинг и др., 1970; Тугаринов, Войткевич, 1970; Салоп, 1970, и др.).

Для Приимандровского района П. М. Горяинов (1969, 1971) сначала отделил железорудную толщу от архейских гнейсов, проведя границу между археем и протерозоем в основании ее, а затем и саму серию кольских гнейсов отнес к нижнему протерозою. Однако разделение генетически связанных рудной толщи и вмещающих ее гнейсов, характер постепенного перехода и сочленения между которыми показан нами выше, и выделение этих толщ из состава архейских образований противоречат геологическому материалу по месторождению и району.

Метаморфические складчатые рудная и вмещающая толщи здесь пересечены интрузивными образованиями со следующим порядком внедрения, установленным в карьере четким пересечением тел, начиная с древних: пегматиты олигоклазовые, пегматиты плагиомиоклиновые грубозернистые, пегматиты плагиомиоклиновые крупнозернистые гранитовидные, ультраосновные полевошпатовые пироксенит-перидотитовые дайки, дайки кварцевых микрогаббро, пегматиты существенно микроклиновые с турмалином.

Эта последовательность внедрения жильных тел, а также приводимые ниже данные о возрасте основных и ультраосновных даек публикуются впервые. Заметная часть пегматитовых жил и почти все ультраосновные и основные дайки имеют близкое к поперечному простираению по отношению к протяжению рудного тела, т. е. занимает секущее положение по отношению к зональности месторождения. Все эти разновозрастные образования, за исключением самых молодых турмалиновых пегматитов¹, изменяются метасоматически аналогично вмещающим их гнейсам с формированием зональности, контуры которой совпадают с отмеченными выше зонами в гнейсах.

Главнейшие метасоматические преобразования даек — их амфиболизация и калишпатизация, причем избирательность процессов метасоматоза, характерная для гнейсов, проявляется и для даек. Мафические по составу ультраосновные и основные дайки наиболее легко превращаются в амфиболиты. В местах пересечения этими дайками контакта рудной и вмещающей толщ, т. е. зоны калишпатизации гнейсов и кварцитов, дайки также калишпатизируются, превращаясь в микроклиновые амфиболиты. Лейкократовые образования — пегматиты, пересекающие контакт рудного тела и гнейсов, подвергаются калишпатизации, превращаясь в мономинеральные микроклиниты, как и вмещающие их здесь гнейсы и кварциты.

С удалением от контакта рудного тела с гнейсами, в зоне амфиболизации и скарнирования этих гнейсов, преобразования минерального состава пегматитов выражаются в увеличении содержания и основности плагиоклаза (до андезина № 35—45), как и во вмещающих эти пегматиты гнейсах. Основной плагиоклаз даек микрогаббро, пироксенитов также нивелируется в этой зоне до андезинового состава, полностью соответствуя по химизму и строению плагиоклазу вмещающих гнейсов.

Эти данные свидетельствуют о том, что процесс метасоматического преобразования гнейсовой и железистой толщ и даек, секущих эти толщи, протекал одновременно и, следовательно, отделен от общего регионального метаморфизма временным интервалом, в течение которого в метаморфические толщи внедрилась целая серия интрузивных образований от древних олигоклазовых пегматитов до даек микрогаббро.

Механизм метасоматического преобразования пород на месторожде-

¹ Абсолютный возраст турмалиновых пегматитов по мусковиту равен 1460 ± 40 млн. лет.

нии рассматривался нами ранее (Литвинов, 1970). Время этого метасоматоза датируется следующими данными абсолютного возраста минералов из различных пород Оленегорского месторождения: мусковит из пегматитов — 1970—2000 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1958), роговая обманка, развивающаяся метасоматически по перидотитовым дайкам — 1950 млн. лет, то же по дайкам микрогаббро — 2100 млн. лет, то же по вмещающим эти дайки, перечисленным в порядке их внедрения, биотитовым гнейсам — 2000 млн. лет².

Средний возраст одновременно развивающихся в этих породах амфиболов — около 2000 млн. лет, а отклонения от него единичных значений не выходят за пределы точности калий-аргонового метода. Сильные метасоматические изменения пород Оленегорского месторождения не дают возможности радиометрически датировать дометасоматический их возраст, и поэтому данные абсолютного возраста первичных минералов гнейсов — биотита — 2220² и 2530 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1958), сфена — 2500 и 2600 млн. лет (Жиров и др., 1972) — занижены, как и во многих других районах развития гнейсов кольской серии (Масленников и др., 1963). Тем не менее нет сомнений в принадлежности их к архейским образованиям. Прежде всего это вытекает из обилия интрузивных образований, секущих и мигматизирующих метаморфические породы. В их число входят и олигоклазовые граниты, связанные с ними мигматиты и пегматиты, архейский возраст которых устанавливается радиометрически во всех случаях, когда эти образования не затронуты микролинизацией (Масленников и др., 1963).

Кроме многочисленных пегматитовых тел на месторождении развиты дайки диабазов, габбро-диабазов, габбро-норитов, диорито-гнейсов, считающиеся здесь самостоятельными интрузивными образованиями условно нижнепротерозойского и даже палеозойского возраста. Прослеживанием даек по простиранию нами установлено, что все диабазовые разности, габбро-нориты и диорито-гнейсы являются переходными к амфиболитам метасоматическими образованиями по исходным кзарцевым микрогаббро (первые) и ультраосновным (остальные) породам.

Абсолютный возраст метасоматических амфиболов (2100 млн. лет) говорит о том, что даже самые молодые из этой серии дайки микрогаббро внедрились не позже нижнего протерозоя. Время внедрения ультраосновных даек можно считать более определенным. Эти дайки на месторождении имеют преимущественно северо-восточное (40—50°) простираание, совпадающее с простираанием системы разломов, протягивающихся вплоть до Мончегорского плутона ультраосновных пород, расположенного в 25 км южнее месторождения. К системе разломов приурочены ультраосновные дайки такого же дифференцированного, как и на Оленегорском месторождении, состава. Это обстоятельство, а также сходный вещественно-минералогический состав даек и самого плутона, возраст которого, по данным свинцового и калий-аргонового методов, надежно установлен в 2900—3100 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970), дает основание полагать о генетической и, следовательно, возрастной их связи.

ВЫВОДЫ

1. Железистые кварциты Приимандровского района и имеющие с ними постепенные переходы вмещающие плагиобиотитовые парагнейсы генетически связаны и являются крайними членами одного и того же фациального ряда.

2. Железистокремнистые осадки, превращенные метаморфизмом в железистые кварциты, накапливались в плоских мульдообразных впа-

² Абсолютный возраст минералов определен на материалах работ авторов в радиометрических лабораториях при содействии Н. П. Щербака (ИГГН АН УССР), Т. В. Кольцовой и С. Б. Лобач-Жученко (ИГГД АН СССР).

динах и сохранились от эрозии вследствие синклинальной формы рудного тела.

3. Железистые кварциты и вмещающие их гнейсы Примандровского района — древнейшие архейские образования земной коры.

4. Установленные закономерности строения рудного тела значительно расширяют перспективы прироста запасов железной руды на Оленегорском месторождении.

ЛИТЕРАТУРА

- Герлинг Э. К., Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Геохронология докембрия Балтийского щита.— В сб.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970.
- Горяинов П. М. Генетические соотношения пород железистокремнистых формаций Кольского полуострова.— В сб.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Горяинов П. М. Об одном типе нижнепротерозойских структур Кольского полуострова.— В сб.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Тр. Геол. ин-та Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1970, вып. 1.
- Горяинов П. М. К геологии, стратиграфии и генезису лептитов Балтийского щита.— В сб.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
- Жиров К. К., Шестаков Г. И., Рюнгенен Г. И., Кравченко Э. В. Радиологическое определение возраста катархейских образований Кольского полуострова.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.
- Литвинов А. Я. Скарнирование и амфиболизация во вмещающей толще Оленегорского месторождения железистых кварцитов.— Сов. геология, 1970, № 5.
- Масленников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б., Борисова К. Д. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова.— В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. Тр. Лабор. геологии докембрия, Л., 1963, вып. 15.
- Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита.— Геохимия, 1958, № 8.
- Салоп Л. И. Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, т. 175.
- Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис руд Примандровского района Кольского полуострова. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1964.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Наука», 1970.

Пермский
государственный университет

Дата поступления
20.X.1972 г.

УДК 551.35 : 550.4 (262.5)

СОСТАВ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧЕРНОГО МОРЯ НА РАЗРЕЗЕ ХЕРСОНЕС — БОСФОР

Л. В. ЧЕРТКОВА, Ю. Н. ГУРСКИЙ

Приводятся новые данные о составе и распределении углеводородных газов в толще современных, древнечерноморских и новозвксинских отложений Черного моря на разрезе от м. Херсонес до прол. Босфор. В осадках обнаружены метан, этан, этилен, пропан, пропилен, изобутан, бутан, бутилен, изопентан, пентан, гексан. Резко преобладает метан, концентрации которого в среднем в 180 раз превышают суммарную среднюю концентрацию тяжелых углеводородов и составляют около $8 \text{ см}^3/\text{кг}$ ила натуральной влажности. Концентрации углеводородов в осадках и иловой воде на один—два порядка выше соответствующих концентраций их в придонной воде бассейна. Содержание углеводородов увеличивается при углублении в толщу донных отложений. Концентрации тяжелых углеводородов обнаруживают более тесную связь с исходным содержанием органического вещества в осадках. При движении газов в толще осадков наблюдается хроматографический эффект их разделения, что наиболее отчетливо прослеживается в изменении соотношения между пропаном и этаном. В горизонтальном профиле отложений на разрезе Херсонес — Босфор максимальные концентрации углеводородных газов приурочены к континентальному склону и периферийным частям глубоководной впадины. Наиболее высокие содержания углеводородов обнаружены в южной группе глубоководных станций, расположенных северо-восточнее Босфора.

Изучение процесса преобразования органического вещества при седиментации и диагенезе современных морских отложений показало, что значительная часть органических компонентов, поступающих в морской бассейн, достигает стадии глубокого разложения и превращения вплоть до образования газообразных продуктов, выделяющихся в поровое пространство осадка, иловую и наддонную воду (Вебер и др., 1956; Старикова, 1959; Бордовский, 1964). Процесс преобразования органического вещества идет обычно с участием бактерий, биомасса которых также вносит свой пай в общую биомассу живых организмов, поставляющих биогенный материал в осадок. Среди конечных продуктов разложения органических соединений большую роль играют углекислый газ, аммиак, водород, сероводород, метан и отчасти его гомологи. Газы, образующиеся при биогенной минерализации органического вещества, называют тазами биохимического генезиса.

Существуют и другие пути поступления газов в морскую воду и донные отложения. Одни из них — растворение в воде атмосферных газов: O_2 , N_2 , CO_2 , H_2 , He , Ne , Ar . Причем, кислород может поступать в воду также при фотосинтезе его растительными организмами моря. Важным источником газов в некоторых морских регионах являются продукты, которые попадают на поверхность при извержении подводных или надводных вулканов. Состав вулканических газов весьма разнообразен: CO_2 , CO , N_2 , NH_3 , Ar , He , H_2 , SO_2 , H_2S , HCl , HF и некоторые летучие соли (Соколов, 1971). Нельзя исключить также возможности поступле-

ния газов в донные отложения при вертикальной миграции некоторых продуктов термокаталитического процесса из более глубоких сфер земной коры. Газообразные продукты термокатализа могут подниматься к поверхности вдоль ослабленных зон в земной коре (разломы, сбросы, надвиги и т. п.) и за счет диффузии газов сквозь осадочную толщу. Среди термокаталитических газов наиболее характерны водород, метан и его гомологи (Соколов, 1971).

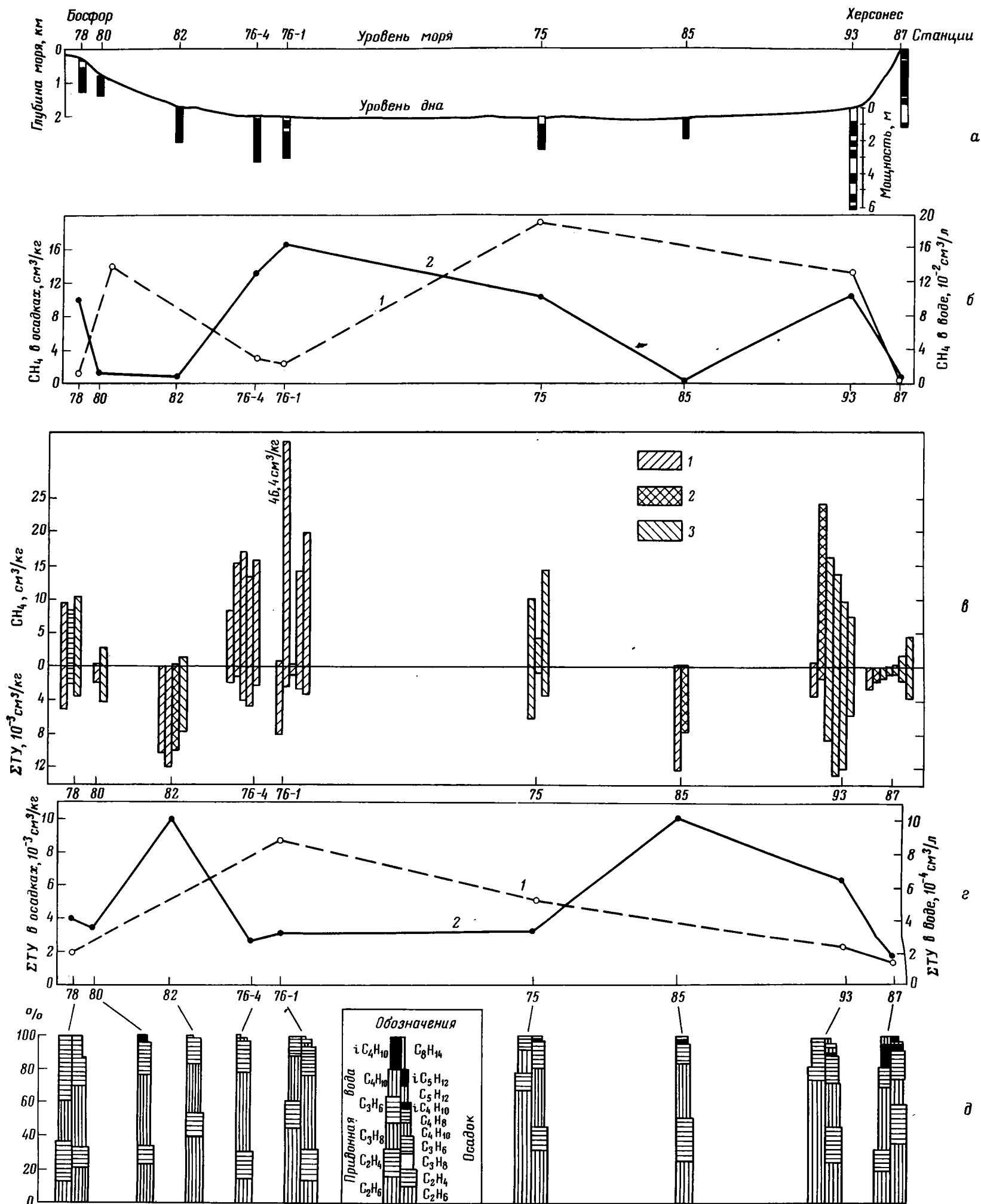
Все перечисленные источники в той или иной степени определяют общий газовый фон морских осадков и вод, а при соответствующих благоприятных условиях некоторые из них могут быть причиной образования и более крупных газовых скоплений, выступающих на общем фоне как аномалии. Состав газов, в особенности углеводородных газов, в отложениях Черного моря практически не изучен, если не считать нескольких определений газообразных углеводородов, приведенных в работе В. В. Вебера и Н. М. Туркельтауба (1958), которая носит методический характер. Правда, в последние годы Одесским университетом начаты геофизические и литологические исследования в северо-западной части Черного моря, которые включают и газовую съемку (Гаркаленко и др., 1970). Однако эти работы приурочены лишь к отдельным структурным участкам северо-западного шельфа и не касаются глубоководных районов моря.

В настоящей работе были поставлены задачи по изучению газового углеводородного состава отложений Черного моря, по выяснению условий формирования газового фона донных отложений и основных закономерностей распределения углеводородов в горизонтальном и вертикальном профилях осадков. Параллельно ставилась задача по изучению газов в придонных водах.

Материалы собраны в двух рейсах научно-исследовательского судна «Московский университет» на Черном море в июне-июле и октябре 1970 г. Пробы осадков отбирали грунтовыми поршневыми и прямоточными трубками. При этом были вскрыты современные, древнечерноморские и новозвксинские отложения общей мощностью до 6 м.

В северной части разреза осадки, отобранные на шельфе юго-западного Крыма, относительно обогащены обломочным материалом (песок, алевроит), содержат большое количество ракушняка и раковинного детрита, которые распределены неравномерно в толще глинистого, алевроито-глинистого и глинисто-песчаного ила (станция 87) (фиг. 1). Современные и древнечерноморские отложения здесь сравнительно небольшой мощности (40—50 см); на глубине 1 м (от дна) появляются уже новозвксинские отложения.

У основания континентального склона и на северной половине разреза через глубоководную впадину Черного моря (станции 93, 85, 75) в составе осадков преобладает тонкообломочный материал, главным образом глинистый, с большей или меньшей примесью кокколитового пелитоморфного материала. Мощность современных отложений, наиболее обогащенных известковым кокколитовым илом (CaCO_3 , 40—65%, по данным Д. Росса и др. (Ross et al., 1970), у основания континентального склона до 2 м, а во впадине до 10—15 см; содержание органического вещества довольно велико (3—5%). Древнечерноморские отложения у основания континентального склона имеют мощность 1,5—2 м, тогда как в глубоководной впадине мощность их до 40—70 см. Известковый материал здесь содержится в значительно меньших количествах, чем в современных черноморских отложениях, но зато резко повышена концентрация органического вещества — до 22,5% в сапропелевых слоях (Флоровская, Гурский, 1966). Подошву толщи новозвксинских осадков, подстилающих древнечерноморские отложения, обычно не удается вскрыть с помощью грунтовой трубки. Мощность вскрытой части новозвксинских отложений 2—3 м. Они представлены довольно однородными глинисты-



Фиг. 2. Распределение углеводородных газов на разрезе Босфор — Херсонес
 а — профиль и длина колонок, отобранных на разрезе. Залитые части в колонках соответствуют интервалам опробования для анализа газов; б — среднее содержание метана в придонной воде (1) и колонках осадков по разрезу (2), в — распределение метана и суммы тяжелых углеводородов ΣТУ в колонках по глубине. Каждый из вертикальных столбиков соответствует усредненному интервалу в колонке мощностью 0,5 м. На каждой станции левый столбик соответствует верхнему из отобранных горизонтов, правый — нижнему горизонту. Отложения: 1 — современные, 2 — древнечерноморские, 3 — новоросийские; г — среднее содержание суммы тяжелых углеводородов в придонной воде (1) и колонках осадков по разрезу (2); д — соотношение тяжелых углеводородов, % от суммы. Для отдельных станций слева дан состав тяжелых углеводородов по колонкам. Одинарные столбики относятся к осадкам. Вертикальной штриховкой отмечены предельные углеводороды, горизонтальной — непредельные, залитые столбики соответствуют изомерам. Ширина столбиков уменьшается с увеличением числа атомов углерода в молекуле газов

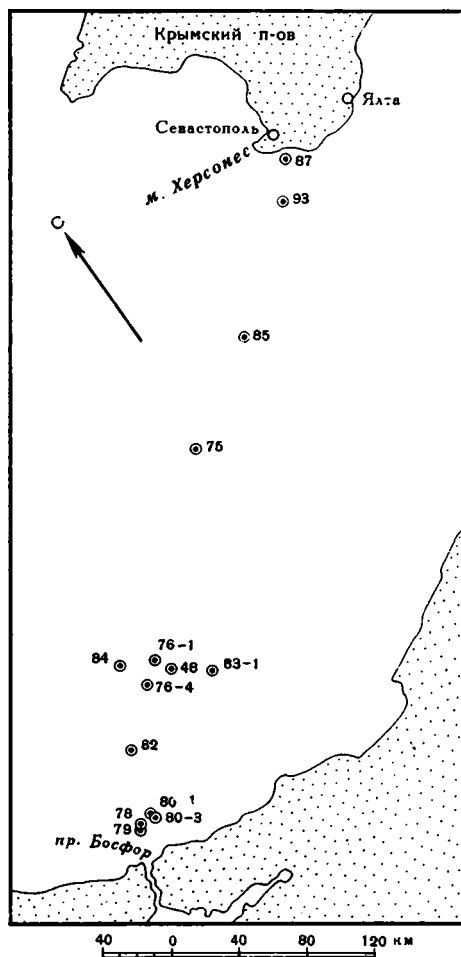
ми илами, нередко черными за счет примеси гидротроилита и других сульфидов железа, с невысоким содержанием органического вещества (около 1%) и карбонатностью 10—30, реже до 50%.

В южной части разреза глубоководные осадки в общем сохраняют свою литологическую специфику с той лишь разницей, что мощности современных и древнечерноморских слоев снова возрастают, а карбонатные и органические компоненты оказываются сильно разбавленными терригенным песчано-глинистым материалом, который поступает за счет денудации южного борта Черноморской котловины. На небольшом дополнительном поперечном разрезе (фиг. 1, станции 84, 76-1, 83-1) мощность современных отложений возрастает в направлении с северо-запада на юго-восток от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, соответственно растет и доля грубого терригенного материала в отложениях. На станции 82 общая мощность современных и древнечерноморских осадков около 1,5 м, терригенный материал сюда поступает в меньшем количестве, чем в район станций 83-1, 76-4, 76-1, но количество обломочной фракции здесь повышено за счет значительной примеси раковинного песка.

Колонки станций 78 и 80, расположенных на траверзе Босфора в верхней части крутого континентального склона, существенно отличаются от всех предыдущих тем, что из-за воздействия глубинных течений процессы седиментации здесь сильно затруднены и накопление осадков, по-видимому, не раз сменялось их размывом. Осадки в этих колонках почти целиком представлены терригенным глинистым или алевро-глинистым материалом высокой плотности (колонки с трудом режутся ножом). По литологическим признакам осадки этих станций имеют сходство с новозвксинскими, за исключением самых верхних слоев колонок, однако повышенная их плотность может свидетельствовать и о более древнем возрасте указанных отложений.

Таким образом, материал из колонок, полученных на разрезе м. Херсонес — Босфор, позволил охватить весьма широкий спектр литогенетических типов осадков из всех трех стратиграфических горизонтов донных отложений Черного моря.

Пробы осадков для дегазации отбирали из колонок сразу после извлечения их из грунтовой трубки и тут же герметизировали в поллитровых банках. Дегазацию проводили вакуумным способом при комнатной температуре в условиях судовой стационарной лаборатории. Время от



Фиг. 1. Схема расположения станций на разрезе прол. Босфор — м. Херсонес

Средние концентрации углеводородных газов в придонной воде

Станция, №	78, 79, 80-1,3; 87	75, 76-1,4; 84, 93	Для воды по всем станциям	78	80-1	82	83-1
Глубина моря, м	100—80	1700—2090	100—2090	330	800	1700	1950
Интервал в колонке, см	Слой воды	0—50 см	над дном	43—180	0—107	15—217	27—364
Число проб	6	4	10	4 (2,0,2)*	6 (6,0,0)	8 (4,2,2)	10 (10,0,0)
Концентрации углеводородов	Содержание в придонной воде, 10 ⁻⁴ см ³ /л			Содержание в осадках,			
CH ₄	495,6± 234 **	642± 240	544,6± 148	99 648± 0,00	6920±660	6953± 1700	112 498± 49 700
C ₂ H ₆	0,69± 0,19	2,67± 0,92	1,49± 0,50	9,52± 4,37	8,74± 1,51	37,24± 4,82	4,80± 1,35
C ₂ H ₄	0,57± 0,20	0,69± 0,37	0,62± 0,13	4,75± 1,17	6,59± 1,54	15,43± 2,86	3,41± 1,02
C ₃ H ₈	0,44± 0,04	0,98± 0,51	0,65± 0,22	16,58± 3,80	10,39± 1,47	29,73± 1,64	9,59± 2,22
C ₃ H ₆	0,63± 0,64	0,45± 0,13	0,55± 0,12	7,30± 1,65	8,26± 2,41	17,58± 1,95	6,40± 1,79
Изо-C ₄ H ₁₀	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Следы	1,05± 0,10	0,25± 0,20	Следы
C ₄ H ₁₀	»	»	»	Не обн.	Следы	0,22± 0,00	»
C ₄ H ₈	»	»	»	1,59± 0,00	»	Следы	0,56± 0,42
Изо-C ₅ H ₁₂	»	»	»	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.
C ₅ H ₁₂	»	»	»	»	Не обн.	»	»
C ₆ H ₁₄	»	»	»	»	Следы	0,33± 0,09	0,040± 0,00
Сумма углеводородов C ₂ —C ₆	2,33± 0,46	4,80± 0,55	3,56± 0,75	39,75± 9,77	35,03± 5,92	100,89± 9,70	24,80± 5,80

* В скобках даны три числа, указывающие количество проб, отобранных из трех отдельных новоэвксинских отложений; ** Верхнее число — среднее содержание данного компонента, нижнее — Не обн. — не обнаружено.

отбора пробы до ее дегазации составляло от 1—2 час до двух месяцев. Выделенный газ в специальных стеклянных газоотборниках доставляли в стационарную аналитическую лабораторию, где был выполнен анализ углеводородных газов на хроматографах с чувствительностью до 10⁻⁸%. Подробно методика отбора, дегазации, хранения и анализа проб газа, извлеченных из вод и донных отложений, освещена в ранее опубликованных работах (Черткова, 1972; Основы..., 1967).

Кроме осадков для изучения газов были отобраны пробы придонных вод, из которых аналогичным способом был извлечен и проанализирован газ.

В результате проведенного исследования в газовой фазе донных отложений Черного моря были выявлены практически все углеводороды — от метана до гексана, включая их изомеры и соответствующие непредельные соединения. В придонной воде встречены лишь относительно легкие углеводородные газы (от C₁ до C₃), концентрации которых значительно уступают соответствующим концентрациям этих углеводородов в донных отложениях (таблица).

и колонках осадков Черного моря на разрезе Босфор — Херсонес

76-4	76-1	84	75	85	93	87	Для осадков по всем станциям
2040 20—273	2040 34—249	2070 18—220	2090 55—205	1750 5—120	1800 88—607	100 0—457	100—2090 0—607
5 (5,0,0)	7 (7,0,0)	7 (4,3,0)	4 (0,0,4)	2 (1,1,0)	7 (2,2,3)	12 (2,2,8)	72 (43,10,19)

10⁻⁴ см³/кг влажного ила

133 722± 1650	165 597± 64 500	117 668± 33 400	100 938± 3 400	1116± 420	105 980± 3 400	7720± 3900	78 000± 12 000
4,08± 1,44	4,38± 2,60	23,67± 1,10	9,60± 4,50	26,58± 11,30	16,08± 14,90	6,08± 1,68	13,90± 2,23
4,42± 1,57	5,81± 2,30	8,33± 2,70	4,64± 2,23	26,63± 9,70	14,05± 3,26	3,90± 0,87	7,69± 0,78
12,62± 1,75	14,11± 2,70	29,53± 8,10	11,16± 3,99	32,63± 4,85	17,43± 7,70	2,45± 4,70	15,17± 2,46
5,26± 1,73	6,30± 2,15	9,99± 4,23	4,88± 1,17	14,41± 1,16	11,22± 5,35	2,89± 3,20	8,08± 0,88
Следы	Следы	Следы	0,74± 0,00	1,60± 0,00	0,95± 0,33	0,57± 0,08	0,39± 0,03
0,89± 0,03	0,49± 0,00	»	Следы	1,84± 1,28	1,56± 0,50	0,25± 0,06	0,38± 0,15
Следы	0,51± 0,00	»	0,61± 0,00	Не обн.	0,51± 0,00	Следы	0,30± 0,19
Не обн.	Следы	Не обн.	Не обн.	Следы	Не обн.	0,69± 0,00	0,12± 0,00
»	Следы	»	»	»	»	Следы	Следы
0,40± 0,01	0,23± 0,00	»	»	»	1,16± 0,38	»	0,19± 0,23
27,61± 6,70	31,83± 1,00	71,52± 29,40	31,63± 10,70	103,7± 30,0	63,26± 17,8	16,23± 5,20	45,36± 6,60

стратиграфических горизонтов: первое — из современных, второе — из древнечерноморских, третье — из доверительный интервал.

Среди углеводородов основную часть составляет метан, которого в сотни и тысячи раз больше, чем остальных углеводородов. Среднее содержание метана в придонных водах 0,06 см³/л, причем в воде, отобранной с больших глубин (1700—2090 м), содержание метана выше, чем в воде с глубин 100—800 м. Содержание метана в осадках меняется в широких пределах: 9,5·10⁻³—48 см³/кг осадка натуральной влажности. Средние концентрации метана по отдельным станциям 0,65—16,56 см³/кг (таблица). В осадках глубоководной зоны из центральной и южной частей разреза концентрации метана повышены и в среднем для колонок этой зоны более 10 см³/кг. Больше всего метана в южной части моря (станции 76-1, 76-4, 83-1, 84). Здесь на станциях 76-1 и 83-1 на глубинах соответственно 1 и 3 м, в толще осадков встречены максимальные из всех обнаруженных концентраций СН₄: 46,4 и 48,7 см³/кг. Если пересчитать их на иловую воду с учетом влажности осадка и выразить в тех же единицах, в которых приведены данные К. О. Эмери и Д. Хоггана (Emery, Hoggan, 1958) для газов из морских отложений бассейнов Санта-Барбара, Санта-Каталина и Санта-Моника, то они составят около 100 мл/л иловой воды. Эта величина соответствует аномальным концентрациям метана, обнаруженным К. О. Эмери и Д. Хогганом в бассейне

Санта-Барбара на глубине в осадках 0,7—3,7 м: 18,7—241,0 мл/л. Как известно, впоследствии при бурении морских скважин в этом районе был получен большой приток нефти (Соколов, 1971).

Повышенная газонасыщенность осадков Черного моря юго-западной части глубоководной котловины в районе, прилегающем к Босфору (фиг. 1, станция 48), исключительно высокие величины пористости и газопроницаемости и ряд других отличий илов и иловых вод из этого района были отмечены одним из авторов данного сообщения по материалам экспедиции 1967 г. Однако состав газовой фазы осадков в то время не был изучен.

Полученные в настоящей работе данные позволяют дополнить и подтвердить прежние представления о специфических особенностях седиментации и диагенеза в этом районе.

Помимо метана в осадках этой части Черного моря в составе газовой фазы были обнаружены также повышенные концентрации углекислого газа (до $20 \text{ см}^3/\text{кг}$), а в иловой воде — значительные количества аммонийного азота (до 60 мг/л). При этом нужно учесть, что система отбора донных отложений позволяла получить лишь часть газа, заключенного в отложениях *in situ*. В основном это газ, растворенный в иловой воде, и газ, сорбированный и окклюдированный в поровом пространстве илов. Часть свободного газа и, по-видимому, некоторая часть газа, растворенного в иловой воде при высоких давлениях и пониженных температурах морских глубин, могла теряться при подъеме грунтовой трубки на борт судна. Поэтому полученные данные позволяют с достаточной уверенностью говорить пока лишь о качественном составе и соотношении отдельных газообразных компонентов в отложениях.

Содержание CH_4 в осадках прибрежных и относительно мелководных частей Черного моря на профиле Херсонес — Босфор, как правило, ниже, чем в осадках глубоководной зоны (таблица; фиг. 2). Наиболее низкие (по средним данным) содержания CH_4 —0,6—0,8 $\text{см}^3/\text{кг}$. Они обнаружены на самой мелководной среди изученных станций, находящейся вне зоны сероводородного заражения — на станции 87, где глубина моря 100 м, и в колонке станции 82 из области континентального склона, где осадки сложены терригенным материалом с большой примесью раковинного песка. На станции 78, расположенной в непосредственной близости от Босфора, среднее содержание метана несколько повышено, что, видимо, связано с высокой плотностью и малой газопроницаемостью осадков, слагающих колонку, а также с отсутствием при расчете среднего содержания метана данных для пробы из верхнего слоя, обычно содержащего пониженные концентрации метана.

Если сопоставить концентрации метана в осадках и придонных водах, можно обнаружить резкое повышение при переходе из воды в осадок. В среднем содержание метана в осадках более чем на два порядка превышает его концентрацию в придонной воде (таблица). Причем уже в самых верхних горизонтах донных отложений метана в 4—5 раз, а иногда и в десятки раз больше, чем в придонной воде. При углублении в толщу осадков концентрации метана обычно возрастают к нижним горизонтам, но неравномерно (фиг. 2, в), что связано, по всей видимости, с различной интенсивностью биохимических процессов разложения органического вещества в осадках и различной пористостью и проницаемостью отложений.

Эти факторы определяют процессы миграции и аккумуляции газообразных компонентов, в том числе и общее увеличение содержания метана в нижних горизонтах осадков. Последнее связано, таким образом, с более глубокой минерализацией органического вещества в нижних слоях и лучшими условиями для сохранения газовой фазы.

О процессах аккумуляции метана в некоторых слоях, служащих своеобразными «ловушками» и «покрышками» для газа, поступающего

из нижележащих горизонтов, свидетельствует не только резкое повышение его концентраций в таких слоях, но и заметное обеднение метаном смежных слоев (фиг. 2, в, станция 76-1). В большинстве случаев слои с резко повышенными концентрациями метана, в том числе и слои со станции 76-1 и 83-1, о которых уже говорилось, существенно не отличаются от смежных слоев по содержанию органического вещества. Во всей толще глубоководных осадков южной Прибосфорской зоны, которые выделяются среди осадков других зон моря высокими концентрациями метана, $C_{орг} = 1-2\%$ (Флоровская, Гурский, 1970). С другой стороны, в колонках с неравномерным распределением органического вещества, там, где выделяются сапропелевые слои с содержанием $C_{орг}$ до 20% и более (Флоровская, Гурский, 1966), в концентрациях метана не наблюдается столь резких изменений, как в содержании органического вещества, и общее его количество сравнительно невелико. Примером может служить колонка станции 82 из южной части разреза.

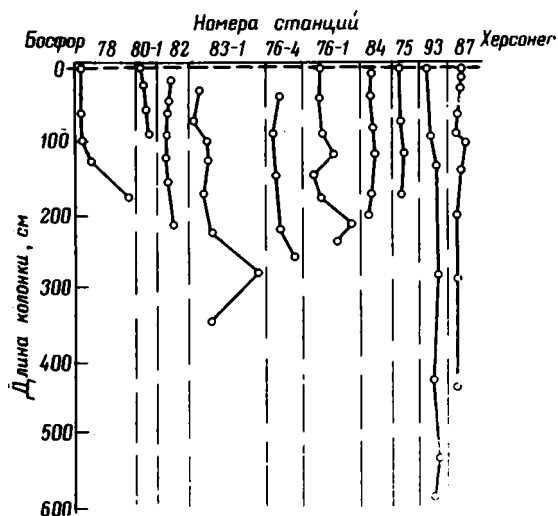
Все это доказывает, что содержание метана в отдельных горизонтах определяется прежде всего процессами миграции, перераспределения и аккумуляции газа в донных отложениях. Обратная зависимость распределения метана и тяжелых углеводородов в системе придонная вода — осадок на разрезе Босфор — Херсонес (фиг. 2, б, г) также свидетельствует об интенсивности миграционных процессов на различных участках дна. Более проницаемые и рыхлые осадки легче отдают газ в придонную воду и обогащают ее, но сами при этом теряют газ и содержат пониженные его концентрации; в менее проницаемых осадках наблюдается обратный процесс.

Толща осадков, в которых происходят миграционные процессы, по-видимому, не ограничивается лишь современными отложениями и зоной интенсивной биохимической деятельности. Не исключено, что какая-то часть газообразных углеводородных (и не только углеводородных) компонентов может поступать из более глубоких зон земной коры, в том числе и из зоны термокатализа, о которой мы говорили выше. В таком случае наличие или отсутствие глубинных тектонических нарушений дизъюнктивного характера должно играть существенную роль в распределении газообразных компонентов в отложениях. Если принять концепцию об образовании глубоководной Черноморской впадины в виде гигантского грабена (Архангельский, Страхов, 1938) или во всяком случае следовать представлениям о наличии системы глубинных разломов по ее периферии (Муратов, Непрочнов, 1967), то наиболее благоприятными для поступления газов из глубинных частей земной коры следует считать краевые участки Черноморской котловины, расположенные у подножья континентального склона. Поэтому тот факт, что повышенные концентрации метана были встречены в южной (станции 76-1, 76-4, 83, 84) и северной (станция 93) группах глубоководных станций в районах, расположенных на периферийных частях Черноморской впадины у подножья континентального уступа, возможно, не случаен, хотя, разумеется, полученных данных еще недостаточно для окончательного утверждения о поступлении здесь глубинных газов по разломам.

На этот счет может быть предложено и другое объяснение: связь повышенных концентраций газов в нижних частях континентального склона с гидрологическими особенностями Черного моря, кольцевые течения, образующие циклонический круговорот водных масс в бассейне Черного моря, наиболее активно действуют в областях континентального склона, где они как бы прижимаются к бортам Черноморской впадины. Это могло способствовать ослаблению застойных условий в водной толще до самого дна и соответствующему оживлению биохимической деятельности даже на самых больших глубинах Черного моря. В то же время при прочих равных условиях газ лучше сохраняется в глубоководных осадках, чем в мелководных.

Прежними исследователями установлено, что распределение сероводорода, битумоидов, гуминовых кислот и пигментов в фациальном профиле черноморских отложений, как и распределение метана, подчиняется одной и той же закономерности: приуроченности повышенных концентраций соответствующего компонента к областям континентального склона (Волков, 1961; Флоровская, Гурский, 1966, 1970; Дроздова, Гурский, 1972).

Распределение в осадках тяжелых углеводородов (по отношению к метану) обнаруживает в общем закономерности, сходные с распределением метана. Однако в деталях имеется ряд отличий, обусловленных значительно более низкими концентрациями тяжелых углеводородов, более слабыми миграционными возможностями и более тесной связью тяжелых углеводородов с содержанием органического вещества в осадках. В целом по разрезу осадков Босфор — Херсонес наблюдается обратная зависимость распределения метана и тяжелых углеводородов (фиг. 2, б, в, г). Видимо, это связано с различной степенью минерализации и преобразования органического вещества. В процессе разложения органического вещества в осадках тяжелые углеводороды являются промежуточными, а метан — конечным продуктом деструкции органических соединений. Судя по полученным результатам, процесс преобразования органического вещества приводит к преимущественному накоплению в отложениях метана, т. е. конечного продукта реакции. Там, где процесс минерализации замедлен, и в тех случаях, когда повышено количество органического вещества в осадках, относительная доля тяжелых углеводородов в общем составе углеводородных газов повышена.



Фиг. 3. Изменение отношения C_3H_8/C_2H_6 по вертикали колонки (точки, лежащие на пунктирной линии, соответствуют данным по придонной воде)

Эта же причина проявляется и в отчетливом уменьшении относительного количества суммы тяжелых углеводородов в общем составе углеводородных газов в колонках осадков по вертикали:

Величина $\Sigma TУ/CН_4$ в относительных процентах меняется в глубоководных колонках от верхних горизонтов к нижним от 1 до 0,02, в мелководной колонке станции 87 — от 38 до 0,04, а в придонной воде различных станций — от 0,2 до 8,6%, увеличиваясь в сторону меньших глубин моря. Концентрация отдельных тяжелых углеводородов и их суммарное содержание превышают соответствующие

концентрации их в придонной воде по средним данным в 10—50 раз. Следовательно, перепад концентраций при переходе из воды в осадок здесь менее резко выражен, чем в распределении метана (таблица). Сравнение количества тяжелых углеводородов в придонной воде с концентрацией их в самых верхних горизонтах не меняет существенно представленной картины их распределения.

Изменение концентраций тяжелых углеводородов по вертикали колонки донных отложений свидетельствует о некотором повышении со-

держания их в более глубоких слоях осадков, но повышение это выражено менее определенно, чем возрастание концентраций метана (фиг. 2, в). Это обусловлено значительно большим влиянием исходного содержания органического вещества на процесс накопления тяжелых газообразных и легких жидких углеводородов в отложениях. Наличие сапропелевых слоев в колонках (станции 82, 84) нередко приводит к повышению концентраций тяжелых углеводородов в этих слоях и во всей колонке. К сапропелевому слою приурочена и максимальная из всех встреченных концентрация тяжелых углеводородов: на станции 84, на глубине в осадках около 2 м — 245 см³/кг (по сумме тяжелых углеводородов).

Процессы миграции и перераспределения тяжелых углеводородов в толще осадков имеют место, но скорость и интенсивность их ниже, чем у метана, что обусловлено не только невысокими исходными концентрациями тяжелых углеводородов, но и более слабой их миграционной способностью в пористых средах (Соколов, 1965).

О разной скорости миграции свидетельствуют, видимо, и изменения в соотношении между отдельными тяжелыми углеводородами (фиг. 2, д). Пропан, занимающий первое место по величине концентрации среди всех тяжелых углеводородов, нередко при переходе от нижних слоев колонки к верхним отстает на второй план по сравнению с более подвижным этаном, этиленом и пропиленом, что приводит к общей перестройке соотношения между отдельными тяжелыми углеводородами, чаще всего к выполаживанию общей картины распределения углеводородов в верхних слоях осадков и придонной воде.

Эта закономерность подтверждается общим характером изменения пропан-этанового отношения по отдельным колонкам (фиг. 3). Отношение C_3H_8/C_2H_6 в плотных и тонкозернистых осадках меняется довольно плавно. В большинстве колонок величина этого отношения уменьшается снизу вверх, что хорошо заметно в литологически однородных колонках. Отклонения от указанной закономерности связаны с переслаиванием пачек отложений, неоднородных по механическому и минералогическому составу, либо с наличием слоев, сильно обогащенных или обедненных органическим веществом. Таким образом, изменение отношения C_3H_8/C_2H_6 также свидетельствует о миграционном (хроматографическом, по В. А. Соколову, 1971) разделении углеводородов при переходе из одних слоев в другие.

В распределении тяжелых углеводородов по разрезу донных отложений на профиле Херсонес — Босфор обнаруживаются два максимума концентраций (фиг. 2, в, г; таблица), которые на севере и на юге приурочены к нижней части континентального склона и локализованы в пределах глубин моря 1700—1800 м (станции 82, 85, 93). Причем максимумы концентраций тяжелых углеводородов и метана не совпадают на профиле, хотя те и другие приурочены к краевым частям впадины и подножию континентального склона. Видимо, здесь сказывается различная степень воздействия биохимических и миграционных процессов на распределение и накопление метана и тяжелых углеводородов в осадках.

Повышенные содержания тяжелых углеводородов обнаруживаются лишь в тех колонках, в которых имеются обогащенные органическим веществом древнечерноморские отложения. Причем часто тяжелых углеводородов больше в смежных слоях, подстилающих и перекрывающих древнечерноморские осадки, т. е. имеются своего рода продуцирующие и коллекторские пласты, функции которых в генерации и накоплении углеводородных газов различны.

ВЫВОДЫ

1. По результатам проведенного изучения в донных отложениях Черного моря обнаружен широкий спектр углеводородных газов: метан,

этан, пропан, пропилен, изобутан, бутан, бутилен, изопентан, пентан, гексан.

2. В составе углеводородных компонентов биогенного происхождения преобладает метан, средние концентрации которого на два-три порядка превышают суммарное содержание тяжелых углеводородов в осадках и составляют в среднем $8 \text{ см}^3/\text{кг}$ ила натуральной влажности.

3. Концентрации газов в осадках значительно выше, чем в придонной воде. На границе придонная вода — осадок концентрация тяжелых углеводородов возрастает более чем в 10 раз, метана — более чем в 100 раз. Состав и распределение газов свидетельствуют о диффузионном поступлении их из осадков в наддонную воду.

4. С углублением в толщу донных отложений общее содержание углеводородных газов неравномерно увеличивается, а отношение $\Sigma \text{TV}/\text{CH}_4$ уменьшается, что связано со степенью минерализации органического вещества и различными условиями миграции газов в литологически разнотипных отложениях. При этом распределение метана в основном определяется миграционными процессами и мало зависит от содержания в осадках органического вещества. В распределении тяжелых углеводородов последний фактор приобретает существенное значение, отодвигая на второй план процессы вторичного перераспределения тяжелых углеводородов.

5. На разрезе Херсонес — Босфор концентрации газов повышены в периферийных частях Черноморской впадины и в нижней части континентального склона, где не исключено поступление глубинных газов по разломам. Участки с максимальными концентрациями метана и тяжелых углеводородов не совпадают на профиле, что связано с различным влиянием биохимического и миграционного процессов на распределение этих компонентов в отложениях.

6. На глубоководных станциях из района Босфора (станции 76-1, 76-4, 83-1, 84) в осадках обнаружены повышенные концентрации метана (около $50 \text{ см}^3/\text{кг}$, или 100 мл/л иловой воды), которые близки к аномальным концентрациям метана, обнаруженным в аналогичных условиях К. О. Эмери и Д. Хогганом в нефтегазоносном бассейне Санта-Барбара.

7. При движении газов сквозь толщу донных отложений снизу вверх наблюдается хроматографический эффект их разделения, что приводит к относительному обогащению верхних слоев осадков и придонной воды легкими углеводородами и уменьшению пропан-этанового отношения в колонках.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Бордовский О. К. Накопление и диагенетическое преобразование органического вещества в морских осадках. М., «Недра», 1964.
- Волков И. И. О свободном сероводороде и некоторых продуктах его превращений в осадках Черного моря.— В сб.: Морские геологические исследования. М., «Наука», 1961.
- Вебер В. В., Гинзбург-Карагичева Т. Л., Глебовская Е. А., Горская А. И., Захаров А. А., Манучарова Е. А., Мехтиева В. Л., Ромм И. И., Савич В. Г., Талдыкина Н. Н., Фокина Н. И., Юркевич И. А. Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М.—Л., Гостоптехиздат, 1956.
- Вебер В. В., Туркельтауб Н. М. Газообразные углеводороды в современных осадках.— Геол. нефти и газа, 1958, № 8.
- Гаркаленко И. А., Коморный А. Ф., Пазюк Л. И., Самсонов А. И., Ткаченко Г. Г., Яцко И. Я. Некоторые результаты изучения донных отложений на поднятии Голицына (Черное море).— Геол. ж. (Киев), 1970, 30, № 5.
- Дроздова Т. В., Гурский Ю. Н. Условия сохранности хлорофилла, феофитина и гуминовых веществ в отложениях Черного моря.— Геохимия, 1972, № 3.
- Муратов М. В., Непрочнов Ю. П. Строение дна черноморской котловины и ее происхождение.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, т. XVII (5).
- Основы прямых геохимических методов поисков нефтяных и газовых месторождений (временное методическое наставление). М., ОНТИ ВНИИГГ, 1967.

- Соколов В. А. Геохимия природных газов. М., «Недра», 1971.
- Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М., «Недра», 1965.
- Старикова Н. Д. Органическое вещество в жидкой фазе осадков Черного моря.— В сб.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Флоровская В. Н., Гурский Ю. Н. Органическое вещество в глубоководных осадках Черного моря.— Геохимия, 1966, № 1.
- Флоровская В. Н., Гурский Ю. Н. Особенности состава органического вещества глубоководных осадков Черного моря.— В сб.: Химические ресурсы морей и океанов. М., «Наука», 1970.
- Черткова Л. В. Отбор газов из морских отложений и их лабораторное исследование.— В сб.: Вопросы ядерной геофизики и нефтегазопонсковой геохимии. М., ОНТИ ВНИИЯГГ, 1972.
- Emery K. O., Hoggan D. Gases in marine sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1958, No. 42, 9.
- Ross D. A., Degens E. T., MacLavane J., Hedberg T. Recent sediment of the Black Sea.— Oceanus. July, 1970, v. XV, No. 4.

ВНИИЯГГ,
Государственный университет
Москва

Дата поступления
7.IX.1972

УДК 550.42 : 546.36 : 553.632

К ГЕОХИМИИ ЦЕЗИЯ В ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО ПРИУРАЛЬЯ

С. И. МОРМИЛЬ

Приводятся новые данные о распределении концентраций цезия в водно-растворимой и нерастворимой частях соляных пород, их основных минералах и результаты исследований по выяснению характера соединений элемента в природных солях галогенной формации Приуралья. Определение цезия в солях производилось методом нейтронно-активационного анализа с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6}\%$. Полученные данные обработаны на ЭВМ. В хемогенной части солей среднее содержание цезия $0,018-0,1 \cdot 10^{-4}\%$. Относительно повышенные содержания элемента (до $0,16 \cdot 10^{-4}\%$) присутствуют в карналлитах. В остальных природных солях основная его часть связана с глинистой фракцией ($<0,001$ мм) нерастворимых остатков и находится в трудно обмениваемом состоянии.

Присутствие цезия в соляных породах и минералах нижнепермской галогенной формации Западного Приуралья установлено Н. И. Забродиным (Забродин, Нечаева, 1960) и Т. Ф. Бойко (1966, ₂). Систематических исследований по геохимии этого элемента в данном регионе не проводилось из-за отсутствия точных высокочувствительных методов определения его очень малых концентраций в природных солях. Применение нейтронно-активационного метода анализа в геохимических исследованиях соленосных отложений позволяет определять содержание цезия до $1 \cdot 10^{-6}$ вес.%. На основе использования этого метода получена новая информация по цезиеносности галогенных образований Приуралья. Она представляет теоретический и практический интерес, особенно в связи с постановкой вопроса о возможности попутного извлечения цезия при комплексной переработке соляных руд.

В процессе выполненных работ проанализировано на цезий более 2000 представительных проб соляных пород и отдельных минералов. Пробы отбирались из керна буровых скважин и в подземных горных выработках действующих шахт на большой площади распространения соленосных отложений.

Инструментальный нейтронно-активационный анализ проб выполнялся аналитиками Е. Н. Панковым и А. П. Зыряновым. Погрешность анализа в классах содержаний элемента $1 \cdot 10^{-4}-1 \cdot 10^{-5}$ вес. % составила ± 20 отн.%, в классах содержаний $1 \cdot 10^{-5}-1 \cdot 10^{-6}$ вес. % — ± 30 отн.%. Контроль правильности инструментального анализа проб с содержанием цезия на пределе его обнаружения этим методом и ниже (с чувствительностью $n \cdot 10^{-7}$ вес.%) выполнялся в этой же лаборатории активационным методом с радиохимическим выделением изотопа Cs^{134} (аналитик В. Е. Моисеев).

Полученные данные обрабатывались на ЭВМ М-220А по программе СОПНОВ-4 (Вострокнутов, 1971).

Согласно данным А. А. Иванова (1935, 2, 1972), Ю. В. Морачевского (1933, 1940), М. П. Фивега (1955), В. А. Вахрамеевой (1956), В. Н. Дубининой (Дубинина, Яржемский, 1953; Дубинина, 1954), Я. Я. Яржемского (1967), М. Г. Валяшко (1962) и др., рассматриваемая галогенная формация отличается компактностью разреза соленосной толщи, сложенной серией пластов калийных солей, большей частью сближенных между собой и имеющих мощности, соизмеримые с мощностями переслаивающих их пластов каменной соли. По химическому составу калийных солей формация относится к бессульфатной: отсутствуют сульфаты натрия, магния и калия, а из сульфатных минералов часто встречаются только ангидрит и гипс.

Основные порообразующие компоненты природных солей — галит (NaCl), карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), сильвин (KCl), а также макропримеси: ангидрит (CaSO_4), нерастворимые терригенные минералы и аутигенные минералообразования.

В общем разрезе продуктивных соленосных отложений выделяются: горизонт подстилающей каменной соли, толща калийных солей, представленная нижним сильвинитовым и верхним сильвинит-карналлитовым горизонтами, покровная каменная соль. В строении соленосной толщи наряду с собственно соляными породами принимают участие галопелиты, которые входят в состав почти всех соляных пластов и прослеживаются между ними в виде прослоев мощностью от долей миллиметра до десятков сантиметров.

Таблица 1

Статистика распределения цезия в соляных породах

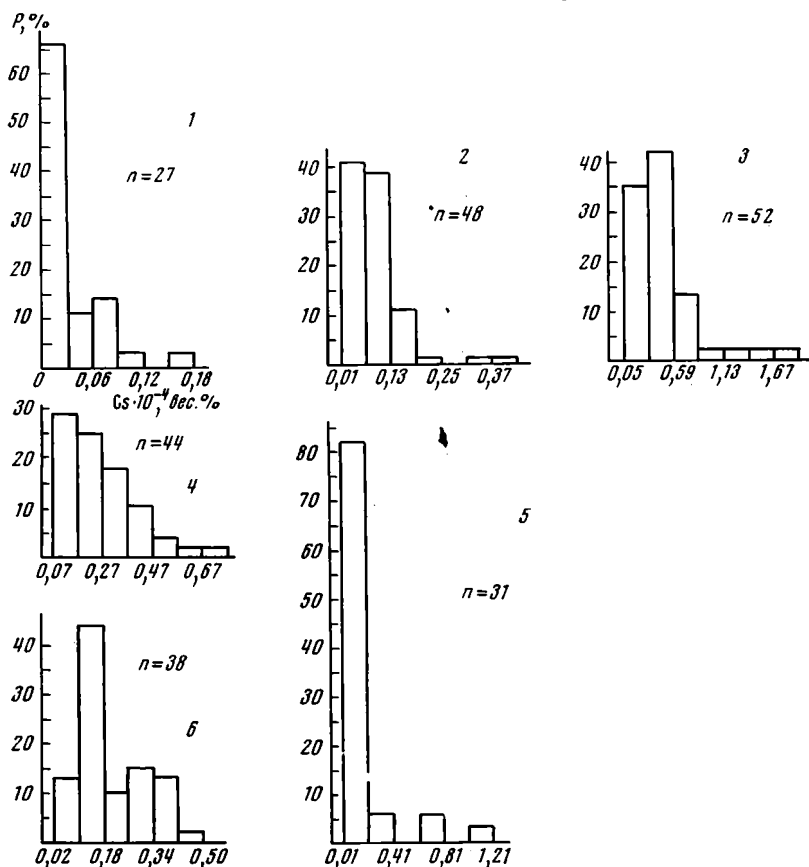
Породы	n	P ₀	$\bar{x}$, lg	S, lg	Z _A	Z _e	Me, п·10 ⁻⁴ %	Оценки среднего ($\bar{a}$) с доверительными интервалами $\bar{a}_{\min} - \bar{a}_{\max}$ при 95%-ном уровне надежности, п·10 ⁻⁴ вес. %				Оценки коэффициентов вариации (V) с доверительными интервалами $V_{\min} - V_{\max}$ при 95%-ном уровне надежности, отн. %		
Водно-растворимая часть солей														
1	27	44	-1,65	0,47	-1,19	0,33	0,02	0,04	0,02	0,06	150	104	286	
2	48	100	-1,09	0,31	-1,03	0,51	0,079	0,10	0,08	0,13	82	65	111	
3	31	100	-0,96	0,46	0,09	1,27	0,010	0,018	0,011	0,029	141	100	248	
4	52	100	-0,42	0,36	-0,82	0,09	0,035	0,047	0,036	0,06	91	73	124	
5	38	100	-0,74	0,29	-2,2	1,76	0,017	0,021	0,016	0,027	73	57	101	
6	44	100	-0,61	0,27	-0,54	-1,32	0,023	0,027	0,022	0,033	65	52	88	
Нерастворимая часть солей														
2	34	100	-1,49	0,37	0,35	-0,28	0,03	0,04	0,03	0,06	99	74	153	
3	34	100	-1,31	0,57	0,65	0,34	0,04	0,09	0,05	0,16	197	132	386	
4	40	100	-1,17	0,51	0,44	-0,12	0,06	0,10	0,07	0,16	156	113	255	
5	37	100	-0,88	0,41	2,18	0,63	0,1	0,15	0,11	0,21	102	78	154	
6	30	100	-1,71	0,40	-0,26	-0,76	0,01	0,02	0,01	0,04	114	83	187	

n — число проб в выборке; P₀ — частота встречаемости обнаруженных значений цезия, отн. %; $\bar{x}$, lg — среднее значение, логарифмы чисел; S, lg — стандарт распределения, логарифмы чисел; Z_A — нормированная оценка асимметрии распределения Xi; Z_e — нормированная оценка эксцесса распределения Xi; Me — медиана распределения исходных величин; 1 — каменная соль; 2 — карналлит; 3 — сильвинит пестрый; 4 — сильвинит красный; 5 — каменная соль внутри- и межпластовая; 6 — подстилающая каменная соль.

Распределение цезия изучалось в водно-растворимой и нерастворимой частях природных солей. Для этой цели использовались групповые средние пробы, включающие до 50 и более отдельных частных проб, отобранных из однотипных по составу и сложению соляных пород.

ЦЕЗИЙ В ВОДНО-РАСТВОРИМОЙ ЧАСТИ СОЛЕЙ

В хемогенной части изученных солей среднее содержание цезия $0,018-0,10 \cdot 10^{-4}\%$. Относительно повышенные его концентрации отмечаются только в карналлитах (табл. 1). Гистограммы частот распределения содержаний цезия обладают резко асимметричным строением, что свидетельствует об устойчивости в соляных породах низких концентра-



Фиг. 1. Гистограммы распределения содержаний цезия в водно-растворимой части соляных пород

1 — покровная каменная соль; 2 — карналлиты; 3 — сильвиниты красные; 4 — подстилающая каменная соль; 5 — сильвиниты пестрые; 6 — каменная соль межпластовая

ций элемента и не всегда достаточной чувствительности анализа для их определения (фиг. 1). Частоты встречаемости проб с содержанием цезия до $0,03-0,07 \cdot 10^{-4}\%$ — от 40% в карналлитах до 68% в каменной соли.

Для нормализации распределений цезия в соляных породах исходные содержания элемента были преобразованы в величины

$$X_i = \lg \left[\frac{C_{\max}(C_i - C_{\min})}{C_{\max} + C_i} \right],$$

где C_i — наблюдаемые содержания цезия в $n \cdot 10^{-4}$ вес.%; $C_{\min}$, $C_{\max}$ — принятые пределы возможного колебания концентраций элемента в породах¹.

¹ Минимальный предел содержания цезия в породах ($C_{\min}$) принимался равным 0%, максимальный ($C_{\max}$) — 6 вес.%.

Обобщенное логнормальное преобразование содержаний цезия оказалось вполне удовлетворительной математико-статистической моделью, что доказывается незначительными отклонениями нормированных оценок асимметрии и эксцесса в распределении величин X_i (во всех породах $|Z_A|$ и $|Z_e| < 3$).

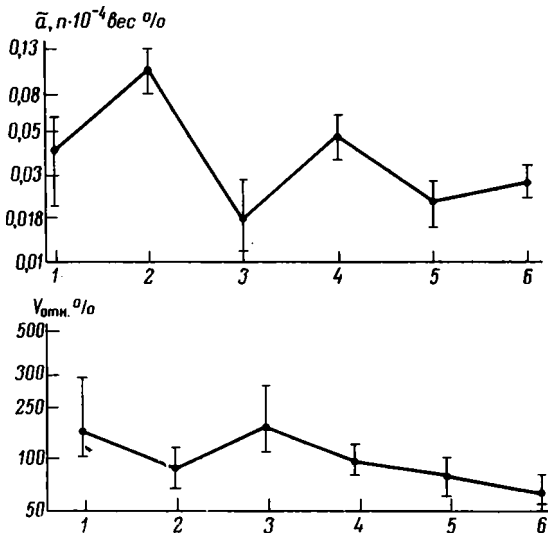
Таблица 2

Распределение цезия по составным частям соляных пород

Породы	Среднее содержание цезия, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %		
	природные соли	водно-растворимая часть солей	нерастворимая часть солей
Покровная каменная соль	0,13	0,04	0,10
Карналлит	0,11	0,10	0,03
Сильвинит пестрый	0,11	0,018	0,09
Сильвинит красный	0,14	0,047	0,10
Каменная соль внутри- и межпластовая	0,18	0,02	0,14

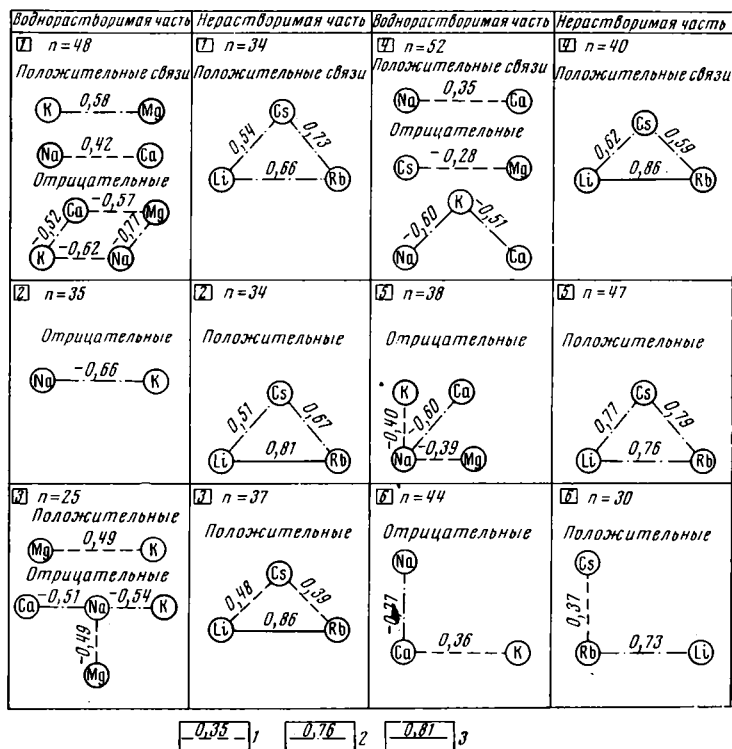
Графоаналитическое сравнение (Вострокнутов, 1973) доверительных интервалов несмещенной оценки среднего содержания цезия в соляных породах показывает, что по этому параметру среди всех исследованных разновидностей значимо отличаются карналлиты (фиг. 2). Только в них концентрации элемента повышаются до $0,13 \cdot 10^{-4}\%$, составляя в среднем $0,10 \cdot 10^{-4}\%$. Коэффициенты вариации в породах от 140—150% (покровная каменная соль, сильвинит) до 60—80% (подстилающая каменная соль, карналлиты). Характер изменения величин этих коэффициентов указывает на тенденцию уменьшения геохимической неоднородности пород от верхов к низам разреза соленосной толщи, что можно объяснить особенностями перераспределения в ней основных компонентов — носителей цезия. Из анализа данных количественного распределения элемента по составным частям солей следует, что за исключением карналлитов во всех других исследованных разновидностях пород он преимущественно связан с их нерастворимой частью (табл. 2).

При рассмотрении корреляционных графов (Вострокнутов, 1973₂), иллюстрирующих связи цезия с основными компонентами химического состава солей, также устанавливается, что статистически значимые связи он образует, как правило, с элементами нерастворимых остатков солей (фиг. 3). С другими компонентами солей его связи несущественны.



Фиг. 2. Несмещенные оценки средних ($\bar{a}$) и коэффициенты вариации (V) концентраций цезия с доверительными интервалами (при 95%-ном двухстороннем уровне надежности)

1 — покровная каменная соль; 2 — карналлиты; 3 — сильвиниты пестрые; 4 — сильвиниты красные; 5 — каменная соль межпластовая; 6 — подстилающая каменная соль



Фиг. 3. Графы линейных парных корреляционных связей элементов в водно-растворимой и нерастворимой частях соляных пород 1 — карналлиты; 2 — сильвиниты пестрые; 3 — каменная соль карналлитовой зоны; 4 — сильвиниты красные; 5 — каменная соль сильвинитовой зоны; 6 — подстилающая каменная соль. 1 — слабые связи ($r < 0,5$); 2 — средние связи ($0,8 > r > 0,5$); 3 — сильные связи ($r > 0,8$)

Графический анализ зависимости содержаний цезия от количества в соленосных отложениях нерастворимых остатков выявил наличие определенной корреляции между ними в каменной соли и сильвините. В карналлитах и пестром сильвините (породы с большим содержанием карналлита) эта зависимость графически не устанавливается (фиг. 4).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в исследованной галогенной формации цезий связан главным образом только с карналлитом, образуя с ним при осаждении (Ф. М. Перельман, 1960) изоморфную соль $CsCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$.

В процессе кристаллизации остальных солей цезий не соосаждался с ними и в своей основной массе сорбировался из растворов глинистым материалом. При изучении особенностей распределения содержаний цезия по разрезу сильвинит-карналлитовой зоны установлено, что наиболее высокие его концентрации в большинстве случаев отмечаются в нижележащих по разрезу карналлитовых пластах. Аналогичный характер распределения в этой зоне имеет рубидий (Бойко, 1966; Маликова, 1967). Это подтверждает представление о том, что сравнительно обогащенными этими элементами были ранние кристаллы карналлита, садка которых происходила из наиболее концентрированной рапы (Петрова, 1973).

Кларк концентрации цезия в исследованных карналлитах (при содержании его до $0,16 \cdot 10^{-4}\%$) — 0,04. Эта величина в 325 раз ниже величины его кларка концентрации в стассфуртских карналлитах (КК-13; А. И. Перельман, 1972).

ЦЕЗИЙ В НЕРАСТВОРИМОЙ ЧАСТИ СОЛЕЙ

Гранулометрическое изучение нерастворимых остатков природных солей показало, что они состоят из алевролитовой и глинистой фракций. Первая составляет незначительную часть остатка и представлена зернами обломочного и аутигенного кварца, полевого шпата, хлорита и слюды. Среди минералов тяжелой фракции отмечаются гранат, циркон, турмалин, эпидот, иногда пирит (Яржемская, 1954).

В глинистой фракции преобладают гидрослюды, каолинит, монтмориллонит, кварц, полевой шпат. По результатам дисперсного анализа выход из нее глинистых частиц класса $<0,001 \text{ мм}$ 38,01—44,31%.

Среднее содержание цезия в нерастворимой части солей $0,02—0,15 \cdot 10^{-4}\%$ (табл. 1). Относительно низкие концентрации его отмечаются в карналлитах ($0,04 \cdot 10^{-4}\%$) и подстилающей каменной соли ($0,02 \cdot 10^{-4}\%$); наиболее высокие ($0,15 \cdot 10^{-4}\%$) характерны для внутрипластовой каменной соли.

Положительные линейные связи цезий образует в нерастворимых остатках с литием и рубидием, что подчеркивает наличие для них общего компонента-носителя (фиг. 3). Из данных табл. 3 следует, что свыше 70—80% общего количества цезия в остатках связано с глинистой фракцией класса $<0,001 \text{ мм}$. Полученные данные близко согласуются с результатами экспериментальных исследований (Сливко, Петриченко, 1967), которыми установлено, что после взаимодействия с глинистыми частицами указанного класса из соляного раствора адсорбируется до 65,5% цезия.

Таблица 3

Распределение цезия по составным частям нерастворимых остатков солей (среднее содержание, вес. %)

Анализ, №	Исходный нерастворимый остаток соли	Глинистая фракция ($<0,001 \text{ мм}$) нерастворимого остатка
I	0,000083	0,000061
II	0,000098	0,000080
III	0,000091	0,000080

ЦЕЗИЙ В МИНЕРАЛАХ ПРИРОДНЫХ СОЛЕЙ

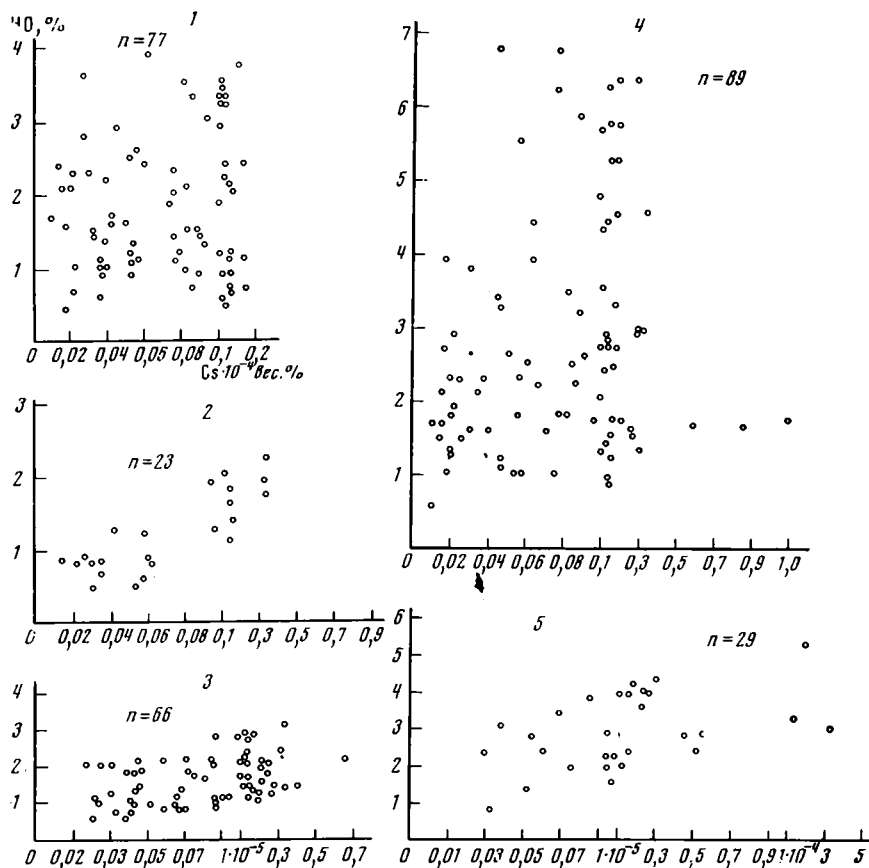
Монофракции отдельных минералов во всех случаях растворяли в дистиллированной воде и анализировали только их водно-растворимую часть.

Карналлит содержится в породах в виде зерен и кристаллов разнообразной окраски. Цезий определялся в наиболее часто встречающихся разновидностях красного, розового, белого и светло-желтого цветов, выделенных почти из всех карналлитовых пластов по разрезу сильвинит-карналлитовой зоны. По данным химических анализов состав исследованных карналлитов незначительно отличается от теоретического. Содержание различных примесей в них не превышает 0,6—1,7%. Установлено, что по разрезу карналлитовых пластов цезий распределяется неравномерно. В относительно повышенных концентрациях ($0,14—0,16 \cdot 10^{-4}\%$) он присутствует в светло-желтых и красных разновидностях из нижележащих пластов. В верхних пластах зоны его содержания понижаются до $0,03—0,04 \cdot 10^{-4}\%$ (фиг. 5). В ряде пластов содержание элемента находится ниже предела его определения.

При среднем содержании в анализируемых карналлитах 13,92% калия и $0,1 \cdot 10^{-4}\%$ цезия $K/Cs \cdot 100 = 13\,920$, что почти вдвое ниже коэффициента пропорциональности $K/Cs \cdot 100$ в океанической воде (7600).

Сильвин встречается в виде зерен изометричной, слабоугловатой или вытянутой формы. В них часто присутствуют зональные газово-жидкие микровключения.

В красном сильвине содержание цезия $0,062 \cdot 10^{-4}\%$, в белых оно не превышает $0,056 \cdot 10^{-4}\%$. Наиболее часто встречающиеся концентрации



Фиг. 4. Зависимость содержания цезия от количества нерастворимого остатка (но) в соляных породах
 1 — карналлиты; 2 — сильвинит красный; 3 — подстилающая каменная соль; 4 — сильвинит пестрый; 5 — каменная соль внутрипластовая

элемента $0,02—0,03 \cdot 10^{-4}\%$. Определенной закономерности в распределении элемента по пластам и разрезу всей толщи не устанавливается. Средняя величина в сильвине $K/Cs \cdot 100 = 132432$, т. е. почти в 170 раз ниже, чем в океанической воде. Следовательно, цезий в сильвине в процессе его кристаллизации не накапливается. Наблюдаемые количества элемента, возможно, содержатся в жидких микровключениях минералов.

Галит присутствует в породах в виде зерен и кристаллов разнообразной формы и окраски, при этом его разновидности отличаются друг от друга также степенью перекристаллизации и характером последующих изменений. Во всех сравнительно чистых от механических примесей и газовой-жидких микровключений минералах цезий не обнаружен.

ХАРАКТЕР СОЕДИНЕНИЙ ЦЕЗИЯ В ПРИРОДНЫХ СОЛЯХ

Для выяснения характера соединений цезия был использован метод (Лепешков и др., 1970) его последовательного извлечения из природных солей растворением в дистиллированной воде (водная вытяжка), в 6%-ной соляной кислоте (солянокислая вытяжка) и разложением нерастворимого в соляной кислоте остатка в хлорной кислоте.

Минерал	Зона	Плотн	Цвет																	К-доп проб
				<0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16
Сильвин	Сильвинит-карналлитовая	Е	Красный белый	=====																2
		Д	Красный белый	=====																2
		Г	Красный белый	=====																2
		В-Г	Красный белый	=====																2
		В	Красный белый	=====																2
		Б	Красный белый	=====																2
		А	Красный белый	=====																2
		Кр. I	Красный белый	=====																2
		Кр. II	Красный белый	=====																2
		Кр. III	Красный белый	=====																2
Карналлит	Сильвинит-карналлитовая	И	Красный белый	=====																2
		З	Красный белый	=====																2
		Ж	Красный белый	=====																2
		Е	Красный белый	=====																2
		Д-Е	Красный белый	=====																2
		Д	Красный белый	=====																2
		В	Красный белый	=====																2
		Б	Красный белый	=====																2
		К	Красный белый	=====																2
		И-К	Красный белый	=====																2
Галит	Сильвинит-карналлитовая	Ж-З	Красный белый	=====																2
		Е-Ж	Красный белый	=====																2
		Е	Красный белый	=====																2
		Д	Красный белый	=====																2
		Г	Красный белый	=====																2
		В-Г	Красный белый	=====																2
		Б	Красный белый	=====																2
		А	Красный белый	=====																2
		Кр. I	Красный белый	=====																2
		Кр. II	Красный белый	=====																2
Сильвинитовая	Сильвинитовая	Кр. III	Красный белый	=====																2
		Кр. IV	Красный белый	=====																2
		Кр. V	Красный белый	=====																2
		Кр. VI	Красный белый	=====																2
		Кр. VII	Красный белый	=====																2
		Кр. VIII	Красный белый	=====																2
		Кр. IX	Красный белый	=====																2
		Кр. X	Красный белый	=====																2
		Кр. XI	Красный белый	=====																2
		Кр. XII	Красный белый	=====																2

Фиг. 5. Распределение цезия в минералах природных солей (водно-растворимая часть), п. 10-4, вес %

Характер соединений цезия и их распределение в природных солях

Природная соль	Количество проб	Характер соединений	Распределение солей по их растворимости, вес. %	Среднее содержание, вес. %					Извлечение Cs, %	K/Cs
				Cs	K	Na	Mg	Ca		
Карналлитовая	2	1		0,000219	12,10	3,48	8,06	0,11	—	636 842
		2	99,65	0,0000011	12,15	3,51	8,09	0,11	52,63	
		3	0,17	0,0013	0,34	0,14	0,26	7,19	0,01	
		4	0,18	0,005	0,34	0,12	0,10	0,00	47,36	
Сильвинитовая	2	1		0,000002	10,42	30,47	0,020	0,42	—	473 636
		2	98,75	<0,0000001	10,52	30,86	0,020	0,40	—	
		3	0,43	0,000016	0,14	0,14	0,26	17,52	3,10	
		4	0,82	0,00023	7,07	0,15	0,10	3,36	96,20	
Галитовая	5	1		0,0000062	4,05	33,83	0,015	0,53	—	653 223
		2	97,63	<0,0000001	4,07	35,68	0,020	0,36	—	
		3	1,14	0,000022	0,24	0,14	0,39	14,60	4,0	
		4	1,23	0,00041	7,22	0,14	0,09	3,75	96,0	

Примечание. 1 — общее содержание в природной соли; 2 — водно-растворимые (водная вытяжка); 3 — растворимые в 6%-ной соляной кислоте (солянокислая вытяжка); 4 — глинистые примеси (разложение, в HClO_4 нерастворимого в HCl остатка).

Из анализа полученных данных (табл. 4) следует, что в составе карналлитовых пород цезий находится в водно-растворимой форме ($1,1 \cdot 10^{-5}\%$), в виде соединений, растворимых в 6%-ной соляной кислоте ($1,3 \cdot 10^{-3}\%$), а также содержится в нерастворимых в соляной кислоте глинистых примесях ($5 \cdot 10^{-3}\%$), из которых после разложения их в хлорной кислоте извлекается в количестве до 47%. Извлечение водно-растворимых соединений цезия составляет примерно 53% при общем содержании этих соединений 99,65%. В сильвинитовой породе водно-растворимые соединения цезия отсутствуют. В солянокислую вытяжку извлекается не более 3% общего количества элемента при содержании $1,6 \cdot 10^{-5}\%$. Основная часть цезия в сильвините сосредоточена в нерастворимых в соляной кислоте глинистых примесях, из которых после обработки их хлорной кислотой он извлекается (96%) при концентрациях $2,3 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание таких примесей в породе не превышает 0,82%.

В галитовой породе водно-растворимых соединений цезия также не установлено. Он присутствует в виде соединений, растворимых в 6%-ной соляной кислоте ($2,2 \cdot 10^{-5}\%$) и нерастворимых в ней глинистых примесях, количество которых после обработки их хлорной кислотой составляет 1,23%. Из них извлекается 96% элемента при концентрациях $4,1 \cdot 10^{-4}\%$.

ВЫВОДЫ

1. В ископаемой галогенной толще цезий присутствует во всех разновидностях солей, однако в связи с хемогенной их частью он концентрируется преимущественно только в карналлитах. Среднее содержание цезия в них $0,1 \cdot 10^{-4}\%$. В сильвинитовой породе и каменной соли основная часть элемента связана с глинистой фракцией ($<0,001 \text{ мм}$) их нерастворимых остатков.

2. В разрезе карналлитового горизонта цезий распределяется аналогично рубидию, проявляя тенденцию к относительному накоплению концентраций в самых нижних пластах.

3. Водно-растворимые соединения цезий образует только в карналлитах, в остальных соляных породах он находится в трудно обменивае-

мом состоянии. В связи с этим в процессе технологического передела силвинита он накапливается в глинистых шламах, которые являются отходами производств. Попутное извлечение определенных количеств цезия возможно при переработке карналлитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бойко Т. Ф. Распределение редких элементов в галогенных отложениях.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 2.
- Бойко Т. Ф. Редкие элементы в солях и соленосных отложениях.— В сб.: Геология, геохимия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., «Наука», 1966.
- Валашко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Вахрамеева В. А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения.— Тр. ВНИИГ, Л., 1956, вып. 32.
- Вострокнутов Г. А. Методы оценки статистических параметров распределения геохимических признаков по данным полностью и не полностью определенных и усеченных выборок.— Геол. и геофизика, 1971, № 1.
- Вострокнутов Г. А. Обоснование сходства или различия между статистиками геохимических признаков на основе графоаналитического исследования их доверительных интервалов.— Геол. и геофизика, 1973, № 3.
- Вострокнутов Г. А. Применение корреляционных графов для наглядного изображения и исследования стохастических связей между геохимическими признаками.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 5.
- Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения.— Тр. ВНИИГ, Л., 1954, вып. 29.
- Дубинина В. Н., Яржемский Я. Я. К вопросу о фациальных переходах в соляной толще Верхнекамского месторождения.— Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 6.
- Забродин Н. И., Нечаева А. А. Содержание редких щелочных элементов в соляном сырье Советского Союза и перспективы их промышленного использования.— В сб.: Редкие щелочные элементы. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванов А. А. Основные черты стратиграфии силвинитовой зоны Верхнекамского месторождения.— Тр. ЦНИГРИ, М., 1935, вып. 5.
- Иванов А. А. Карналлиты Верхнекамского месторождения.— В сб.: Соликамские карналлиты. М.— Л., ОНТИ, 1935.
- Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. «Недра», 1972.
- Лепешков И. Н., Шапошникова А. Н., Зайцева И. С. О распределении лития в природных солях.— Геохимия, 1970, № 11.
- Маликова И. Н. Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Морачевский Ю. В. Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений.— Тр. ВНИИГ, Л., 1933, вып. 17.
- Морачевский Ю. В. Условия отложения осадков в Соликамском бассейне.— Бюл. ВНИИГ, 1940, № 6, 7.
- Перельман Ф. М. Рубидий и цезий. Изд-во АН СССР, 1960.
- Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972.
- Петрова Н. С. Экспериментальное изучение распределения рубидия между кристаллами карналлита и раствором в системе $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ при 25°C .— Геохимия, 1973, № 6.
- Сливко Е. П., Петриченко О. И. Акцессорные литий, рубидий, цезий в соленосных отложениях Украины. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Фивег М. П. Об условиях формирования верхнекамской соленосной серии.— Тр. ВНИИГ, Л., 1955, вып. 30.
- Яржемская Е. А. Вещественный состав галопелитов.— Тр. ВНИИГ, Л., 1954, вып. 29.
- Яржемский Я. Я. Калийные и калиеносные галогенные породы. Новосибирск, «Наука», 1967.

Уральское геологическое управление
Свердловск

Дата поступления
7.IX.1973

УДК — 549.674.1 : 553.94 (477.6)

ГЕЙЛАНДИТ В УГЛИСТЫХ ПОРОДАХ НИЖНЕГО МЕЛА УКРАИНСКОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

В. Х. ГЕВОРКЬЯН, М. И. ГУСЕЛЬНИКОВА, Л. М. ФРОЛОВА

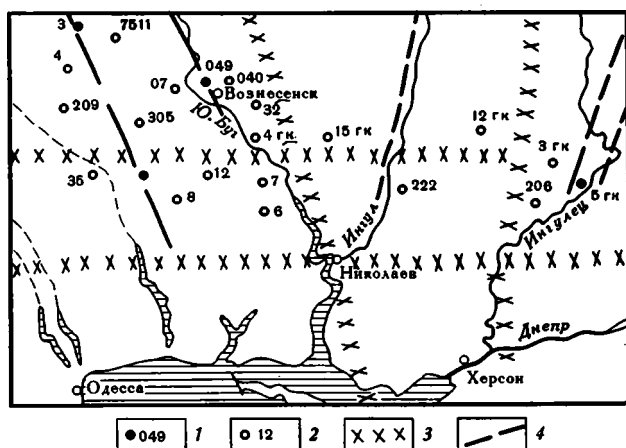
В прибрежно-морских углистых бескарбонатных глинах C_1 обнаружены кристаллы, друзы, агрегатные сростки и комковатые образования аутигенного гейландита с углистым веществом, местами образующие углисто-цеолитовые глины с содержанием гейландита в них до 33%. Приуроченность гейландита к разломным зонам докембрия Украинского щита позволяет связывать его с высокоминерализованными низкотемпературными водами, поступающими по трещинам в этих зонах.

Впервые на Украине — на Волини и в Днепровско-Донецкой впадине — цеолиты обнаружил Г. И. Бушинский (1954) в писчем мелу, песках, мергелях, опоках C_2 . Содержание цеолитов в отдельных случаях достигает 10—20% породы. На основании оптических свойств и химического состава Г. И. Бушинский определил меловые цеолиты как морденит. Позднее он же совместно с С. И. Шуменко (1970) рентгенографическими исследованиями уточнил определения этих цеолитов как разновидность гейландита, богатую кремнеземом. Исследования аутигенного гейландита из отложений C_2 главным образом Днепровско-Донецкой впадины проводили С. И. Шуменко (1962), Н. В. Логвиненко и др. (1962). На южном склоне Украинского щита цеолиты, близкие к гейландиту, обнаружила Н. М. Баранова (1966) в мергелях Рг.

На Побужье и в Приднепровье в породах преимущественно аптского возраста авторы обнаружили цеолиты группы гейландита (фиг. 1, 2). Они приурочены главным образом к глинам, песчанистым, бескарбонатным, с остатками обуглившейся растительности и тонкораспыленной массой органического вещества и линзами бурого угля. Изредка гейландит встречается в песчаных породах. Обращает внимание, что пески, залегающие между цеолитсодержащими углистыми глинами, не содержат гейландита (фиг. 2). В скв. 1 у сел. Колосовка Николаевской области гейландит был обнаружен в алеврито-пелитовой фракции светло-серой слабоизвестковистой (9,28% $CaCO_3$) опоковидной морской глины альбского возраста.

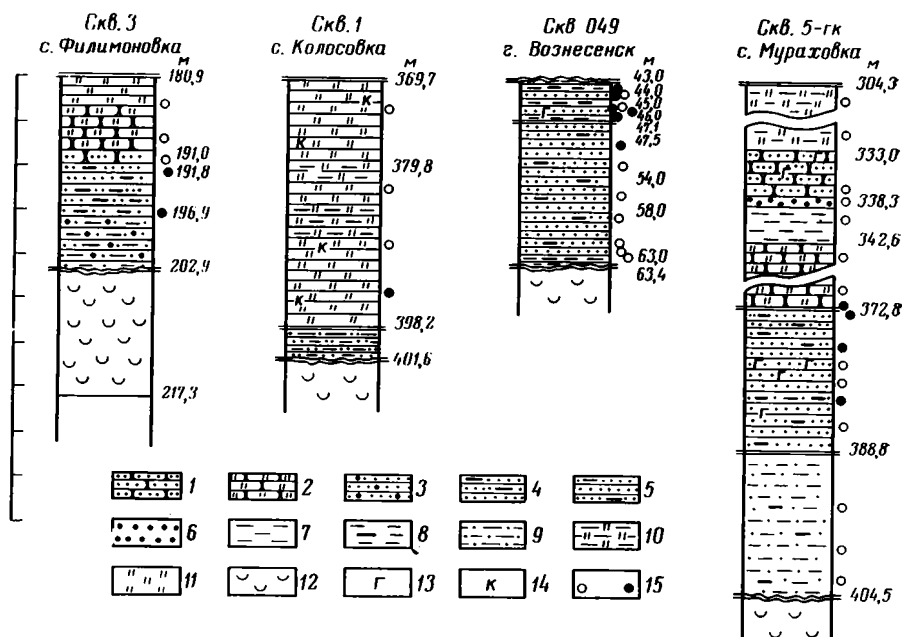
Содержание гейландита в углисто-глинистых породах 0—33% (табл. 1). Он встречается в крупной песчаной и пелитовой фракциях, а наибольшие его количества концентрируются в алевритовой фракции. Последняя обычно представлена агрегатами гейландита, углистого и глинистого материала, а иногда сростками гейландита и пирита. В редких случаях вся легкая фракция породы сложена гейландитом.

Формы кристалликов гейландита — мелкие таблички и игольчатые сростки (фиг. 3, 4) с примесью углисто-глинистого вещества; сферолиты и мелкие чистые прозрачные кристаллики, удлинённые, пластинчато-призматические, с двойниками простыми крестообразными, коленчатые и тройниками, встречаются редко. Преобладают сростки обуглившей-



Фиг. 1. Схема расположения скважин, вскрывших отложения с гейландитом

Скважины: 1 — вскрывшие отложения Cg_1 , содержащие цеолит, 2 — вскрывшие отложения Cg_1 без цеолита; 3 — региональные тектонические зоны; 4 — локальные разломные нарушения



Фиг. 2. Разрезы отложений Cg_1 с гейландитом

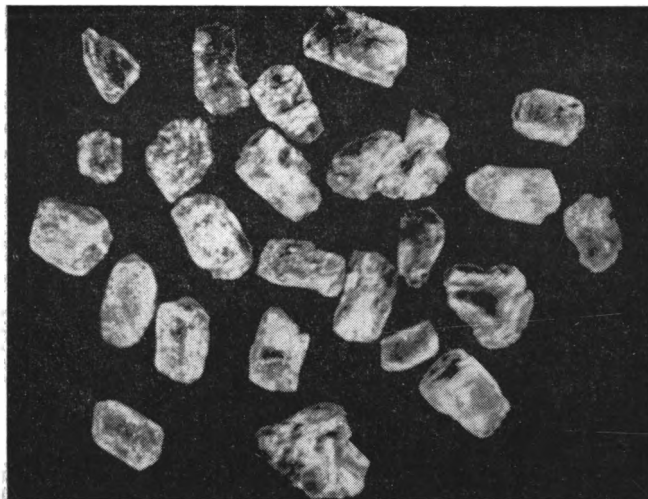
Песчаник: 1 — известковистый; 2 — опоковидный; песок: 3 — разномерный; 4 — углистый, 5 — глинистый; 6 — гравелит; глина: 7 — обычная, 8 — углистая, 9 — песчаная, 10 — опоковидная; 11 — опока; 12 — кора выветривания; 13 — глауконит; 14 — карбонатность; 15 — места взятия проб: а — без цеолита, б — с цеолитом

ся древесины с гейландитом в виде неправильных пластинок, иногда прорастающим углистое вещество. Часто встречаются комковатые агрегаты гейландита и углистого вещества с кварцем, глауконитом, опалом, часто в виде спикул губок; иногда отмечаются друзы и корочки, нарастающие на обломки обуглившейся древесины или выполняющие в ней пустоты.

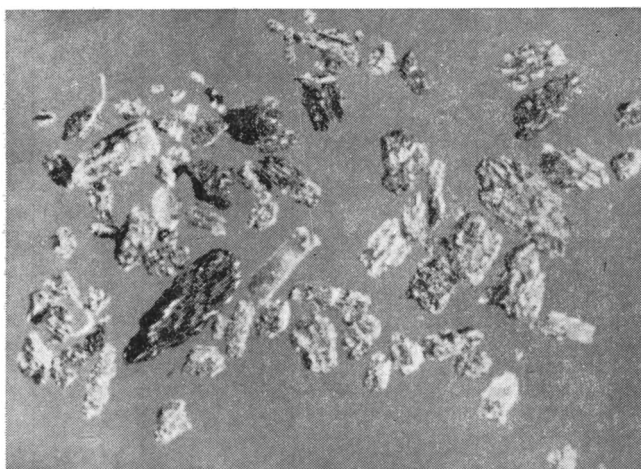
Таблица 1

Распределение гейландита в размерных фракциях (мм) пород $C_{г1}$ Причерноморья, %

№ образца	Место отбора	Глубина, м	Возраст	Порода	Содержание размерных фракций			Содержание гейландита во фракциях			Содержание гейландита в породе
					>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	
1	Скв. 3, сел. Филимоновка	191,0—191,8	$C_{г1}^{alb}$	Глина черная песчанистая	7,70	10,60	1,80	30	18	2	3,88
2	Скв. 1, сел. Колосовка	394,3—395,8	»	Глина опоковидная	Следы	0,02	0,32	Не обн.		63	0,22
3	Скв. 049, г. Вознесенск	43,0—43,3	»	Глина черная слоистая	0,20	0,72	4,80	5	39	38	2,11
4	»	44,0—45,0	»	То же	2,74	5,00	3,10	Не обн.	12	28	1,42
5	»	45,0—46,0	»	Песок кварц-глауконитовый, мелкозернистый	24,60	63,70	7,83	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Следы
6	»	46,0—46,6	»	Глина черная, углистая, песчанистая, комковатая	22,74	12,78	11,40	Не обн.	38	56	10,72
7	»	46,6—47,1	»	Песок кварц-глауконитовый мелкозернистый	0,60	69,23	11,06	1	1	2	0,91
8	»	47,1—47,5	$C_{г1}^{apt}$	Глина черная тонкослоистая	0,60	0,60	1,50	71		36	1,16
9	»	47,5—54,0	»	Песок глинистый с прослоями углистой глины	59,20	19,00	2,33	Ед. зн.		1	0,21
10	Скв. 5-гк, сел. Мураховка	372,8—372,9	»	Глина черная, углисто-пеолитовая, песчанистая	10,00	23,20	11,40	92	60	93	33,20
11	»	337,8	»	Глина черная, углистая, песчанистая	7,50	63,00	5,25	2	Ед. зн.	1	0,20
12	»	382,9—387,7	»	Глина черная, сильно углистая	0,70	5,60	5,00	11	16	85	5,16



Фиг. 3. Гейландит из углистой глины альба, $\times 20$
Скв. 3, с. Филимоновка Первомайского района Николаев-
ской области, 191,0—191,8 м



Фиг. 4. Гейландит из углистых отложений альба, $\times 20$
Скв. 049, г. Вознесенск Николаевской области, 46,0—
47,0 м

Размеры агрегатных образований и кристалликов гейландита 0,03—0,50 мм, агрегатные сростки и комковатые образования преобладают во фракции более 0,25 мм; наибольшее же количество монокристаллов, слабо загрязненных углистым веществом, отмечается во фракции 0,1—0,01 мм (табл. 1).

Сростки и отдельные кристаллики гейландита загрязнены органическим веществом, за счет которого они приобретают буроватую окраску. Чистый гейландит прозрачный, бесцветный, со стекляннм блеском, очень хрупкий, средней твердости (в зависимости от примесей—3,5—5), со слабо заметной спайностью по длинной оси. Оптические свойства гейландита: $N_g=1,478—1,483$, $N_p \approx N_m=1,474—1,480$, двупреломление слабое, $2V+$, угол погасания — от 2—3° для чистых призмочек до 20°, в большинстве замеров 10—12°. Удельный вес гейландита 2,13—2,26, изменяется за счет включений углистого вещества. Наши гейландиты зна-

Рентгенограммы гейландитов

Осадочный										Гидротермальный	
Брянск (Бушнский, Шуменко, 1970)		Якутия (Запорожцева и др., 1963)		Южная Украина				Крым (Супрычев, 1968)			
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	Обр. № 1	Обр. № 12	I	d/n
— 2	(9,9)	— 5	10,00	—	—	—	—	—	—	1	10,78
10	8,9	5	8,7	— 9	9,04	—	—	—	—	6	9,91
4	7,75	—	—	3	7,99	—	—	—	9,15	8	9,03
4	6,70	—	—	2	6,78	—	—	—	8,01	3	8,05
2	(5,74)	—	—	—	—	—	—	—	6,84	3	6,91
6	5,15	3	5,3	5	5,20	—	—	—	6,04	4	5,80
— 3	—	—	—	— 5	—	—	—	—	5,17	8'	5,23
3	4,66	—	—	3	4,67	—	—	—	—	1	4,83
7	(4,35)	4	4,46	—	—	—	—	—	4,68	3	4,63
10	3,96	10	3,97	10'	3,96	—	—	—	4,28	5'	4,35
2	(3,73)	—	—	1	3,71	—	—	—	3,97	10	3,98
—	—	—	—	2	3,56	—	—	—	3,76	2	3,75
— 8'	—	5	3,46	4	3,42	—	—	—	3,62	1	3,54
5	3,34	—	3,12	2	3,32	—	—	—	3,44	5	3,42
—	3,15	5	—	5'	3,15	—	—	—	3,35	2	3,30
—	—	—	—	—	—	—	—	—	(3,19)	3	3,19
7	2,96	10	2,96	9	2,987	—	—	—	(3,100)	—	—
3	2,78	4	2,82	5	2,815	—	—	—	2,987	9	2,98
1	2,72	4	2,728	4	2,737	—	—	—	2,808	5	2,79
2	2,54	3	2,545	2	2,539	—	—	—	2,737	3	2,74
3	2,44	3	2,442	3	2,443	—	—	—	2,551	3	2,52
—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,437	3	2,43
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,30
—	—	—	2,123	—	—	—	—	—	2,110	1	2,24
—	—	2'	—	1'	2,090	—	—	—	2,075	1	2,09
4'	—	—	—	1	2,016	—	—	—	2,020	1	2,02
—	1,98	—	1,968	2	1,951	—	—	—	1,974	—	—
—	—	6	—	—	—	—	—	—	1,938	3	1,959
2	1,82	—	—	—	—	—	—	—	1,869	1	1,873
1	1,77	6	1,778	1	1,779	—	—	—	1,823	1	1,821
—	—	2	1,736	1	1,732	—	—	—	1,787	2	1,766
1	1,70	—	—	1	1,702	—	—	—	1,737	1	1,725
1	1,629	3	1,658	—	—	—	—	—	1,695	2	1,695
2'	1,593	2	1,600	—	—	—	—	—	—	1	1,642
—	—	2	1,566	—	—	—	—	—	1,591	1	1,586
—	—	4	1,491	—	—	—	—	—	—	1	1,557
—	—	—	—	—	—	—	—	—	(1,495)	2	1,492
—	—	4	1,447	—	—	—	—	—	(1,486)	—	—
—	—	4	—	—	—	—	—	—	1,453	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,437	1	1,454
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,415	2	1,437
—	—	2	1,359	—	—	—	—	—	—	2	1,413
—	—	2	1,307	—	—	—	—	—	—	2	1,353
—	—	3'	1,274	—	—	—	—	—	—	2	1,306
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,282
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,264
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,250
2'	1,236	4	1,235	—	—	—	—	—	1,253	1	1,250
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,232	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,223	2'	1,225
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,197	1	1,194
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,164
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,133
2'	1,098	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,084
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,056
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,037

Условия съемки № 1,12 Со-анод, Fe-фильтр, 40 кВ, 12 мА, экспозиция—2,5 час, камера РКД-57,3 мм.
 Цифры со штрихом—широкая линия; { — двойная линия.

чительно отличаются от якутских, где А. С. Запорожцева и др. (1963) выделяют две разновидности гейландита: одна с $N_g=1,504-1,509$, $N_m=1,499-1,501$, $N_r=1,498-1,503$ и другая — с $N_g=1,510-1,511$, $N_m=1,504-1,505$, $N_r=1,503-1,504$. Для гидротермального гейландита Крыма В. А. Супрычев (1968) определил $N_g=1,487-1,504$, $N_m \approx N_r = 1,483-1,498$, удельный вес — 2,26. Г. И. Бушинский (1954) приводит усредненный показатель преломления для гейландита из мергельно-меловых пород, равный 1,487, что ближе всего соответствует нашим данным.

Как известно, оптические данные недостаточны для точной диагностики минерального вида цеолитов. С этой целью проведены рентгеновские исследования южноукраинских цеолитов (табл. 2). Для анализа под микроскопом отбирались совершенно чистые кристаллики или агрегаты. Рентгеносъемка проводилась на отдельных зонах фотометодом на установке УРС-60. Для сравнения приведены рентгенометрические данные гейландита из туронского мела окрестностей г. Брянска (Бушинский, Шуменко, 1970) и из нижнемеловых песчаных отложений Якутии (Запорожцева и др., 1963). Наши образцы показали совпадение с этими гейландитами по характерным рефлексам высокой интенсивности: 8,90—9,15; 3,96—3,97; 2,96—2,98 Å (Merkle, Slaughter, 1968) и полную идентичность с гидротермальным гейландитом Крыма (Супрычев, 1968).

Сопутствующие терригенные компоненты южноукраинского гейландита — главным образом кварц, реже полевые шпаты, очень редко графит, мусковит и в единичных зернах разные акцессорные минералы; обычный комплекс аутигенных минералов — глауконит, опал-халцедоновые глинистые агрегаты, опал, пирит.

Находки цеолитов в углистых глинах C_g исключительно интересны, так как в СССР имеется описание только одной аналогичной находки цеолитов в слое углистого сланца в угленосной толще батского яруса в окрестностях г. Кутаиси (Дзоценидзе, 1943), детально изученной в более поздних работах (Дзоценидзе, Схиртладзе, 1953; Дзоценидзе, 1969). Мощность слоев, содержащих свыше 50% анальцима, более 50 м. Признаков вулканического материала в этой толще не обнаружено.

В отношении цеолитсодержащих угленосных пород J_3-C_g Северной Якутии подчеркивается, что цеолиты приурочены только к безугольным свитам и встречаются в неугленосных частях толщи, залегающих между угленосными пачками и свитами (Запорожцева, 1960, 1962). В Тарбагатайском месторождении угля цеолиты также не встречены в горизонтах, содержащих уголь или обогащенных рассеянными углефицированными растительными остатками (Бурьянова, Богданов, 1967).

По мнению Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе (1953), цеолиты в углистых отложениях Кавказа образовались в результате коагуляции золей SiO_2 и $Al(OH)_3$, выносимых с континента с захватом натрия из морской воды, однако эта гипотеза сингенетического образования цеолита и осадков находится в противоречии с данными, приведенными этими же авторами.

А. С. Запорожцева и др. (1961, 1963) объясняют возникновение цеолитов за счет высокоминерализованных захороненных иловых вод, способствовавших образованию цеолитов в условиях нейтральной и щелочной восстановительной среды при катагенезе, связанном с изменением термодинамической обстановки в сформированных отложениях по мере их накопления, погружения и уплотнения под давлением вышележащих масс породы. При этом авторы считают, что в образовании цеолитов не участвовали термальные растворы, связанные с магматическими очагами.

Такой путь образования цеолитов предполагает их широкое площадное распространение, но в нашем случае отмечается строгая приуроченность гейландита к отложениям C_g к определенным тектоническим зо-

нам (фиг. 1). Наличие гейландита в углистых отложениях апта и альба невозможно объяснить цеолитизацией вулканического материала, так как последнего в этих отложениях нет.

Диагенетическое образование гейландита (ранний эпигенез) за счет преобразования пироксенов (Коссовская, 1954) или кислых плагиоклазов, роговой обманки, биотита, эпидота (Коссовская, Шутов, 1956) также трудно предполагать, так как эти минералы встречаются в исследуемых отложениях в ничтожных количествах.

Таким образом, объяснить генезис аутигенного гейландита в отложениях Сг₁ юга Украины с существующих точек зрения не представляется возможным.

Гейландит на юге Украины в стратиграфическом отношении приурочен к прослоям углистых глин в толще прибрежно-морских отложений апта и альба, а по площади — к тектоническим зонам. В тех же фациях, но за пределами тектонических зон, цеолиты не обнаружены (фиг. 1). В Якутии А. С. Запорожцева и др. (1963) также отметили приуроченность различных цеолитов к определенным тектоническим зонам и условиям осадконакопления.

В условиях южного склона Украинского щита тектонические разломные зоны, периодически активизировавшиеся после меловой эпохи, были проводниками высокоминерализованных субтермальных подземных вод (Капинос, Ермаков, 1966), которые, надо полагать, способствовали новообразованию цеолитов. Так как цеолиты в целом принадлежат к наиболее низкотемпературным минералам и могут образовываться при значенных температуры земной поверхности (Сендеров, 1965), можно полагать, что гейландит Сг₁ — минерал гидротермальной деятельности указанных низкотемпературных слабонапорных минерализованных вод. Э. Э. Сендеров показал, что богатые кремнеземом разновидности цеолитов (в том числе и гейландит) не могут образовываться за счет кремнекислоты кварца; необходимо присутствие менее устойчивых форм SiO₂, которые в нашем случае представлены опалом, α -кristобалитом, халцедоном, широко развитыми в отложениях Сг₁ (Геворкьян, 1964).

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Н. М. Літофації палеогену півдня України. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Бурьянова Е. З., Богданов В. В. Закономерности распределения аутигенных цеолитов — ломонтита и гейландита — в осадочных породах Тарбагатайского месторождения угля. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Тр. ГИН АН СССР, 1954, вып. 156.
- Бушинский Г. И., Шуменко С. И. Уточненное определение цеолита из меловых отложений Брянска. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Геворкьян В. Х. О некоторых формах SiO₂ в кремнистых породах нижнемелового возраста Приазовья. III конф. молодых геологов АН УССР. Киев, «Наукова думка», 1964.
- Дзоценидзе Г. С. Анализ осадочного происхождения из батских углистых сланцев окрестностей г. Кутаиси. — Сообщение АН ГрузССР, 1943, № 10.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Анализимовый горизонт в угленосной свите Кутаисско-Гелатского района. В сб.: Вопросы петрографии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1953, вып. 1.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Запорожцева А. С. О региональном распространении ломонтита в меловых отложениях Ленского угленосного бассейна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9.
- Запорожцева А. С. О зависимости процессов диагенетических и катагенетических преобразований от фациальной обстановки накопления осадков. — Тр. Ин-та геологии Арктики, Л., 1962, т. 121.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Дубарь Г. П. О последовательном замещении кальциевых цеолитов в вертикальных разрезах осадочных толщ. — Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 2.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Глушанский П. И. Цеолиты меловых отложений севера Якутии. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.

- Капінос Н. М., Єрмаков Ю. Г. Прояв субтермальних підземних вод біля північного кордону Причорноморської западини.— Геол. ж., 1966, т. 26, вып. 6.
- Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана, Тр. ГИН АН СССР, 1954, М., вып. 153.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1956, № 5.
- Логвиненко Н. В., Кулеско Г. И., Шуменко С. И. Исследование некоторых гидротермальных и осадочных гейландитов.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, 1962, № 16.
- Сендеров Э. Э. Особенности условий образований цеолитов.— В сб.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. «Наука», 1965.
- Супрычев В. А. Нові дані про гейландит з магматичних порід Криму. Докл. АН УССР, 1968, сер. Б, № 9.
- Шуменко С. И. Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых отложениях Украины.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Merkle A. B., Slaughter M. Determination and refinement of the structure of heulandite.— Amer. Mineralogist, 1968, v. 53, No. 7—8.

Институт геологических наук
АН УССР
Киев

Дата поступления
3.III.1972

О ВЛИЯНИИ pH И РАСТВОРЕННОЙ УГЛЕКИСЛОТЫ НА ЗАМЕЩЕНИЕ ЦЕОЛИТОВ ГЛИНИСТЫМИ МИНЕРАЛАМИ

Э. Э. СЕНДЕРОВ

Произведен термодинамический расчет констант равновесия реакций: анальцит + H^+ = каолинит + кварц + H_2O + Na^+ ; ломонтит + H^+ = каолинит + кварц + H_2O + Ca^{2+} ; ломонтит + CO_2 = каолинит + кальцит + кварц + H_2O . Оценки охватывают температурный интервал устойчивости анальцита (в насыщенных кремнеземом системах) и ломонтита. С учетом возможных колебаний активностей ионов натрия и кальция в природных растворах подсчитаны значения pH, при которых происходит замещение цеолитов каолинитом. Для замещения ломонтита требуются заметно низкие pH, достигающие кислых значений. Для этого также необходимы значительные количества растворенной углекислоты. Анальцит подвергается замещению при более высоких pH — в щелочной области. Он, по-видимому, неустойчив в контакте с морской водой. С понижением температуры поле каолинита расширяется.

Минералы группы глин и цеолитов — важнейшие минералы, образующиеся при процессах диагенеза, эпигенеза, низкотемпературного гидротермального и регионального метаморфизма. Температурные условия, при которых могут возникать и те и другие, сходны, и определяющую роль в образовании глин или цеолитов может играть состав раствора, непременно принимающего участие в указанных процессах, в частности его кислотно-основные свойства. Общеизвестно, что цеолиты — минералы щелочной среды, в то время как кислые условия благоприятствуют образованию минералов со слоистой структурой. Однако конкретные данные о параметрах взаимного замещения цеолитов и глин отсутствуют, хотя в настоящее время уже стали возможными некоторые предварительные оценки, основанные на использовании термодинамических констант фаз, участвующих в этих реакциях. Но не все необходимые константы известны, и проведение подобных расчетов, результаты которых сообщаются в настоящей работе, требует принятия ряда допущений и упрощений.

Одно из упрощений касается замены в рассматриваемых реакциях монтмориллонита на каолинит. Монтмориллонит, состав которого изменяется в очень широких пределах, — обычный спутник цеолитов на месторождениях различного генезиса, и его участие следовало бы учитывать при реакциях замещения. Но из-за отсутствия данных для монтмориллонита невозможно рассчитать соответствующие равновесия. Тем не менее некоторые принципиальные заключения относительно предельных значений pH, при которых устойчивы цеолиты, могут быть сделаны, если рассмотреть реакции с каолинитом в качестве представителя глинистых минералов. Следует лишь помнить, что кривые равновесий с каолинитом в природных системах будут метастабильны и перекрыты полем монтмориллонита. Это означает, что в реальных условиях поля цеолитов должны стать уже полем, ограниченными расчетными кривыми равновесий с каолинитом, т. е. вычисленные значения pH меньше, чем pH равновесий, в которых участвует монтмориллонит.

Термодинамические константы веществ в стандартных условиях, использованные для расчета реакций (1) и (2)

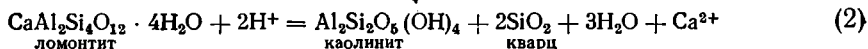
Вещество	Свободная энергия образования Гиббса из элементов, ΔG_f^{298} , ккал/моль	Энтропия, S_{298} , кал/град·моль	Теплоемкость, C_p^{298} , кал/град·моль	Источники
Анальцит	$-734,4 \pm 1,5$	$56,0 \pm 0,6$	50,17	Г. Б. Наумов и др., 1971
$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$	$-736,35 \pm 1,24$	—	—	Рассчитано по данным для равновесия анальцит—альбит
Ломонит, $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	$-1602,1 \pm 2,0$	$116,2 \pm 1,8$	120	Э. Э. Сендеров, 1973
Каэлинит, $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 (\text{OH})_4$	-1598 ± 4	$119,3 \pm 4,6$	—	E-anZen, 1972
α -кварц, SiO_2	$-903,0 \pm 0,7$	$48,5 \pm 0,3$	58,52	Г. Б. Наумов и др., 1971
H_2O , жидкость	$-204,71 \pm 0,34$	$9,88 \pm 0,5$	10,62	То же
Na^+ , в водном растворе	$-56,687 \pm 0,01$	$16,71 \pm 0,05$	17,955	»
Ca^{2+} , в водном растворе	$-62,672 \pm 0,015$	$14,1 \pm 0,2$	11,1	»
H^+ , в водном растворе	$-132,10 \pm 0,21$	$-13,2$	0,2	»
	0	0	0	»

Проведение расчетов требует данных и о термодинамических константах цеолитов. Они также малочисленны, но могут быть дополнены или уточнены путем некоторых косвенных оценок. Величина свободной энергии образования Гиббса для анальцита и другие его термодинамические характеристики приведены, в частности, в справочнике Г. Б. Наумова и др. (1971). Однако использование справочных данных для расчета равновесий с участием анальцита может привести к заметным расхождениям с экспериментальными результатами. Например, А. С. Кемпбелл и В. С. Файф (Campbell, Fyfe, 1965) обратили внимание на то, что данные по значению ΔG_{298}° реакции анальцит + кварц = низкий альбит + жидкая вода, полученные путем расчета по справочным данным и расчета, основанного на значении равновесной температуры этой реакции, заметно различаются. К настоящему времени появились новые данные по положению равновесия анальцит — альбит (Hemley, 1966; Thompson, 1971), подтверждающие заключение А. С. Кемпбелла и В. С. Файфа. Исходя из того, что при параметрах равновесия значения свободной энергии реакции равны нулю, и используя величины энтропии и теплоемкости реакции, подсчитанные по табличным данным (Наумов и др., 1971) (допустив $\Delta C_p = \text{const}$), можно оценить значение изменения свободной энергии Гиббса записанной выше реакции. Усредненное значение с учетом всех известных экспериментальных данных по равновесию анальцит — альбит составит $+0,39 \pm 0,15$ ккал. Расчет по справочным данным дает для той же реакции $\Delta G_{298}^\circ = -1,56$ ккал; максимально возможное отклонение $\pm 2,59$ ккал. При подсчете $\Delta G_{298}^\circ = -1,56 \pm 2,59$ ккал использовано значение свободной энергии образования анальцита $-734,4 \pm 1,5$ ккал. Однако чтобы удовлетворить значению $+0,39$ ккал для ΔG_{298}° реакции анальцит + кварц = альбит + H_2O , величина свободной энергии образования Гиббса для анальцита $[\Delta G_{f298}^\circ(\text{анальц}) = \Delta G_{298}^\circ(\text{реакция}) - \Delta G_{f298}^\circ(\text{альб}) - \Delta G_{f298}^\circ(\text{H}_2\text{O}) + \Delta G_{f298}^\circ(\text{кв})]$ должна была бы составить $-736,35$ ккал. При этом максимальное отклонение, которое могло бы возникнуть, если бы все ошибки в слагаемых складывались в одну сторону, было бы равно $\pm 1,24$ ккал.

Таким образом, имеются две оценки свободной энергии образования анальцита ($-734,4$ и $-736,35$ ккал, табл. 1), которые с учетом их погрешностей частично перекрывают друг друга. Если считать обе эти оценки заслуживающими доверия, то наиболее достоверными будут зна-

В качестве значений энтропии и теплоемкости аналитима использованы справочные значения (табл. 1).

Оценить термодинамические константы других цеолитов не представляется возможным, и поэтому мы вынуждены ограничиться расчетами двух реакций с участием только этих широко распространенных цеолитов, а также каолинита и ионов в водном растворе:


$$\Delta G_T = \Delta G_{298}^\circ - \int_{298}^T \Delta S_T dT. \text{ Значения констант равновесия } K_T \text{ реакций опре-}$$

для (1) и $K = a_{Ca^{2+}}/a_{H^+}^2$ для (2). Таким образом, $\frac{1}{2} \lg K_{(1)} = \lg a_{Na^+} + pH$; $\lg K_{(2)} = \lg a_{Ca^{2+}} + 2pH$ (a — активности ионов в растворе; индекс T здесь опускается, но подразумевается, что K относится к определенной температуре). Значения $\frac{1}{2} \lg K_{(1)}$ и $\lg K_{(2)}$ приведены в табл. 2. Оценки, хотя они относятся к давлению, равному примерно давлению насыщенных паров, характеризуют широкий интервал относительно невысоких и умеренных давлений, в котором величина ΔG_T реакций мало зависит от изменений давления. При этом в реакциях (1) и (2), как об этом можно судить из данных по мольным и парциальным ионным объемам (Карпов и др., 1968; Наумов и др., 1971), происходит уменьшение объема. Поэтому давление должно приводить к сокращению области цеолитов и повышению pH, при которых остаются устойчивыми глинистые минералы. Для 25°С это повышение pH при увеличении давления до 2000 атм составило бы в случае равновесия (1) около 0,2, а в случае (2) примерно 0,5.

Смещение равновесий в правую сторону должно быть вызвано и падением химического потенциала воды при повышении минерализации раствора. Активность воды в таком случае будет <1 , а свободная энергия реакции станет равной $\Delta G'_T = \Delta G_T + nRT \ln a_w$, где n — стехиометрический коэффициент при H_2O в уравнении реакции, a_w — активность воды. Вследствие этого константа равновесия возрастает по сравнению со значением в разбавленном растворе

$$\ln K'_T = - \frac{\Delta G_T + nRT \ln a_w}{RT} = \ln K_T / a_w^n$$

Так как в этих условиях активность воды не равна 1, еще сильнее возрастет при тех же температурах и давлениях равновесное отношение активности иона металла и активности иона водорода:

$$\text{для (1) } K' = \frac{a_{Na^+}^2 \cdot a_w}{a_{H^+}^2} = \frac{K}{a_w}; \quad \frac{a_{Na^+}^2}{a_{H^+}^2} = \frac{K}{a_w^2};$$

для (2) $\frac{a_{Ca^{2+}}}{a_{H^+}^2} = \frac{K}{a_w^2}$. Однако этот эффект будет замечен только в

сильноконцентрированных растворах, а в растворах, достигающих по степени минерализации состава морской воды, им можно пренебречь, так как в этих растворах $a_w > 0,98$. Кроме того, если концентрирование

Таблица 2
Константы реакций (1) и (2) при различных температурах

Температура, °C	$1/2 \lg K(1)$		$\lg K(2)$	
	1	2	3	4
25	7,98	9,41	9,15	12,06
100	6,45	7,59	6,91	9,25
150	5,78	6,78	5,92	7,98
200	5,27	6,17	5,18	7,01
250	—	—	4,61	6,28

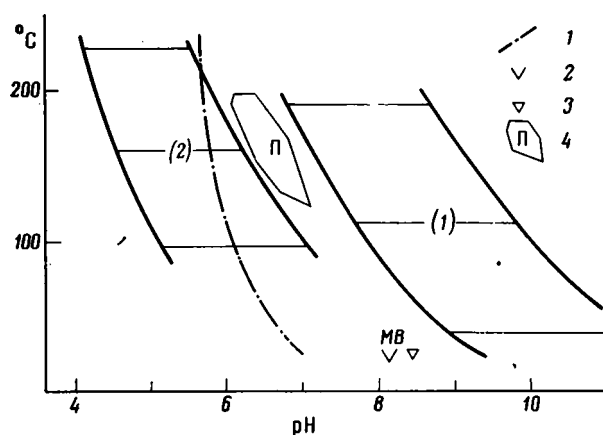
1— $\Delta G_f^{\circ} 298$ анальцима = -736,35 ккал; 2— $\Delta G_f^{\circ} 298$ анальцима = -734,4 ккал; 3— $\Delta G_f^{\circ} 298$ ломонита = -1602,1 ккал; 4— $\Delta G_f^{\circ} 298$ ломонита = -1598 ккал.

раствора будет сопряжено с ростом концентрации ионов, участвующих в реакции, эффект смещения равновесия под влиянием уменьшения активности воды будет перекрыт смещением равновесия в противоположную сторону под влиянием роста активности ионов.

После подсчета равновесий (1) и (2), задавшись приемлемыми значениями активностей ионов натрия и кальция в природных растворах, можно определить pH, при которых в данных растворах устанавливались бы равновесия (1) и (2). Для подсчета этих активностей можно воспользоваться анализами современных термальных вод. В термальных водах Камчатки (Сугробов, 1965; Трухин, 1969), Новой Зеландии и Исландии (Эллис, 1970) активности ионов, с учетом коэффициентов активностей одно- и двухзарядных ионов для соответствующих условий ионной силы и температуры растворов, меняются в следующих пределах: $a_{Na^+} = 0,035-0,0035$ г-ион/кг H_2O ; $a_{Ca^{2+}} = 0,0005-0,00001$ г-ион/кг H_2O (см. фигуру). К максимальным величинам активностей натрия и кальция в водах свободного циркулирования, к которым относятся числа указанных оценок, близки величины активностей ионов в поровых растворах, пропитывающих те же породы; последние величины могут быть под-

считаны по анализам из работ С. И. Набоко и др. (1965) и С. И. Набоко (1968).

Очевидно, чем выше при постоянной температуре активность ионов металла и чем ниже значение константы реакции (т. е. чем более отри-



Пределы колебаний значений рН для равновесий анальцим — каолинит (1) и ломонтит — каолинит (2)

1 — рН нейтральной точки; 2 — рН морской воды; 3 — рН равновесия (1) при участии морской воды; 4 — рН вод свободной циркуляции на Паужетском месторождении, рассчитанный из анализов, приводимых в работе В. М. Сугрובה (1965)

цательная оценка свободной энергии образования цеолита берется из табл. 1), тем меньшие значения рН дает расчет для равновесий реакций (1) и (2). Максимальное равновесное значение рН получается при использовании минимальных значений активности ионов металла и максимальных оценок свободной энергии образования цеолитов. Остальные вероятные значения рН располагаются между этими крайними оценками для каждой из двух реакций (см. фигуру). При этом линию, отвечающую наименьшим значениям рН, следует рассматривать как предельную для каж-

дого из цеолитов, за которую граница области его устойчивости при принятых величинах активности участвующего в реакции иона металла не может выйти. Действительно, если бы при расчете были приняты во внимание те факторы, которыми мы были вынуждены пренебречь (замена монтмориллонита на каолинит) или учет которых казался нецелесообразным (давление, минерализация раствора), граница сдвинулась бы в сторону высоких значений рН.

Границы, отвечающие условиям взаимного замещения цеолитов и каолинита, имеют наклон, связанный с расширением поля последнего с понижением температуры. Это позволяет полагать, что под действием раствора одного и того же состава в породах на более глубоких уровнях могут возникать цеолиты, а на менее глубоких, низкотемпературных уровнях — глинистые минералы.

На фигуре равновесные значения рН реакций (1) и (2) показаны для температурных интервалов, в которых устойчивы анальцим в присутствии кварца ($<200^{\circ}\text{C}$) и ломонтит ($100\text{--}250^{\circ}\text{C}$) (Сендеров, Хитаров, 1970; Сендеров, 1973). Показана также линия значений рН нейтральной точки и область значений рН паужетских термальных вод.

Оценки значений рН термальных вод произведены при использовании следующих допущений. Есть основания полагать, что термальные воды могут находиться в равновесии с кальцитом, повсеместно распространенным в боковых измененных породах. Так, А. Дж. Эллис (1970) высказывал мнение, что содержание кальция в термальных водах обычно контролируется растворимостью кальцита. Если считать, что при отборе проб вод в скважинах на Паужетском месторождении кальций не теряется вследствие выпадения кальцита при вскипании вод, данные анализов, приведенных в работе В. М. Сугрובה (1965), позволяют определить $a_{\text{Ca}^{2+}}$ на глубине. Непосредственный расчет по данным анализов произведения активностей $a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}$ при 25°C приводит к значениям, которые выше равновесной величины. Это подразумевает, что при вскипании

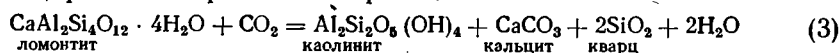
вод и охлаждении проб равновесие с карбонатом кальция уже не успевает установиться, и делает тем самым правдоподобным предположение об отсутствии потерь кальция. Зная активность ионов Ca^{2+} в пластовых условиях и температуру вод, можно из данных по произведению активностей кальцита (Наумов и др., 1971) найти равновесную активность карбонат-иона. Сумма концентраций $[\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$ в рассматриваемой ситуации также должна быть неизменной и дается в результатах анализов. Остается теперь только подсчитать $a_{\text{HCO}_3^-}$ и по значениям второй константы диссоциации угольной кислоты (Рыженко, 1963) определить рН.

Подсчитанные таким образом значения $\text{pH} = 6,1 - 7,1$ позволяют оценить по первой константе диссоциации H_2CO_3 концентрацию CO_2 в водах до вскипания. Результаты в общем совпадают с полученными В. М. Сугробовым (1965) другим путем, исходя из состава паровой фазы, оценками содержания CO_2 в водах в пластовых условиях, что подкрепляет надежность проведенных подсчетов. Естественно, что совпадают с нашими оценками и намеченные В. М. Сугробовым по соотношению CO_2 и HCO_3^- значения рН в пластовых условиях.

Из фигуры следует, что ломонтит устойчив в более широком интервале значений рН, чем анальцит, и, возможно, образуется в слабокислых растворах. Для анальцита же необходимы лишь щелочные растворы, и, вероятно, он даже неустойчив в контакте с термальными водами свободного циркулирования в зонах цеолитизации на Паужетском месторождении. Локальное повышение концентрации натрия в растворе должно способствовать расширению области значений рН для анальцита. Тенденция к повышению концентрации компонентов и значений рН отмечается для поровых растворов (Набоко и др., 1965; Набоко, 1968), лишь в контакте с которыми, следовательно, можно ожидать благоприятных условий для образования анальцита.

На фигуре показана также точка значения рН морской воды и точка значения рН, необходимого для образования анальцита при активности ионов натрия, отвечающей морской воде. Из расположения этих точек вытекает, что анальцит, по-видимому, неустойчив в контакте с морской водой усредненного состава (Гаррелс, Крайтс, 1968, стр. 95).

Реакция (2) между ломонтитом и каолинитом, которая зависит от значений рН и активности ионов Ca^{2+} , может быть рассмотрена в частном случае и как реакция, в которой участвуют кальцит и флюидная фаза $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, поскольку кристаллический CaCO_3 и растворенная углекислота будут определять соотношение активностей ионов водорода и кальция в растворе. В этом случае условия замещения ломонтита каолинитом можно определить в зависимости от мольной доли растворенной углекислоты, рассчитав равновесие реакции



Такой расчет был произведен нами ранее (Сендеров, 1973), но в нем не была учтена неизвестная нам тогда менее отрицательная оценка Зеном свободной энергии образования ломонтита (табл. 1). Использование этой величины для подсчетов приводит к заключению о возможности образования глинистых минералов при заметно меньших количествах растворенной CO_2 , чем при использовании более отрицательной оценки. В последнем случае возможности для замещения ломонтита каолинитом ограничены, так как необходимые концентрации CO_2 достигаются большей частью только в паровой фазе (табл. 3), вследствие чего превращение кажется маловероятным. Для получения более определенного ответа необходимо уточнение значений термодинамических констант ломонтита и учет возможности участия монтмориллонита. Однако уже сейчас можно говорить (табл. 3), что наиболее благоприятные условия за-

Мольные доли CO_2 в водном растворе, необходимые для установления равновесия (3)

Давление, бар	Температура, °C							
	110		150		200		250	
	1	2	1	2	1	2	1	2
500	П. ф.	0,0003	П. ф.	0,002	П. ф.	0,011	—	—
1000	»	0,0002	»	0,001	»	0,009	П. ф.	0,078
1500	0,025	0,0001	»	0,001	»	0,008	»	0,087
2000	0,025	0,0001	»	0,001	»	0,007	»	0,098

Примечание: П. ф.—равновесные концентрации CO_2 достигаются лишь в паровой фазе; 1— $\Delta G_f^{\circ} 298$ ломонтита=—1600, 1 ккал; 2— $\Delta G_f^{\circ} 298$ ломонтита=—1598 ккал.

мещения ломонтита под влиянием роста химического потенциала CO_2 создаются при низких температурах и повышенных давлениях. Но даже минимальные расчетные концентрации (0,01 мол.%, т. е. ~250 мг CO_2 на 1 кг H_2O), необходимые для образования каолинита, в общем выше, чем, например, содержания углекислоты в паужетских водах в пластовых условиях по оценкам В. М. Сугробова (1965) и нашим подсчетам на основании оценок значений рН.

ВЫВОДЫ

Таким образом, ломонтит обладает относительно широким полем устойчивости, и для замещения его глинистыми минералами требуется понижение рН, вероятно, вплоть до слабокислых значений. Если рассматривать замещение ломонтита в зависимости от химического потенциала CO_2 , то для замещения его (и, следовательно, для создания необходимого рН) требуются значительные концентрации углекислоты. В отличие от ломонтита анальцит устойчив в заметно более узком интервале значений рН и может подвергаться замещению уже в щелочной среде. Он неустойчив в контакте с морской водой среднего состава, что, в частности, ограничивает возможности его возникновения в донных осадках. Присутствие ломонтита и отсутствие анальцита в некоторых цеолитизированных осадочных толщах (Коссовская, Шутов, 1961; Запорожцева и др., 1963), где по температурным условиям могли бы, казалось, развиваться оба, возможно, объясняется более узким интервалом значений рН, при которых образуется анальцит.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968, пер. с англ.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Глушинский П. И. Цеолиты меловых отложений Севера Якутии.—Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука», 1968.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метатенеза в терригенных и вулканогенных породах.—Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 3.
- Набоко С. И. Роль поровых растворов в гидротермальном минералообразовании и метаморфизме пород.—В сб.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.
- Набоко С. И., Карпов Г. А., Родникова А. П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование.—В сб.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., «Наука», 1965.
- Наутов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971.

- Рыженко Б. Н.* Определение констант диссоциации угольной кислоты и расчет степени гидролиза CO_3^{2-} - и HCO_3^- -ионов в растворах карбонатов и бикарбонатов при повышенных температурах.— *Геохимия*, 1963, № 2.
- Сендеров Э. Э.* Влияние CO_2 на устойчивость ломонтита.— *Геохимия*, 1973, № 2.
- Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И.* Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., «Наука», 1970.
- Сугробов В. М.* Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами.— В сб.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., «Наука», 1965.
- Трухин Ю. П.* Некоторые особенности гидротермального метаморфизма на Большее-Банном геотермальном месторождении.— В сб.: Молодые гидротермальноизмененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1969.
- Эллис А. Дж.* Химия некоторых исследованных геотермальных систем.— В сб.: Геохимия рудных месторождений, ред. Х. Барнс. «Мир», 1970, пер. с англ.
- Campbell A. S., Fyfe W. S.* Analcime — albite equilibria.— *Amer. J. Sci.*, 1965, v. 263, No. 9.
- Hemley J. J.* Stability limit of analcite — quartz at 1000 bars total pressure.— *Geol. Soc. Amer., Special Papers*, 1966, No. 87, (p. 78).
- Thompson A. B.* Analcite — albite equilibria at low temperatures.— *Amer. J. Sci.*, 1971, v. 271, No. 1.
- Zen, E-an.* Gibbs free energy, enthalpy, and entropy of ten rock — forming minerals: calculations, discrepancies, implications.— *Amer. Mineralogist*, 1972, v. 57, No. 3—4.

ГЕОХИ
Москва

Дата поступления
16.V.1973

МЕРА ВЛИЯНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ И ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОРОД НА ПРОДУКТИВНОСТЬ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В. А. БАБОШИН

С помощью одномерного двухфакторного дисперсионного анализа доказывается, что литологический контроль составляет 89—90% от суммы действия всех факторов, влияющих на продуктивность мусковитоносных пегматитов беломорского типа месторождений. В связи с этим литологические признаки слюдоносности должны быть определяющими при перспективной оценке метаморфических комплексов.

Среди главных факторов, контролирующих размещение и степень слюдоносности мусковитосодержащих пегматитов, в настоящее время известны литологические, тектонические, метаморфические и магматические. Они действуют совместно. В практическом плане очень интересно выявить важнейшие из них, так как последние в свою очередь определяют значимость тех или иных поисковых признаков и оценочных критериев слюдоносности. Для математической статистики использовали материалы по Беломорью.

Геологические и статистические исследования позволяют выделить по минеральному и химическому составу несколько групп вмещающих пород, оказывающих различное воздействие на формирование мусковита в пегматитах: непродуктивные, продуктивные, индифферентные и полупродуктивные.

Значительные количества железомagneзиальных окислов и калия во вмещающих породах оказывают неблагоприятное влияние на формирование мусковита в пегматитах. В этих случаях вместо мусковита образуются соответственно биотит или иногда микроклин. Для пород Беломорья установлены пределы содержаний названных химических компонентов, при превышении которых метаморфические образования становятся непродуктивными, и залегающие в них пегматиты оказываются промышленно бесплодными. Такие пределы (14% железомagneзиальных окислов и 4% окиси калия) служат абсолютными границами при определении свойств продуктивности-непродуктивности вмещающей среды. На основании этого к непродуктивным породам отнесены микроклинсодержащие гнейсы, лейкократовые гранито-гнейсы, аплитовидные породы, подавляющая часть амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Палеорекострукция литологического состава этих пород, проведенная с помощью диаграмм А. Симонена (Simonen, 1953), Г. Г. Хуккенхольца (Huckenholz, 1961), В. К. Головенка (1964), Ю. Б. Богданова и др. (1966), показывает, что непродуктивные образования — метаморфические аналоги граувакков, аркозовых и других песков, мергелей.

К продуктивным породам принадлежат кианитсодержащие, гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы. Из них на месторождениях мусковита наиболее обычны такие разновидности, которые по химическому составу тяготеют к «железомagneзиальной» и «калиевой» границам абсолютной непродуктивности. Продуктивные гнейсы образовались

преимущественно за счет метаморфизма морских глин, реже граувакков. При сравнении химического состава отдельных разновидностей продуктивных и непродуктивных пород обращают на себя внимание значительные области перекрытий в содержаниях SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и CaO . На основании этого сделан вывод, что кремнезем, глинозем, натрий и известь не оказывают влияния на свойства продуктивности-непродуктивности вмещающих гнейсов и сланцев, а такие породы, как кварциты, мраморы, эрланы, индифферентны к процессам слюдообразования в пегматитах. Индифферентные вмещающие породы возникли в результате метаморфизма карбонатных и существенно кварцевых осадочных пород.

Особую группу представляют сравнительно мало изученные образования, которые нами отнесены к полупродуктивным породам, так как они вмещают не чисто слюдяные, а комплексные (слюдяно-керамические) месторождения. В пегматитовых жилах таких месторождений наряду с мусковитом значительную роль играет биотит. К полупродуктивным породам относятся некоторые редкие разновидности амфиболовых гнейсов и амфиболитов, которые образовались в результате метаморфизма мергелисто-глинистых осадков. По данным А. В. Сидоренко и др. (1968), подобные амфиболовые породы могут возникать также в результате метаморфизма красноцветных глин.

Можно выделить три главных группы мусковитовых месторождений по набору разновидностей вмещающих пород и особенностям литолого-петрографических разрезов. В каждой из них степень влияния вмещающих гнейсов на характер ослюденения или размещения пегматитов различна: в одних случаях на первый план выступает локальный литологический, в других — локальный тектонический контроль.

Первая группа мусковитовых месторождений отличается преобладанием сравнительно монотонных по физическим свойствам продуктивных вмещающих гнейсов и сланцев с отдельными сравнительно редкими, но мощными прослоями, линзами или будинами непродуктивных пород (преимущественно амфиболитов). Мощность последних, как правило, более 10 м. Пример такого типа строения вмещающих пород — уральские месторождения.

Вторая группа мусковитовых месторождений характеризуется наличием продуктивных гнейсов, часто переслаивающихся с индифферентными породами (обычно кварцитами, мраморами, скарноподобными породами). К этой группе принадлежат месторождения Мамско-Чуйского района.

Обе группы месторождений слюдоносных пегматитов обладают сравнительно равномерным распределением продуктивных гнейсов и сланцев. Локальное влияние минерального и химического составов вмещающих пород на степень слюдоносности жил нивелируется по всему объему продуктивного пояса, горизонта, толщи, свиты и т. д. Вследствие этого на первый план здесь выдвигается локальный тектонический контроль, обусловленный различием физических свойств переслаивающихся вмещающих пород. Более хрупкие амфиболиты и кварциты легко образуют при деформациях трещины (пегматитовмещающие полости).

Третья группа мусковитовых месторождений характеризуется продуктивными гнейсами, переслаивающимися в той или иной мере с непродуктивными породами. В таких продуктивных зонах, особенно, когда продуктивные и непродуктивные породы сравнительно однородны по физическим свойствам, на первый план выступает локальный литологический контроль слюдоносных пегматитов. Более хрупкие породы, например амфиболиты, имеют здесь мощность от нескольких сантиметров до первых метров, т. е. они не создают резкой анизотропии среды в тектоническом отношении. Примеры такого типа состава вмещающих пород — многие месторождения Карело-Кольского региона.

Мера влияния вмещающих и подстилающих пород на продуктивность слюдоносных пегматитов наиболее удобна для изучения на площадях третьей группы месторождений, где развиты породы-антагонисты по своему отношению к мусковитообразованию. Такая работа проделана нами на двух участках Беломорья, достаточно разбуренных скважинами: на горах Рекалат-тундра и Лейвойва-тундра. Для краткости будем называть их в дальнейшем соответственно первым и вторым участками.

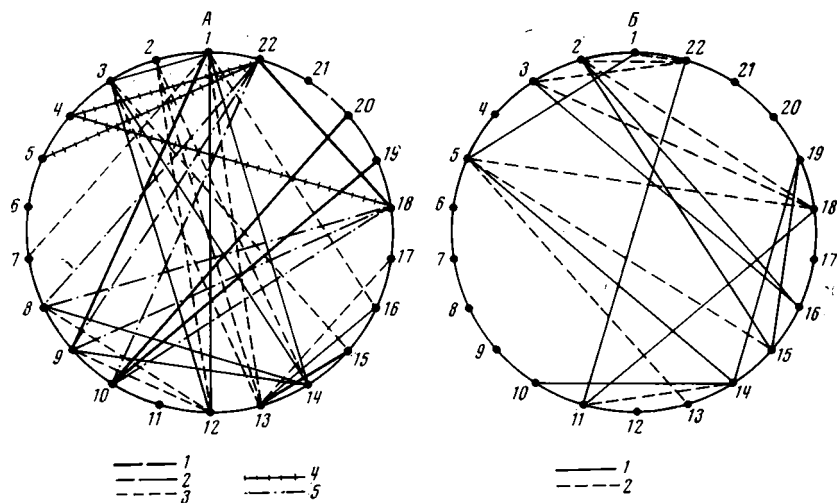
Методика определения меры влияния вмещающих и подстилающих пород на слюдоносность пегматитов может быть применена с соответствующими поправками и для других полезных ископаемых. В связи с этим на методической части проведенной работы остановимся более подробно.

Выбранные для исследования участки пегматитовых жил залегают среди продуктивных гнейсов, которые содержат ту или иную долю непродуктивных амфиболовых гнейсов и амфиболитов, биотитовых микроклинсодержащих гнейсов, лейкократовых двуслюдяных, мусковитовых и биотитовых гранито-гнейсов. В среднем количество непродуктивных пород достигает 20% общей мощности геологического разреза, а в различных частях этих участков — 1—80%. Для работы привлекали документацию только тех скважин, которые пересекали одновременно продуктивные и непродуктивные породы, слюдоносные и неслюдоносные пегматиты. Для представительности использовали скважины глубиной свыше 100 м.

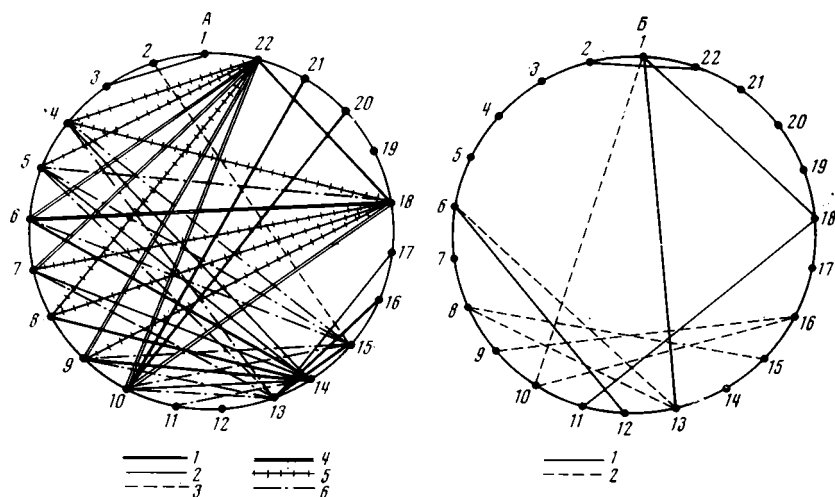
Среди непродуктивных пород первого участка преобладают двуслюдяные гранито-гнейсы (в среднем 62% всех непродуктивных пород) и амфиболовые породы (36%), реже встречаются биотитовые гранито-гнейсы (2%). На втором участке иная картина: преобладают микроклинсодержащие биотитовые гнейсы (59%) и амфиболсодержащие породы (31%), меньше двуслюдяных гранито-гнейсов (10%). На втором участке представлены все разновидности продуктивных пород, а на первом отсутствуют кианитсодержащие гнейсы.

Для исследования корреляционной статистической связи между слюдоносными пегматитами и вмещающими их породами на указанных участках мы выбрали 22 параметра, данные по которым были обработаны ЭВМ для получения парных коэффициентов корреляции («каждого параметра с каждым»): 1) глубина скважины; 2) количество прослоев непродуктивных двуслюдяных гранито-гнейсов; 3) их суммарная мощность; 4) количество прослоев непродуктивных амфиболсодержащих пород; 5) их суммарная мощность; 6) количество прослоев непродуктивных биотитовых гранито-гнейсов; 7) их суммарная мощность; 8) количество прослоев непродуктивных пород; 9) их суммарная мощность; 10) их содержание, процент от общей мощности метаморфических пород в разрезе; 11) содержание наиболее глиноземистых пород, процент от общей мощности только продуктивных гнейсов; 12) количество пегматитовых жил, подсекаемых скважиной; 13) количество слюдоносных пегматитов; 14) количество неслюдоносных пегматитов; 15) количество слюдоносных пегматитов с кристаллами мусковита 1—2 см в поперечнике; 16) количество слюдоносных пегматитов с кристаллами мусковита 3—4 см в поперечнике; 17) количество слюдоносных пегматитов с кристаллами мусковита 5 см и более в поперечнике; 18) слюдоносность разреза, %; 19) содержание двуслюдяных гранито-гнейсов, процент от общей мощности непродуктивных пород; 20) содержание амфиболовых пород, процент от общей мощности непродуктивных пород; 21) содержание биотитовых гранито-гнейсов, процент от общей мощности непродуктивных пород; 22) содержание слюдоносных жил, процент от общего числа пегматитов в разрезе.

Из этих параметров следует определить те, которые характеризуют слюдоносность. При поисковых работах не всегда можно использовать



Фиг. 1. Круговая диаграмма корреляционных связей: пегматиты — вмещающие их породы для первого участка
 Номера параметров расшифрованы в тексте. А. Сильные и средние связи: положительные r : 1 — $>0,5$; 2 — $0,4-0,5$; 3 — $0,25-0,4$; отрицательные r : 4 — $0,4-0,5$; 5 — $0,25-0,4$. Б. Слабые связи ($r=0,15-0,25$): 1 — положительные, 2 — отрицательные



Фиг. 2. Круговая диаграмма корреляционных связей: пегматиты — вмещающие их породы для второго участка
 Номера параметров расшифрованы в тексте. А. Сильные и средние связи: положительные r : 1 — $>0,5$; 2 — $0,4-0,5$; 3 — $0,25-0,4$; отрицательные r : 4 — $>0,5$; 5 — $0,4-0,5$; 6 — $0,25-0,4$. Б. Слабые связи ($r=0,15-0,25$): 1 — положительные, 2 — отрицательные

данные опробования, поэтому здесь за основу взята минералогическая слюдоносность. Каждая слюдоносная жила в отличие от неслюдоносной содержит мусковит, размеры кристаллов которого более 1 см в поперечнике.

В связи с тем что в нашу задачу входило изучение влияния на слюдоносность пегматитовых жил не только вмещающих, но и подстилающих пород, здесь вводится дополнительная характеристика — «слюдоносность разреза» (параметр 18). Она была получена следующим образом. Минералогическая слюдоносность оценивалась в баллах. Каждой

слюдоносной жиле, в которой обнаружен мусковит с размером кристаллов 1—2 см в поперечнике, а также каждой неслодоносной жиле присваивался один балл, слюдоносной жиле с кристаллами мусковита размером 3—4 см в поперечнике — два балла, а с размером мусковита 5 см и более в поперечнике — три балла. Слюдоносность разреза определялась количеством (%) «мусковитоносных» баллов от общего числа баллов, а относительная слюдоносность конкретной жилы оценивалась в процентах количества ее баллов от суммы баллов в разрезе.

Эти довольно условные величины слюдоносности по баллам мы были вынуждены ввести для математической задачи по определению влияния на продуктивность жил подстилающих пород. Такие величины удобны для кодирования, их числовые значения в окончательных выводах не фигурируют (т. е. они играют роль промежуточного звена).

Для расчета парных коэффициентов корреляции (r) было использовано следующее количество наблюдений: на первом участке — 157, на втором — 116. На круговых диаграммах (фиг. 1, 2) обозначены коэффициенты корреляции, значимо отличающиеся от нуля при уровне 0,95. Значения, достаточные для достоверности выборочного r , для первого участка будут более 0,15, для второго — более 0,18, для обоих вместе — более 0,12. При обсуждении полученных величин r мы не будем касаться таких из них, которые достаточно явны по условиям задачи.

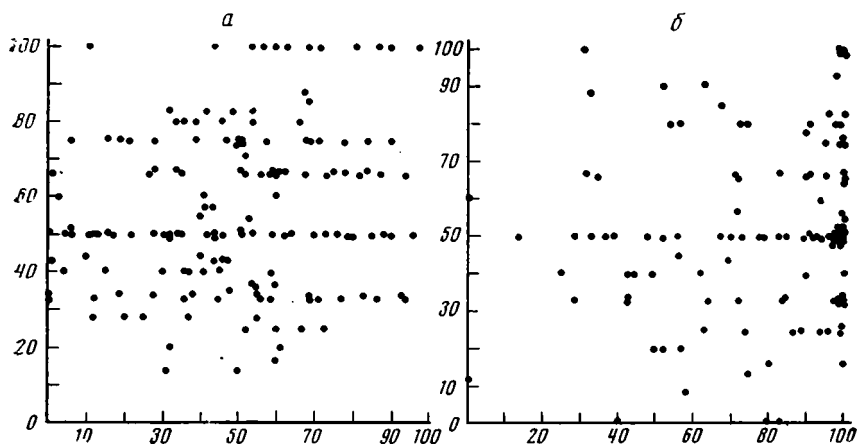
Правомерность выделенной нами условной единицы «слюдоносность разреза» (параметр 18) подтверждается ее очень сильной связью с количеством слюдоносных жил (параметр 22): для первого участка $r = +0,89$; для второго — $r = +0,92$.

Одна из самых важных констант, полученных в результате решения приведенной задачи, — коэффициент корреляции между содержаниями непродуктивных пород (параметр 10) и слюдоносных жил (параметр 22). Фиксируется отрицательная статистическая связь: для первого участка — средняя ($r = -0,33$), для второго — сильная ($r = -0,64$), для обоих участков вместе — сильная ($r = -0,50$)¹. Иными словами, чем больше в разрезе продуктивной толщи содержится примеси непродуктивных пород, тем меньше ее минералогическая слюдоносность.

Корреляционный статистический анализ нередко используется при выявлении продуктивных и непродуктивных вмещающих пород для ряда полезных ископаемых. Для слюдоносных пегматитов Карело-Кольского региона такие породы, как уже указывалось, были установлены геологическими методами. В нашей задаче эти данные находят подтверждение (фиг. 1, 2): например, свидетельствуют о правильности отнесения к непродуктивным породам двуслюдяных и биотитовых микроклинсодержащих гнейсов и гранито-гнейсов, амфиболсодержащих пород. Однако на первом участке фиксируется одно примечательное отклонение: между количеством слюдоносных пегматитов (параметр 13) и непродуктивных двуслюдяных гранито-гнейсов (параметры 2 и 3) устанавливается слабая и средняя положительные статистические связи (соответственно $r = +0,25$ и $+0,29$). Действительно, на этом участке иногда отмечается развитие кварц-мусковитового комплекса и пегматоидного пегматита по лейкократовым гранито-гнейсам.

Важно также подчеркнуть следующее. Уже давно замечено, что незначительная примесь непродуктивных микроклинсодержащих пород среди вмещающих продуктивных гнейсов благоприятно сказывается на мусковитоносности пегматитов. По-видимому, эти породы, если их количество не превышает определенного предела, служат источником калия для слюдообразующих растворов, с помощью которых происходит гидролиз полевых шпатов с образованием мусковита. О справедливости

¹ Номенклатура силы корреляционной связи (слабая, средняя и т. д.) дана по Н. А. Плохинскому (1961).



Фиг. 3. Двойные диаграммы; количество слюдоносных жил — гнейсы с повышенной глиноземистостью

График построен по данным буровых скважин: а — первого участка, б — второго участка. Ось абсцисс: а — содержание гранат-биотитовых гнейсов, %; б — содержание кианитосодержащих гнейсов, %. Ось ординат: количество слюдоносных жил, %

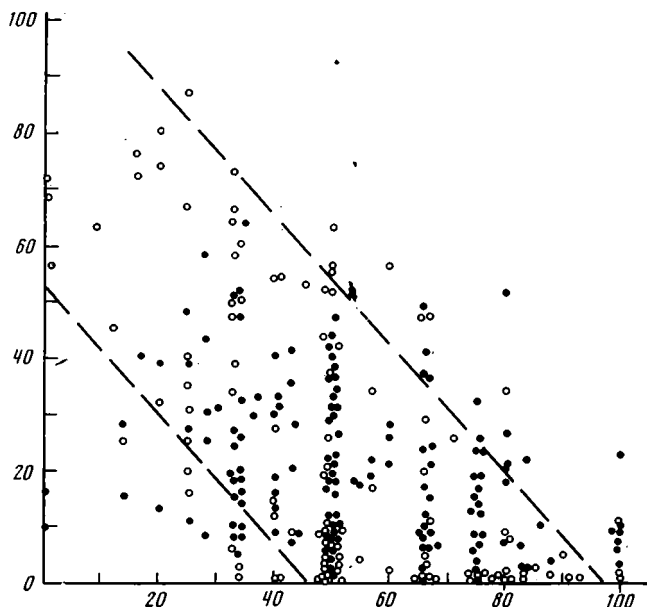
такого предположения говорит также приведенное выше статистическое наблюдение: на месторождениях мусковита наиболее часто встречаются такие разновидности продуктивных пород, которые по содержанию калия тяготеют к пределу абсолютной непродуктивности. Оптимальное содержание K_2O в системе вмещающие породы + раствор + полевые шпаты пегматитов — 2,5—4 %.

Общее количество слюдоносных жил (параметр 13) на обоих участках характеризуется: 1) сильной положительной связью с пегматитами, имеющими размер кристаллов мусковита 1—2 см в поперечнике (параметр 15) (для первого участка $r = +0,70$, для второго — $r = +0,65$), 2) сильной положительной связью для второго участка ($r = +0,75$) и средней для первого ($r = +0,42$) с пегматитами, содержащими мусковит до 3—4 см в поперечнике (параметр 16), 3) средней положительной связью (для первого участка $r = +0,28$, для второго участка — $r = +0,49$) с пегматитами, содержащими мусковит размером свыше 5 см и более в поперечнике (параметр 17). Иными словами, при возрастании роли продуктивных пород в разрезе увеличение количества слюдоносных жил на первом участке происходит главным образом за счет прироста слабослюдоносных жил (с размером кристаллов мусковита 1—2 см), а на втором — за счет пегматитов с кристаллами мусковита 1—4 см в поперечнике.

Среди собственно продуктивных гнейсов мы дополнительно выделили такие разновидности, которые, по представлениям некоторых исследователей, наиболее глиноземистые (параметр 11): на первом участке это гранат-биотитовые, а на втором — кианитосодержащие гнейсы. В результате корреляционного анализа обнаруживается слабая положительная связь (вблизи предела значимости) их содержания со слюдоносностью разреза ($r = +0,18$) или ее отсутствие. На диаграммах фиг. 3 довольно отчетливо показано, что какой-либо ясной зависимости между содержаниями слюдоносных жил в разрезах и так называемых высокоглиноземистыми гнейсами в продуктивных породах не отмечается. Если бы продуктивность пород определялась их повышенной глиноземистостью, как это следует из работ Г. Н. Бунтина (1940), В. Д. Никитина (1950) и др., то существовала бы и более высокая связь между этими параметрами, чем между слюдоносными жилами и всеми продуктивными гнейсами вместе взятыми.

Между содержаниями глиноземистых пород в продуктивной толще и количеством неслюдоносных пегматитов отмечается слабая для первого участка ($r = -0,16$) и средняя для второго участка ($r = -0,26$) отрицательные связи. Такие обратные связи могут быть отражением влияния общего количества продуктивных пород, в которых «высокоглиноземистые» гнейсы значительно преобладают над другими продуктивными метаморфическими образованиями.

Итак, в зависимости от особенностей петрографического состава, строения, соотношения продуктивных и непродуктивных пород на каждом конкретном участке с помощью математической статистики фиксируется разная мера контроля слюдоносных пегматитов. Устанавлива-



Фиг. 4. График корреляционной связи между содержанием непродуктивных пород и количеством слюдоносных жил. Данные по скважинам: черные кружки — первого участка, светлые кружки — второго участка; прерывистая линия — общая тенденция. Ось абсцисс: содержание слюдоносных жил, %; ось ординат: содержание непродуктивных пород, %. $r = -0,5$

ются также общие закономерности с сильными корреляционными связями. К таким, например, относится математически доказанный факт, что слюдоносность продуктивной толщи падает по мере увеличения в ее составе «примеси» непродуктивных пород. Коэффициент корреляции (в среднем $-0,50$) довольно высокий². Это отражено на диаграмме фиг. 4, несмотря на то, что одновременно здесь же действует и прямо противоположный фактор: чем более разнородна толща, тем больше в ней возрастает возможность образования трещин и соответственно пегматитовмещающих полостей. В таких неоднородных по строению слюдоносных толщах, характеризующихся частым переслаиванием различных по физическим свойствам пород, отмечается сильная и средняя статистические связи между количеством неслюдоносных пегматитов и количеством прослоев непродуктивных пород (коэффициенты корреляции для разных пород от $+0,27$ до $+0,63$).

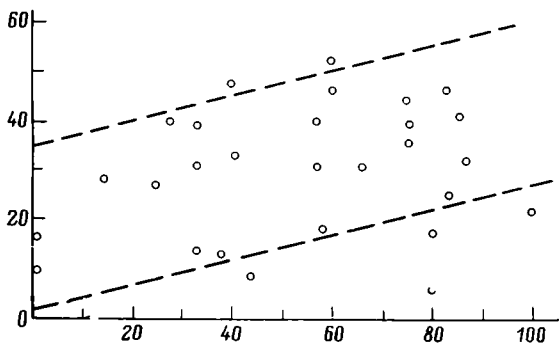
² Связь между продуктивными породами и слюдоносными пегматитами, как и вообще в такого типа задачах с процентными величинами, характеризуется той же величиной r , но с положительным знаком, т. е. $+0,50$. Процентное содержание пород имеет очень сильную положительную связь с их суммарной мощностью (в среднем $r = +0,90$).

На первом участке пегматитовых жил с целью определения меры локального тектонического контроля в конкретных условиях мы выделили такие разрезы по скважинам, в которых амфиболсодержащие породы (преимущественно ортоамфиболиты) в два и более раза превышают по мощности другие непродуктивные образования. В этих случаях устанавливается (фиг. 5), что слюдоносность несколько возрастает с увеличением количества амфиболсодержащих пород ($r = +0,25$). Таким образом, локальный тектонический и литологический факторы действуют одновременно в противоположных направлениях (т. е. затушевывают друг друга), но действие литологического фактора было сильнее.

Как указывалось выше, в нашу задачу входило выявление наиболее действенных факторов контроля при одновременном воздействии многих факторов на размещение жил и формирование в них мусковита. Такая работа для беломорского типа строения вмещающих пород была проведена с помощью одномерного двухфакторно-

го анализа (разложение природной дисперсии по составляющим факторам, программа Д. Л. Серовой, ВСЕГЕИ). Для надежности было продублировано несколько вариантов задачи с различными сочетаниями вмещающих пород. Результаты во всех случаях оказались поразительными: локальный литологический контроль для беломорских пегматитов составляет 89—90% от суммы действия всех факторов, влияющих на слюдоносность жил (табл. 1)³.

Применение математической статистики надежно при больших количествах анализов. В связи с этим при определении меры влияния вмещающих пород на продуктивность пегматитов наиболее представительна минералогическая слюдоносность. Лишь большое количество такого материала позволяет выявить статистические закономерности литологического контроля. Однако в таких случаях необходимо проверять связь минералогической слюдоносности с промышленной. Для этой цели на одном из действующих промышленном месторождении был проведен корреляционный статистический анализ с использованием данных опробования слюдоносных жил. В результате были получены довольно близкие значения коэффициентов корреляции между содержаниями непродуктивных пород в разрезе и 1) количеством минералогически слюдоносных жил (содержащими кристаллы мусковита свыше 1—2 см в поперечнике) — $r = -0,39$; 2) количеством слюдоносных жил (содержащими мусковита свыше 3 кг/м³) — $r = -0,34$; 3) количеством промышленно слюдоносных жил (содержащими мусковита свыше 12 кг/м³) — $r = -0,33$. Многократная корреляция по методу



Фиг. 5. Корреляционная связь между количеством слюдоносных жил и амфиболсодержащими непродуктивными ортопородами в продуктивной толще первого участка

Ось абсцисс: слюдоносность, %; ось ординат: содержание непродуктивных пород, %.
 $r = +0,25$

³ В табл. 1, 2 приведены данные преимущественно по отрицательному влиянию непродуктивных пород на слюдоносность пегматитов. Как и в вышеприведенных пояснениях к результатам корреляционного анализа, влияние продуктивных гнейсов характеризуется той же величиной (графа «сумма организованных факторов»), но со знаком плюс.

Таблица 1

**Степень влияния содержаний различных пород в геологическом разрезе
на слюдоносность пегматитов**

Номер задачи	Наименование фактора (содержание пород, % от общей мощности геологического разреза)	Степень влияния на слюдоносность пегматитов, % от суммы действия всех факторов			
		отдельных факторов	взаимодействия факторов А и Б	суммы организованных (учтенных здесь) факторов	остальных (неорганизованных) факторов
1	А. Общее количество непродуктивных пород	65			
	Б. Количество высокоглиноземистых продуктивных гнейсов	4	20	89	11
2	А. Общее количество непродуктивных пород	7			
	Б. Количество двуслюдяных гранито-гнейсов	29	53	89	11
3	А. Количество амфиболсодержащих пород	35			
	Б. Количество двуслюдяных и биотитовых гранито-гнейсов	18	37	90	10
4	А. Количество двуслюдяных гранито-гнейсов	26			
	Б. Количество амфиболсодержащих пород и биотитовых гранито-гнейсов	29	35	90	10

Таблица 2

Мера влияния подстилающих пород на степень слюдоносности пегматитовой жилы

Номер задачи	Наименование фактора (содержание пород, % от общей мощности подстилающих отложений)	Степень влияния на слюдоносность пегматита, % от суммы действия всех факторов			
		отдельных факторов	взаимодействия факторов А и Б	суммы организованных (учтенных здесь) факторов	остальных (неорганизованных) факторов
1	А. Общее количество непродуктивных пород	1			
	Б. Количество амфиболсодержащих пород	27	26	54	46
2	А. Количество амфиболсодержащих пород	27			
	Б. Количество двуслюдяных и биотитовых гранито-гнейсов	12	16	55	45

Ю. К. Буркова (Боровиков, Бурков, 1968) показала, что здесь наибольший антагонизм фиксируется между количествами непродуктивных пород в разрезе месторождений и промышленных пегматитов. Преобладающая часть промышленных жил наблюдается в таких участках месторождений, разрезы которых характеризуются содержанием непродуктивных пород не более 30% общей мощности.

Наконец, мы провели корреляционный анализ для выявления связей между минералогической слюдоносностью и подстилающими породами. При этом учитывали разрезы таких скважин, в которых мощность пород, подстилающих пегматиты, превышала 50 м (для представительности).

Для первого участка отмечается отсутствие корреляционной связи между слюдоносностью пегматитов и количеством непродуктивных пород в подстилающих эти пегматиты продуктивных гнейсах. На втором

участке обращает на себя внимание сильная отрицательная связь между слюдоносностью жил и содержанием амфиболовых пород ($r = -0,52$), а также средняя положительная связь между слюдоносными жилами и «примесью» микроклинсодержащих пород в подстилающих гнейсах ($r = +0,40$). Таким образом, только здесь подтверждается вывод В. Д. Никитина (1950, 1959) о том, что если в подстилающих гнейсах значительную роль играют амфиболиты, то это отрицательно сказывается на слюдоносности пегматитовых жил. Однако в отношении неблагоприятного влияния микроклинсодержащих подстилающих пород на слюдоносность пегматитов мнение В. Д. Никитина не подтвердилось.

Следует пояснить, почему влияние подстилающих пегматиты пород обнаруживается лишь на одном из двух рассматриваемых участков. Подстилающие гнейсы — составная часть вмещающих пород, и во многих случаях их влияние, возможно, затушевывается воздействием вмещающих пород в целом. Последнее обстоятельство должно учитываться и при обсуждении результатов одномерного двухфакторного дисперсионного анализа (табл. 2). Мера влияния подстилающих пород на относительную слюдоносность пегматитовой жилы или сумма организованных факторов, составляет 54—55%. Это почти вдвое меньше, чем влияние всех вмещающих пород, поэтому при оценке пегматитовых полей на слюдоносность по литологическим признакам следует ориентироваться прежде всего на геологический разрез в целом, а не на его часть — подстилающие жильные тела породы.

Итак, литологические факторы контроля слюдоносных пегматитов — одни из наиболее важных. Этот вывод находится в противоречии с представлениями некоторых исследователей; например, Х. М. Абдуллаев и А. И. Гинзбург (1962, стр. 79) считают, что важен не сам состав вмещающих пород, а степень их метаморфизма, отвечающая глубине формирования. По мнению этих исследователей, породы, среди которых залегают пегматиты, могут быть самыми различными по составу.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М., Гинзбург А. И. К вопросу о классификации гранитных пегматитов. — Сов. геология, 1962, № 1.
- Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Петров В. П., Предовский А. А. Некоторые особенности литологии и химизма метаморфизованных осадочных пород восточной части Балтийского щита. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1966, № 18, вып. 3.
- Боровиков Л. И., Бурков Ю. К. Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза. — В сб.: Генезис и классификация осадочных пород. М., «Наука», 1968.
- Бунтин Г. Н. О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии. — Уч. зап. ЛГУ. Серия геол.-почв. наук, 1940, вып. 9.
- Головенко В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). — Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1964, т. 97.
- Никитин В. Д. К генезису слюдяных пегматитов Карелии. — Зап. Всес. Минералог. о-ва, 1950, ч. 79, вып. 4.
- Никитин В. Д. К дискуссии о влиянии вмещающих пород на тип минерализации эндогенных месторождений (на примере пегматитов и жил с горным хрусталем). — Зап. Всес. минералог. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 5.
- Плохинский Н. А. Биометрия. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1961.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В., Жук-Почкутов К. А., Розен О. М. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4.
- Huckenholz H. G. Versuch einer Klassifikation der Sandsteingruppe. — Fortschr. Mineral., 1961, B. 39, No. 1.
- Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, early archaic supracrustal rocks in Southwestern Finland. — Bull. Comiss. geol. Finlande, 1953, No. 160.

УДК 553.068.5

**О ВОЗМОЖНОСТЯХ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА
ГОРНОГО АЛЛЮВИЯ И ЕГО ЗНАЧЕНИИ ПРИ ПОИСКАХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
АЛЛЮВИАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА**

А. А. ЧИСТЯКОВ

В аллювии горных рек резко преобладают русловые фации, а пойменные ограничены. Русловый аллювий подразделен на следующие основные типы отложений: прямолинейных однорукавных русл; извилистых однорукавных русл; разбросанных, или многорукавных русл. Долины горных рек часто осложнены различного рода перемычками (обвальными, литологическими, тектоническими и т. п.), которые по характеру воздействия на гидродинамический режим потоков подразделены на три типа: перегораживающие, или плотинные; суживающие, струенаправляющие. У перемычек формируются специфические фации подпруживания и природных экранов, как правило, представленные мелкими песчано-гравийными отложениями. Россыпи и месторождения строительных материалов тяготеют к определенным фациям горного аллювия.

Фациальный анализ горного аллювия в отличие от равнинного в настоящее время развит очень слабо. В первую очередь это объясняется тем, что изучение гидрологических особенностей бурных горных рек связано с большими трудностями. Только в последние годы появилось несколько обобщающих работ по гидродинамическому режиму и наносам горных рек (Артамонов, 1963; Данелия, 1964; Талмаза, Крошкин, 1968; Умаров, 1972; Талмаза, 1972; Крошкин, 1972, и др.). Эти работы показали, что гидродинамические обстановки накопления аллювия в горных реках коренным образом отличаются от таковых равнинных рек. Благодаря значительным уклонам русел течение горных потоков достигает больших скоростей (до 6 м/сек и более) и приобретает бурнотурбулентный характер (категория быстротоков) с совершенно иными схемами внутренней поперечной и продольной циркуляции. Число Фруда (Fr), характеризующее кинетичность потока ($Fr = \frac{V^2}{gH}$) в бурных потоках (быстротоках) бывает равно или обычно больше единицы. Потоки горных рек часто оказываются сверхбурными, характеризующимися тем, что однажды возникшая в таком потоке волна, перемещаясь вниз по руслу, увеличивается по амплитуде. В связи с этим горные реки обладают огромной транспортирующей способностью. Наивысшее содержание наносов в паводок на горных реках может достигать 50—60 кг/м³ (Джамалов, Акаев, 1958); это практически селевые потоки. Та же величина на равнинных реках всего 1 кг/м³.

Гидрологи совершенно справедливо отмечают, что характер строения аллювиальных отложений горных рек, в особенности распределение их по крупности обломков отражает определенные гидравлические ситуации (расходы воды, скорости течения, уклоны и т. п.), а также часто и влияние конфигурации русла (Копалиани, 1969). Следовательно, тща-

тельное литологическое изучение современного и более древнего аллювия позволяет выявить фациальные обстановки его накопления.

Основные фации горного аллювия — русловые, а пойменные имеют резко подчиненное значение. Кроме того, выделяются фации, образующиеся у различного рода перемычек, перегораживающих горные долины.

По гидродинамическим обстановкам формирования руслового аллювия горные русла можно подразделить на однорукавные, неделиющиеся на протоки «единые» русла, и многорукавные, или разбросанные русла, дробящиеся на многочисленные протоки, разделенные косами и островами. В первом типе можно выделить прямолинейные, или слабо изгибающиеся русла и извилистые русла с частыми излучинами, а во втором — русла, состоящие из примерно равнозначных протоков и рукавов, и русла, где четко выделяется основное главное русло с наибольшими расходами воды и наносов и второстепенные боковые протоки со значительно меньшими расходами.

Современный аллювий однорукавных прямолинейных русел обычно представлен валунами и галечниками, часто образующими грядобразные формы рельефа русла с цепью следующих друг за другом плесов и перекатов, глубины которых мало отличаются друг от друга. Эти валунные гряды, ориентированные в основном нормально к потоку, имеют своеобразный ступенчатый продольный профиль и параболическую форму поперечных сечений. Натурно исследуя малые реки Восточного Памира, Г. А. Дружинин (1970) установил, что на гребнях гряд продольные придонные скорости горных потоков достигают наибольших значений. Поэтому эти гребни и сложены наиболее грубым, обычно крупновалунным материалом. В подвалах гряд и на прилегающих к ним участках по сравнению с гребнями придонные скорости уменьшаются втрое, и здесь становится возможным отложение более мелких обломков. Влияние гряды на придонные скорости обычно ощущается на расстоянии, равном пяти глубинам. Большая крупность материала отложений гряд препятствует их размыву, который происходит, как правило, только во время наиболее больших паводков малой обеспеченности (примерно 4—5%), когда расходы становятся руслоразрушающими.

В современном аллювии однорукавных прямолинейных русел выделяются две основные фации: строжневая и прибрежная, формирующиеся в разных гидродинамических обстановках и существенно отличающиеся по своему фракционному составу. Строжневая фация формируется в середине русла, где скорости течения наивысшие и крупность материала перемещаемых наносов наибольшая, а прибрежная — в береговой зоне, где течение вследствие большой шероховатости берегов замедленное, горный поток часто уже не носит бурный характер ($Fr < 1$) и становится возможным накопление значительно более мелких фракций наносов. Крупность материала отложений стержневой фации может быть более чем в 5 раз крупнее материала прибрежной. В отложениях однорукавных прямолинейных русел наблюдается и некоторая продольная сортировка по величине галек и валунов и их петрографическому составу. Это обусловлено тем, что более легкие обломки пород одинаковой формы и размеров уносятся течением дальше тяжелых, а более крупные обломки одинакового удельного веса и формы начинают движение позже и движутся медленнее более мелких (Данелия, 1964). Вследствие этого после поступления какой-либо порции обломочного материала со склонов или из притоков наиболее крупные валуны и обломки относительно большего удельного веса перемещаются вниз по течению на значительно меньшие расстояния по сравнению с более мелкими и легкими.

Фации плесов и перекатов в прямолинейных однорукавных руслах трудно отделимы друг от друга, хотя в углублениях русла между гряда-

ми в затишных условиях возможно накопление материала более мелкого по сравнению с валунами, слагающими гряды перекатов.

В прямолинейных руслах, как и в других типах русел, вследствие вымывания мелких фракций происходит образование естественных мостовых и скопление обломков повышенной крупности. В стрежневых фациях размеры обломков обычно до 3 раз превышают фракционный состав наносов, транспортируемых потоком. В результате этого процесса в русловом аллювии часто формируются слои отложений, характеризующиеся наиболее грубым гранулометрическим составом (обычно это валуны до 1 м в поперечнике) и отсутствием даже в качестве заполнителя отложений мелких фракций. Такого рода отложения, накопившиеся в специфической фациальной обстановке в процессе вымывания мелких фракций из руслового аллювия, можно отнести к фации самоотмостки, широко распространенной в русловых отложениях горных рек.

Отмостка русел крупными отложениями может происходить также ниже впадения притоков, которые вследствие более крутых уклонов продольного профиля часто приносят более крупные наносы, чем главная река до места их впадения. Средний диаметр камней такой отмостки уменьшается вниз по долине до присоединения следующего притока. Наиболее крупная отмостка обычно образуется в главной долине при выходе из боковых притоков селей, способных перемещать громадные валуны и глыбы. Отмостка русла крупными обломками, перемещаемыми рекой на короткие расстояния, обычно со слабой окаткой может происходить и вследствие поступления достаточно крупного материала с развивающихся осыпных склонов. Более грубая отмостка образуется в результате поступления в русло обвального материала. Отделить отложения самоотмостки от отмостки, образовавшейся в результате поступления в русло обломочного материала притоков, селей, осыпей и обвалов, обычно удается на основании изучения петрографического состава и степени окатанности валунов, слагающих отмостку. Так как грубые отложения субфации самоотмостки и отмостки, обладающие повышенной шероховатостью, могут служить ложным плотиком при формировании россыпей, их выделение и изучение в разрезах горного аллювия представляют большой практический интерес. В частности, в долине Зеравшана в гравийно-песчаном заполнителе галечного аллювия, залегающего непосредственно на валунах и глыбах субфации отмостки, наблюдалось резко повышенное содержание минералов тяжелой фракции.

В извилистых руслах гидродинамический режим горных потоков существенно отличается от прямолинейных, так как на поворотах возникает интенсивная одиночная поперечная циркуляция, при которой донное течение с влекомыми наносами направлено от вогнутого берега с большими глубинами к выпуклому берегу с меньшими глубинами. На излучине русла четко обособляются две фациальные обстановки, обусловленные особенностями гидродинамического режима: стрежень в плесе у вогнутого берега с наибольшими глубинами и скоростями течения, а также наиболее грубыми влекомыми наносами, и побочень (прирусловая отмель) у выпуклого берега, где размыв сменяется уже аккумуляцией наносов, величины зерен которых во много раз меньше, чем наносов зерен, перемещаемых у вогнутого берега.

Стрежневая фация извилистых русел представлена наиболее грубыми валунами и гальками, которые поперечные циркуляционные течения не в состоянии переместить к противоположному выпуклому берегу. Крупность обломочного материала отложений стрежневой фации у вогнутого берега, как правило, постепенно уменьшается от начала к концу излучины.

В формировании отложений побочневой фации, или фации прирусловой отмели, принимают участие продольные и поперечные течения,

играющие решающую роль при распределении наносов на поворотах русла. Головные (т. е. расположенные вверх по течению) части побочней в большинстве случаев слагаются наиболее грубым обломочным материалом, приносимым продольными течениями. Вниз по излучине зона максимальных продольных скоростей смещается к вогнутому берегу, и побочень формируется главным образом за счет накопления наносов, перемещаемых поперечными циркуляционными течениями от вогнутого берега. Согласно опытным исследованиям Н. Ф. Дanelия (1964), на изгибе русла циркуляционные течения к выпуклому берегу в начале поворота выносят наиболее мелкие обломки, а среди обломков одинаковой формы и размеров — с наименьшими удельными весами. С увеличением крупности или удельного веса обломков траектории их перемещения от размываемого вогнутого берега к выпуклому постепенно выположиваются, и они отлагаются на побочне уже в середине и конце поворота. Вследствие этого в отложениях побочневой фации может образоваться весьма интересная и в общем аномальная сортировка обломочного материала по крупности с увеличением размеров обломков от центральных, а иногда и головных частей побочней к их хвостовым участкам. Обычно же крупность материала наносов уменьшается от начала руслового образования к его концу в несколько раз. Кроме того, в средних и концевых частях побочней нередко происходит повышенная концентрация тяжелых минералов, которые, как правило, более характерны для головных частей русловых форм. Это следует учитывать при шлиховом анализе современного горного аллювия.

При наличии двух и более излучин, следующих друг за другом, в горных руслах формируются перекааты, характеризующиеся специфической фациальной обстановкой. Отложения фации перекаатов по своему гранулометрическому составу и облику близки к таковым побочневой фации, хотя слагающий перекааты обломочный материал, особенно в пристрежневой части, значительно грубее. Это сходство вызвано тем, что перекааты и побочни формируются главным образом под воздействием одних и тех же поперечных циркуляционных течений. Укрупнение обломочного материала обычно происходит в межень, когда донные скорости увеличиваются и начинается естественная самоотмостка русла, при которой более мелкий обломочный материал выносится вниз по течению в прилегающие плесы. Отложения фации перекаатов в разрезах террас весьма сходны с побочневыми и могут быть отделены только в достаточно полных поперечных сечениях как промежуточные образования между наиболее грубыми отложениями фации плесов и относительно более мелкими отложениями побочневой фации. Фракционный состав отложений фации перекаатов примерно средний между таковыми добоочневых и плесовых, но обычно более близок к первым.

На расширенных участках горных долин (частных неотектонических впадинах, трогах и т. п.) реки обычно дробятся на отдельные протоки, и аллювиальные отложения формируются в разбросанных, или многорукавных, руслах. Разбросанные русла характеризуются весьма специфической гидродинамической обстановкой со сложными многократными поперечными циркуляциями. Наиболее характерная их особенность — при отделении рукава, или протока, ширина захвата им донных струй основного потока оказывается значительно больше ширины захвата поверхностных струй (Гришанин, 1969). Вследствие того что главная часть твердого расхода проходит около дна, в рукав «засасывается» большая часть наносов, в особенности взвешенных основного русла. Так как транспортирующая способность рукавов намного меньше основного потока, они обычно быстро заносятся наносами и вынуждены менять свое направление. Это способствует проявлению аккумулятивных процессов, и участки горных рек с многорукавными руслами обычно находятся в перестративной, а также местами и в констративной ди-

намической фазах аккумуляции аллювия, в понимании В. В. Ламакина (1948).

В разбросанных руслах можно выделить следующие основные фациальные обстановки: основное, или главное, русло с наивысшими скоростями течения и самыми крупными наносами, второстепенные рукава со значительно меньшими расходами, слабым течением, а также косы, острова и мели, разделяющие протоки и заливающиеся водой только во время паводков, часто малой обеспеченности. Отложения фаций основных или главных русел состоят из наиболее крупного валунно-галечникового материала, сходного по составу и строению с таковым однорукавных русел. Во второстепенных протоках, подразделяющихся на продольные, диагональные и поперечные, отлагается намного (в 2—3 раза и более) более мелкий обломочный материал по сравнению с таковым главного русла, причем размер отлагаемого в них материала уменьшается от продольных к поперечным протокам. Выделяется также фация отмерших, отшнурованных проток, превращающихся в межень в озера и лужи, где может оттаиваться самый тонкий мелкоземистый материал. Для отложений фации кос и островов характерна сортировка обломочного материала с убывающей крупностью от головных частей к хвостовым и от главных проток в сторону второстепенных.

Интересно отметить, что для отложений основных русел, как и для однорукавных, характерно черепитчатое залегание валунов и галек с короткой осью, ориентированной ко дну по течению, что, по-видимому, обусловлено большими скоростями течения и значительной бурностью потоков. В отложениях кос и островов, а также нередко и второстепенных проток, галечники, как правило, залегают плоской стороной уже практически горизонтально или под очень небольшими углами ко дну и ориентированы длинной осью по направлению течения, что указывает на более спокойную гидродинамическую обстановку.

Отмеченные фации руслового горного аллювия хорошо выделяются в современных русловых отложениях и прослеживаются в разрезах террас.

Наиболее широко распространены в террасах горных рек отложения многорукавных русел. Среди них выделяются отложения фации главного русла, которые обычно представлены слоями мощностью до 2—4 м наиболее грубого валунно-галечного материала, большей частью приуроченными к основанию разрезов террас, но встречающимися также и в их более верхних частях. Фации второстепенных проток слагаются уже значительно более мелкими галечниками и редко валунами, размер которых зависит от размеров проток и угла их отхода от основного русла. Отложения фации кос и островов в разрезах террас характеризуются пестрым литологическим составом с линзовидным чередованием материала по крупности от валунного до песчано-гравийного (фиг. 1).

В горных долинах встречаются обычно небольшие участки пойм различных типов, покрытые травяной или древесно-кустарниковой растительностью, на которых формируется маломощный пойменный аллювий. Р. С. Чалов (1969) на основании изучения ряда горных рек Западной Грузии в зависимости от характера речных долин выделил следующие, различные по генезису поймы: скелетные, побочные и проточно-островные. Кроме того, можно выделить также подпруженные и экранированные поймы, образующиеся у различного рода перемычек в горных долинах.

Скелетные поймы формируются на выходах наиболее прочных коренных пород и россыпях крупных (до 1—1,5 м) глыб обвального происхождения. Благодаря большой шероховатости во время паводков на их поверхности (в особенности между глыбами и валунами) отлагается часть влекомых потоком галечников и более мелких наносов, которые формируют разобренный покров. Бугристая, угловатая поверхность

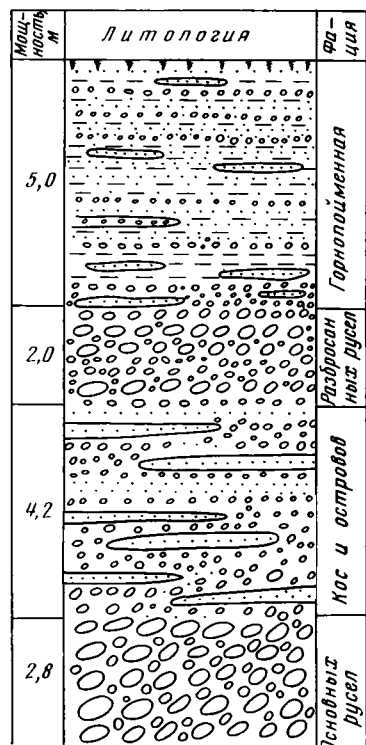
скелетных пойм может играть роль плотиковой щетки, и здесь может образоваться повышенная концентрация тяжелых минералов.

Побочные и проточно-островные поймы образуются в результате разрастания и приращения друг к другу побочных, островов и кос, повышенные участки которых заросли.

Формирование горно-пойменного аллювия на побочных и проточно-островных поймах происходит в сложной гидродинамической обстановке, весьма непостоянной даже в течение сравнительно коротких отрезков времени. В начале паводка полые воды в первую очередь заполняют пойменные ложбины, которые соединяются с основным руслом, образуя его боковые рукава. На поймах возникает гидродинамический режим разбросанных русел и происходит накопление характерных для него отложений довольно пестрого литологического состава (фиг. 1). Только в максимум половодья и даже не во всякий паводок горные поймы целиком покрываются водой, и на их наиболее возвышенных внутренних частях при сильном влиянии растительного покрова, резко повышающего шероховатость, может произойти осаждение мелких взвешенных наносов и сформироваться сравнительно маломощный покров горизонтально-слоистых горно-пойменных отложений. На спаде паводков на горных поймах снова преобладает режим разбросанных русел, но уже с убывающей гидродинамической активностью, что приводит к постепенному уменьшению фракционного состава отлагающихся наносов. По окончании паводков пойменные протоки отмирают, и в них происходит сезонное заиливание наносами самых мелких фракций. Эти отложения можно отнести к фации первичных и вторичных пойменных водоемов.

Экранированные и подпруженные горные поймы, обычно небольших размеров, характеризуются ослабленным гидродинамическим режимом вод вследствие резкого замедления течения у перемычек. Поэтому их разрезы характеризуются значительным увеличением мелких фракций (в особенности песчаных) по сравнению с разрезами пойм других типов. Весьма характерно для них и укрупнение фракционного состава слагающего их аллювия (от песчаных до валунно-галечниковых фракций) по мере удаления от перемычек.

Перемычки, часто являющиеся местными базисами эрозии, оказывают существенное влияние на гидродинамический режим горных потоков и вызывают формирование специфических фаций аллювия. По своему происхождению перемычки могут быть разделены на четыре основные группы: обусловленные геологическим строением коренных пород (литологические, структурные, структурно-литологические); сформированные в результате аккумуляции (обычно очень быстрой) в долине горной реки четвертичных отложений различного генезиса (гляциальные, осыпные, обвалы, оползневые, селевые, пролювиальные и т. п.); вулканогенные, перегораживающие долины горных рек продуктами вулкани-



Фиг. 1. Фации горного аллювия в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Кочкор, в 2 км ниже сел. Актала

ческих извержений; неотектонические, образовавшиеся вследствие новейшего развития складчатых и разрывных структурных элементов. Очень часто встречаются перемычки смешанного происхождения, возникающие под воздействием нескольких факторов, например сейсмообвальные, сейсмооползневые и т. п. (Костенко, 1960, 1970).

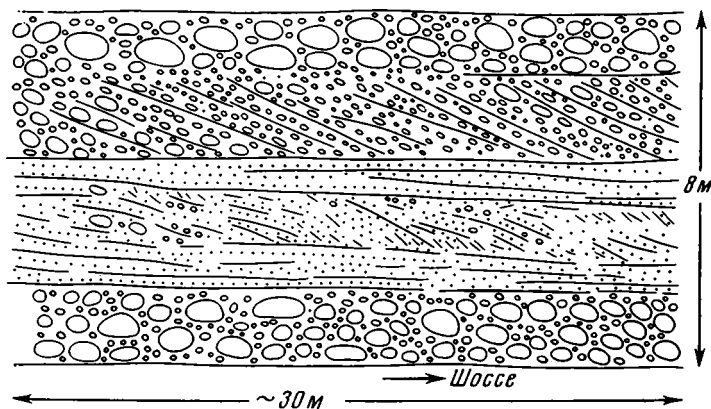
По характеру воздействия на гидродинамический режим горных потоков, а следовательно, и на формирование горного аллювия, все отмеченные выше перемычки можно подразделить на три типа: перегораживающие, или плотинные; суживающие; струенаправляющие. К перегораживающим, или плотинным, относятся перемычки, которые формируются очень быстро (обвальные, сейсмообвальные, оползневые, селевые, сеймотектонические, вулканогенные и т. п.) и на какой-то, пусть даже очень короткий, срок полностью перегораживают русло горной реки с образованием подпрудного озера и кривой подпора, распространяющейся на значительное расстояние вверх по течению. Даже при наличии стока через перегораживающую перемычку гидродинамический режим горных рек перед ней меняется крайне резко. В зоне выклинивания подпора бурные потоки переходят в обычные, течение на подпруженном участке резко замедляется, часто становится круговым и обратным. До размыва или занесения перед перегораживающими перемычками отлагаются все влекомые наносы и значительная часть взвешенных, которые формируют специфические отложения фации подпруживания. Ниже перегораживающих перемычек при занесении воронок размыва нередко формируются очень своеобразные отложения фации природных экранов.

Суживающие перемычки уже не перегораживают русла горных рек, а только приводят к их сужению в различной степени. К ним относятся главным образом литологические и структурно-литологические перемычки, а также сужения русел, образованные осыпями, моренами, конусами выноса притоков и т. п. Довольно часто перегораживающие перемычки после их размыва превращаются в суживающие. Сужение русел под воздействием различных факторов вызывает существенные изменения гидродинамического режима горных потоков. Скорости течения на суженных участках значительно возрастают, многорукавные русла сосредотачиваются в единый бурный поток, и крупность материала отлагающихся наносов намного увеличивается. Во время паводков суживающие перемычки также вызывают подпор горных потоков, правда, намного меньший по сравнению с таковым перегораживающих перемычек, но все же приводящий к отложению части влекомых и взвешенных наносов и формированию фации подпруживания. Ниже суживающих перемычек в расширениях долин обычно происходит разгрузка наносов, в особенности влекомых, и возможно формирование специфической фации природных экранов.

Струенаправляющие перемычки наиболее широко распространены на горных реках. Это выступы берегов разных форм и размеров, образовавшиеся под воздействием различных факторов (литологических, структурных, экзогенных и т. п.). Струенаправляющие перемычки не приводят к сколько-нибудь существенному сужению русел, и их воздействие на горный поток сводится только к изменению направления течения, часто довольно резко, и небольшому подпору на подходе к ним. Их экранирующее воздействие также невелико. Однако изменение гидродинамического режима у этих перемычек оказывает весьма ощутимое воздействие на характер перемещения и отложения наносов.

У перемычек, в особенности перегораживающих, формируются фации подпруживания и природных экранов. После формирования перегораживающей перемычки перед ней образуются две основные фациальные обстановки с резко отличным гидродинамическим режимом. К первой относится зона выклинивания подпора, где бурные потоки, те-

рая скорость, переходят в обычные, часто с прыжковым сопряжением. Быстродвигающиеся, преимущественно крупные донные наносы, попадая сюда, начинают интенсивно откладываться, формируя пестрые по фракционному составу отложения субфации зоны выклинивания подпора, образующие в рельефе аккумулятивные формы в виде гряд или небольших подводных дельт. Вторая, или собственно подпрудная, фациальная обстановка образуется между зоной выклинивания подпора и перемычкой, где течение резко замедляется, часто становится круговым и обратным. Уменьшение скоростей вплоть до нуля, а также размера материала наносов обычно происходит постепенно по направлению к перемычке. Вторая фациальная обстановка характеризуется весьма слабой транспортирующей способностью потока, и здесь происходит интенсивное выпадение мелких взвешенных наносов преимущественно песчаных или алевритовых фракций, формирующих отложения собственно

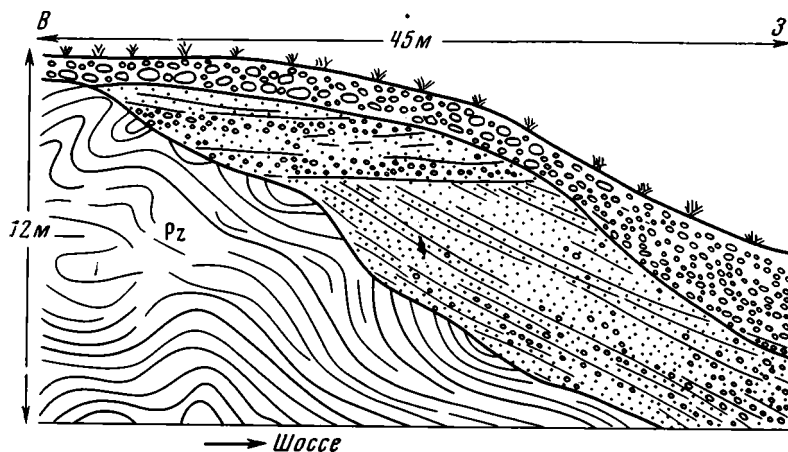


Фиг. 2. Подпрудные отложения в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан выше сел. Искандар

подпрудной субфации, мощность которых прямо пропорциональна высоте перемычки. Так как в паводок и межень взвешенные наносы обычно имеют разный фракционный состав, отложения подпрудной субфации характеризуются четкой горизонтальной слоистостью и в большинстве случаев плохой сортированностью. В их минералогическом составе, как правило, преобладают легкие минералы, которые свободно переходят во взвешенное состояние.

С течением времени, обычно довольно быстро, верхняя неподпертая зона постепенно наступает на подпертую, и гряда или дельта из грубых влекомых наносов субфации зоны выклинивания подпора достигает перемычки, погребая под собой мелкозернистые отложения собственно подпрудной субфации. Как типичный пример отложений фации подпруживания перед перегораживающей обвальной перемычкой можно привести разрез верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан выше сел. Искандар (фиг. 2). Здесь на грубом валунно-галечниковом аллювии фации основных русел залегают отложения подпрудной субфации, представленные зеленовато-серыми грубозернистыми гравийными песками с очень четкой горизонтальной, пологой наклонной, а местами косою слоистостью, хорошо подчеркиваемой чередованием слоев с разной крупностью зерен. Эти пески мощностью до 3 м прослеживаются примерно на 100 м. Над ними залегают чередующиеся между собой средние и мелкие галечники с четкой косою слоистостью (с максимальным наклоном до 35–40°), которые относятся к типичным отложениям субфации зоны выклинивания подпора. Выше снова залегают грубые русловые отложения.

После образования перегораживающей перемычки ниже ее начинаются интенсивные местные и общие размывы, которые возникают вследствие недогруженности потока наносами, в особенности влекомыми, задерживаемыми перемычкой. В воронках размыва и врезающихся руслах начинает формироваться наиболее грубый инстративный аллювий. Однако по мере увеличения поступления взвешенных наносов через перемычку непосредственно за ней в воронках размыва часто накапливаются горизонтально- или наклонно-слоистые мелкозернистые, главным образом песчаные отложения фации природных экранов, которые затем перекрываются грубым русловым аллювием. В качестве примера отложений фации природных экранов можно привести разрез верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан ниже сел. Хушикат. Здесь на ле-



Фиг. 3. Отложения фации природных экранов в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан ниже сел. Хушикат

вом берегу над шоссе за выступом из крепких палеозойских песчаников и сланцев залегают грубозернистые, зеленовато-серые, гравийные пески с весьма четкой полого наклонной, а в верхней части и горизонтальной слоистостью, выраженной в чередовании слоев с различной крупностью зерен (фиг. 3). Вниз по течению они постепенно обогащаются галечниковым материалом и переходят в грубые отложения фации разбросанных русел.

У струенаправляющих и суживающих перемычек (по сравнению с перегораживающими) отложения фации подпруживания и природных экранов развиты гораздо меньше.

Россыпные месторождения почти всегда приурочены к горно-русловому аллювию и практически не встречаются в горно-пойменном. Гидродинамические условия формирования россыпей различных типов в настоящее время еще только начинают изучаться (Шумилов, 1970), поэтому пока можно сделать первые, самые предварительные выводы и о связи тех или иных россыпей с определенными фациями руслового горного аллювия. В связи с различными удельным весом и твердостью россыпеобразующие минералы обладают индивидуальной миграционной способностью, или подвижностью (Шило, 1970). Наибольшую подвижность имеют алмаз и циркон, наименьшую — золото и платина. Промежуточное положение между ними занимают монацит, магнетит, шеелит, касситерит и др.

Концентрация золота и платины в связи с их высоким удельным весом возможна при высоких скоростях течения, и поэтому россыпи этих металлов, как правило, приурочены к наиболее грубому руслово-

му аллювию прямолинейных или извилистых однорукавных русел, отлагающемуся в наиболее активной гидродинамической обстановке. Чаще всего они встречаются на второй группе горных рек, где имеются наиболее благоприятные условия для формирования плотиковых и реже надплотиковых россыпей золота и платины автохтонного типа, расположенных в непосредственной близости от источников питания (Карташов, 1971). Аллювий однорукавных русел и фации основного русла разбросанных русел обычно характеризуются неоднородностью литологического состава (от крупных валунов и глыб до средней и мелкой гальки), что способствует концентрации в нем тяжелых минералов.

При формировании надплотиковых россыпей в констративную фазу накопления аллювия роль ложных плотиков из грубого слабо перемещаемого материала могут играть отложения фации основных русел, и в особенности отмостки и самоотмостки. Повышенное содержание золота в грубых валунных прослоях и на контактах с ними отмечается в золотоносных конгломератах полизакской свиты Дарваза (Ивенсен и др., 1969).

Аллохтонные россыпи, возникающие из минералов, перенесенных водными потоками на более или менее значительное расстояние от коренных источников, нередко уже бывают приурочены к отложениям разбросанных русел. К ним относятся, в частности, косовые россыпи золота, формирование которых детально описано Ю. А. Билибиным (1955). С отложениями фации разбросанных русел могут быть связаны также россыпи менее тяжелых минералов, например ильменита и циркона, которые тяготеют к определенным размерным фракциям.

Наиболее подвижный россыпеобразующий минерал — алмаз также часто образует россыпи в отложениях многорукавных русел, которые, как правило, приурочиваются к головным частям островов, кос и побочней, сложенных наиболее грубым, обычно валунно-галечниковым материалом.

В отложениях побочневой фации на излучинах большого радиуса кривизны благодаря сильным циркуляционным течениям может происходить концентрация минералов тяжелой фракции, что отмечал Л. В. Зорин (1960) на р. Зея.

Перегораживающие перемычки, часто являющиеся местными базами эрозии, могут служить ловушками для тяжелых минералов, мигрирующих вниз по долине. Активно развивающиеся неотектонические перемычки местами вызывают задираание плотика вниз по течению, что способствует формированию россыпей погребенных долин.

При строительстве в горных долинах, богатых галечниками и валунами, нередко ощущается острый недостаток в песке и гравии, идущих на приготовление строительных растворов и заполнителей бетона. Фациальный анализ горного аллювия показывает, что достаточно чистые строительные пески без примеси галек и валунов следует искать в отложениях собственно подпрудной субфации. Для этой цели необходимо выделить и изучить различные перегораживающие перемычки и непосредственно выше самых высоких провести разведочное бурение, так как мелкозернистые отложения подпрудной субфации после занесения перемычек обычно перекрываются русловым аллювием небольшой мощности.

Песчаные отложения фации природных экранов, как и очень маломощные (до 0,5—1 м) пойменные пески, имеют весьма ограниченные запасы и могут быть использованы только как мелкие притрассовые карьеры при дорожно-строительных работах.

Наиболее обычный полимиктовый состав песков подпрудной субфации и фации экранов часто с большим содержанием слюд и акцессорных минералов не позволяет использовать эти пески для стекольной промышленности.

При поисках строительного гравия (размер 5—70 мм) особое внимание следует обращать на отложения субфации зоны выклинивания подпора. Они содержат крупные и мелкие обломки и обладают достаточно равномерным составом, обеспечивающим наименьший объем пустот, а следовательно, и минимальный расход цемента при приготовлении бетонной смеси. В них практически нет глинистых, пылеватых частиц и органических веществ. В качестве строительного гравия могут быть использованы также отложения разбросанных русел.

При поисках месторождений булыжного камня для мостовых и укрепительных работ наиболее благоприятны русловые отложения однорукавных прямолинейных и извилистых русел с фациями самоотмостки и отмостки. В аллювии разбросанных русел наиболее интересны отложения фации основных русел и крупных продольных протоков.

ВЫВОДЫ

На горных реках преобладает русловый аллювий, в котором в зависимости от гидродинамической обстановки накопления представляется возможным выделить следующие основные типы отложений: однорукавных прямолинейных или слабо изгибающихся русел со стрежневой и прибрежной фациями; извилистых однорукавных русел, где выделяются фации плесов, перекатов и побочней, разбросанных или многорукавных русел с фациями различных протоков, кос и островов.

Во всех типах руслового аллювия встречаются отложения фации отмостки и самоотмостки. Пойменный аллювий, представленный главным образом песками, имеет резко ограниченное распространение и встречается только на расширенных участках горных долин. Достаточно часты в горном аллювии отложения фаций подпруживания и природных экранов, формирующиеся у различного рода перемычек.

Фациальный анализ горного аллювия представляет несомненный интерес при поисках россыпей и месторождений строительных материалов. Дальнейшее изучение фаций горного аллювия позволит выяснить и гидродинамические условия формирования россыпных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Артамонов К. Ф. Регулировочные сооружения при водозаборе на реках в предгорных районах. Фрунзе, «ИЛИМ», 1963.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. Гидрометеиздат Л., 1969.
- Данелия Н. Ф. Водозаборные сооружения на реках с обильными донными наносами. М., «Колос», 1964.
- Джамалов Н. Ф., Акаев А. И. Заносимость водохранилищ на горных реках.— В сб.: Русловые процессы. М., Изд. АН СССР, 1958.
- Дружинин Г. А. Особенности структуры поля скорости горного потока на примере рек Восточного Памира.— В сб.: Движение наносов в открытых руслах. М., «Наука», 1970.
- Зорин Л. В. К вопросу о закономерностях формирования россыпей.— В сб.: Методы геоморфологических исследований. М., Географгиз, 1960.
- Ивсенс Ю. П., Левик В. И., Нужнов С. В. Формационные типы древних золотоносных россыпей и методы их поисков. М., «Наука», 1969.
- Карташов И. П. Автохтонные и аллохтонные россыпи.— Литол. и полезн. ископ. 1971, № 4.
- Копалиани З. Д. Оценка гранулометрического состава крупных наносов.— Тр. ЗапНИГМИ, Тбилиси., 1969, вып. 32 (38).
- Костенко Н. П. «Перемычки» в долинах горных рек.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1960, № 12.
- Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М., «Мысль» 1970.
- Крошкин А. Н. О расчетных зависимостях фракционного состава влекомых наносов и русловых отложений.— В сб.: Вопросы водного хозяйства, вып. 21. Фрунзе, «Кыргызстан», 1972.

- Ламакин В. В.* Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. Землеведение, Новая серия, т. II, 1948.
- Талмаза В. Ф.* Определение скоростного поля горных водотоков.— В сб.: Вопросы водного хозяйства, вып. 21. Фрунзе, Кыргызстан, 1972.
- Талмаза В. Ф., Крошкин А. Н.* Гидроморфометрические характеристики горных рек. Фрунзе, «ИЛИМ», 1968.
- Умаров А. Ю.* Турбулентные характеристики потоков, транспортирующих крупные донные наносы.— Тр. Среднеаз. НИИ ирригации, Ташкент., 1972, вып. 130.
- Чалоз Р. С.* Генетическая характеристика пойменных образований на горных реках.— Изв. Всес. геогр. о-ва, 1969, т. 101, вып. 3.
- Шило Н. А.* Россыпеобразующие рудные формации и связь с ними россыпей.— В сб.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, «Наука», 1970.
- Шумилов Ю. В.* К вопросу о количественной оценке процессов россыпеобразования.— В сб.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, «Наука» 1970.

Нилзарубежгеология
Москва

Дата поступления
12.1.1973

УДК 552.123

РЕЗУЛЬТАТЫ СИСТЕМАТИЗАЦИИ ДРОБНЫХ СИТОВЫХ АНАЛИЗОВ

Г. Ф. РОЖКОВ, Б. С. СОЛОВЬЕВ

Выделены четыре типа эмпирических полигонов распределения гранулометрического состава различных осадков. На основе разбора мод дробного ситового анализа и прямого измерения зерен даются указания на дискретность песчаного распределения.

К настоящему времени во ВНИГРИ накоплено 3826 дробных ситовых анализов, из которых 2070 принадлежат современным осадкам эталонной коллекции, а 1756 — древним осадкам различного возраста.

Дробные ситовые анализы состоят из 19 размерных фракций, связанным показателем геометрической прогрессии 1,25 в диапазоне 2,5—0,04 мм. Все ситовые анализы были выполнены в лаборатории ВНИГРИ в одних и тех же стандартных условиях. В результате одного ситового анализа получается эмпирический полигон распределения (ЭПР) гранулометрического состава того или иного осадка. Обычно по оси абсцисс откладываются логарифмы размерных фракций, а по оси ординат их процентные содержания.

Процентные содержания вычислялись в двух вариантах: по весу и косвенному счету, т. е. пересчету весовых содержаний на число зерен в размерных фракциях. Таким образом, для каждого дробного ситового анализа рассматриваются два вида ЭПР — по весу и косвенному счету.

Наиболее часто при рассмотрении ЭПР наблюдается постепенное (плавное) убывание содержаний размерных фракций по обе стороны от моды. Однако бывает так, что вдоль оси размерности убывание содержаний фракций сменяется возрастанием, т. е. на склоне ЭПР появляется перегиб. В этих случаях одна из размерных фракций имеет минимальное содержание или, как мы называем, дефицит. Дефицитны обычно тонкозернистые фракции: 0,05—0,063; 0,063—0,08; 0,08—0,1 мм и т. д.

Характер убывания и возрастания содержаний размерных фракций — один из важных факторов систематизации результатов дробных ситовых анализов. Из табл. 1 видно, что наличие дефицитов у ЭПР по весу в среднем 30%, а по косвенному счету — 16%, т. е. примерно вдвое меньше.

По весу дефициты преобладают в размерной фракции 0,05—0,063 мм, а по косвенному счету — в более крупных фракциях. Во времени наблюдается некоторая тенденция общего сдвига дефицитов в сторону более крупных фракций. Так происходит рост общего числа дефицитов во фракции 0,05—0,063 мм с палеозоя до четвертичного времени от 20 до 46%. В современных осадках отмечается сдвиг дефицитов в более крупные смежные фракции 0,063—0,08 и 0,08—0,1 мм. По данным косвенного счета, с течением геологического времени также проявляется тенденция сдвига дефицита в сторону более крупных фракций.

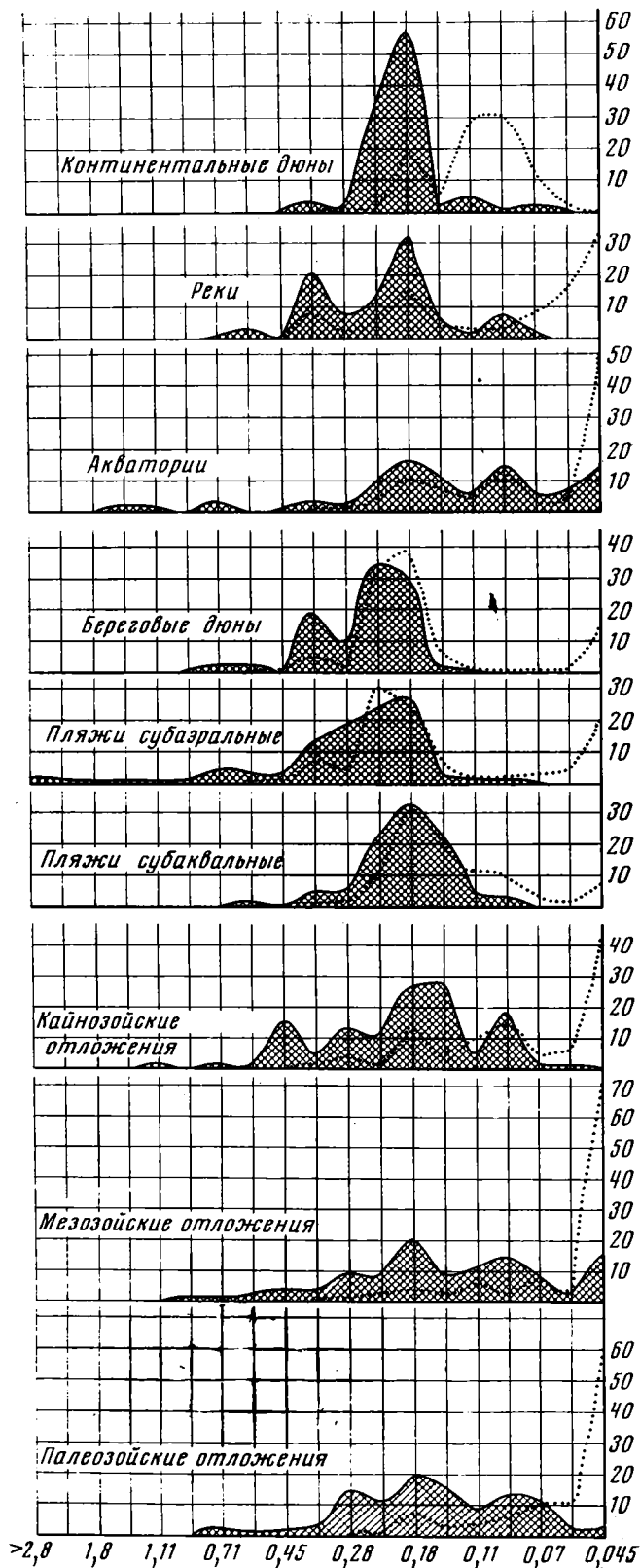
Частота встречаемости дефицитных фракций (мм) в различных осадках, %

Осадки	Число анализов	Дефицит отсутствует, %	Дефицитные фракции, %					
			0,05—0,063	0,063—0,08	0,08—0,1	0,1—0,125	0,125—0,16	0,16—0,20
Современные	163	97,6	0,0	0,6	0,6	0,6	0,0	0,0
Континентальные дюны		99,4	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
Береговые дюны	273	50,0	30,0	15,7	4,6	0,0	0,0	0,0
		81,4	0,0	1,4	2,8	9,3	5,1	0,0
Реки и потоки	569	75,8	18,8	3,7	1,7	0,0	0,0	0,0
		73,2	4,8	3,7	5,8	7,7	3,4	1,4
Пляжи субаэральные	342	57,4	26,6	11,9	3,6	0,5	0,0	0,0
		71,5	0,7	1,2	3,6	13,5	8,9	0,6
Пляжи субаквальные	183	69,4	27,2	2,7	0,7	0,0	0,0	0,0
		91,1	0,0	2,7	2,7	0,7	2,8	0,0
Донные акватории	493	86,2	10,7	2,9	0,2	0,0	0,0	0,0
		85,0	3,5	8,6	0,6	1,0	1,3	0,0
Среднее		72,8	18,9	6,3	1,8	0,2	0,0	0,0
		83,6	1,5	3,0	2,6	5,5	3,5	0,3
Четвертичные	45	53,4	46,6	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0
		80,2	6,6	0,0	6,6	0,0	6,6	0,0
Кайнозойские	233	62,3	36,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0
		80,7	9,9	1,1	2,6	0,7	5,0	0,0
Мезозойские	1060	65,7	31,4	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0
		90,1	5,2	0,8	1,8	0,9	1,2	0,0
Палеозойские	418	78,5	20,1	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0
		86,4	8,1	2,9	0,7	0,9	1,0	0,0
Среднее по всем осадкам		70,0	24,7	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0
		84,0	3,9	2,2	2,7	3,5	3,5	0,0

Числитель—по весовым данным, знаменатель—по косвенному счету частиц.

Наличие дефицитов в указанных фракциях может свидетельствовать о том, что в осадках существуют смеси двух независимых гранулометрических распределений: песчаного (2,0—0,05 мм) и алевроитового (0,05—0,004 мм). Аналогичной градации частиц по размерам примерно придерживается Дж. Гриффитс (1971). Независимость этих распределений определяется различными способами транспортировки составляющих частиц. Частицы 0,05—0,004 мм переносятся в виде суспензий и ветром, а частицы 2,0—0,05 мм — преимущественно сольтацией и волочением.

Происхождение дефицитов объясняется по-разному. Л. С. Смирнов (1972), например, полагает, что дефициты связаны с гидродинамикой, а их сдвиги во времени (в сторону более крупных фракций) могут указывать на увеличение силы тяжести и изменения вязкости водных масс в течение геологического времени. Совершенно иного взгляда придерживается В. Г. Чистяков (1970), который рассматривает дефициты как результаты механического дробления пород и минералов. Мы склоняемся больше к мнению о гидродинамической природе дефицитов, которые являются результатом процесса смешивания песчаного и алевроитового распределений при определенных условиях седиментации. Местоположение дефицитов, очевидно, зависит не только от соотношения меротсортированности этих двух распределений, но и от того, насколько моды этих распределений могут быть смещены (сближены или удалены) относительно друг друга на общей шкале размерности. Вопросы изучения сдвигов дефицитов во времени заслуживают самой тщательной проверки и разработки.



Рассмотрение модальности ЭПР показывает, что в природе преобладают одномодальные гранулометрические распределения. Полимодальность осадков в диапазоне 2,0—0,04 мм не характерна для них; так, по весу она составляет не более 3,5%, а по косвенному счету достигает только 18%.

Частотные распределения размеров модальных фракций в различных осадках показывают, что одни фракции бывают модальными часто, а другие редко (фиг. 1). По весовым данным наиболее часто встречающимися (модами) являются фракции 0,125—0,16 (среднее 0,14 мм), 0,16—0,2 (среднее 0,18 мм) и 0,2—0,25 (среднее 0,22 мм). Эти фракции в общем отвечают сальтационному способу перемещения обломочного материала, а из фиг. 1 следует, что этот способ транспортировки обломочных частиц в природе преобладает.

По данным косвенного счета, модой в осадках довольно часто бывает фракция 0,04—0,05 мм, которая отвечает суспензионному способу транспортировки частиц. Мода указанного размера наиболее характерна для древних отложений. В современных осадках по косвенному счету часто встречаются моды размером 0,14; 0,18 и 0,22 мм.

Менее распространены моды размером 0,36—1,8 мм. Это следует из данных косвенного счета и веса. Частицы указанных размеров обычно транспортируются волочением или перекачиванием. Этот способ перемещения частиц, как следует из фиг. 1, имеет сильно подчиненное значение для транспортировки песчаного распределения в целом.

Гранулометрические данные по косвенному счету частиц в ряде случаев обладают наибольшей информативностью для оценки относительных энергетических уровней живых сил среды седиментации (Рожков, 1968; Рожков и др., 1971). Это явление можно объяснить тем, что при транспортировке обломочного материала огромную роль играют суспензии или суспензионные течения. Транспортировка тонкозернистых частиц во взвешенном состоянии одновременно производит резкое увеличение энергетической мощности несущего течения. Чем больше концентрация взвешенных частиц, тем большим энергетическим потенциалом обладает данное течение. Так как данные косвенного счета отражают именно количество (концентрацию) тонкозернистых частиц в осадках, то они тем самым становятся и более информативными для оценки относительных энергетических уровней течений и палеотечений.

На фиг. 1 видны пики, а между ними дефициты. Эти данные можно расценивать как указание на некоторую дискретность песчаного распределения в целом. Возможно, что субраспределения в песчаных ЭПР обусловлены различными видами транспортировки обломочных частиц довольно широкого диапазона размеров — 2,0—0,05 мм. Возможно, что имеются и другие физические причины существования независимых песчаных субраспределений. Распознавание геологами крупно- средне- и тонкозернистых разностей песков или песчаников является, по нашему мнению, интуитивным предвосхищением существования аналогичных независимых субраспределений.

Некоторые указания на дискретность песчаного распределения были получены при непосредственном микроскопическом измерении 1116 случайно выбранных зерен из пробы песка ергенинской свиты. При статистической обработке полученных измерений было замечено, что вся совокупность — распределение объемов зерен-эллипсоидов — распадается на несколько самостоятельных подсовкупностей — субраспределений (со средними размерами 0,17; 0,34 и 0,70 мм), которые достаточно хорошо аппроксимируются теоретическими кривыми (табл. 2). Кроме того, обнаружено, что логарифмирование объемов зерен приводит к полной маскировке дискретного состава данного песчаного распределения (асимметрия — 0,18, аксцесс +0,21).

Дискретность песчаного распределения, по данным микроскопических измерений осей зерен

Основные параметры зерен	Число замеров	Средний размер	Коэффициент вариации	Асимметрия	Экссесс	Тип кривой Пирсона (Митропольский, 1971)	Значения критерия Колмогорова
Определение объемов зерен-эллипсоидов в различных интервалах размерностей							
Максимальные оси зерен, a	1116	0,68 мм	0,62	+2,79	+15,5	VI	2,99
Средние оси зерен, b	1116	0,51 мм	0,63	+2,97	+20,8	VI	2,04
Минимальные оси зерен, c	1116	0,36 мм	0,64	+2,65	+14,3	VI	0,55
Объемы зерен эллипсоидов ($V=\pi/6 \times a \times b \times c$)	1116	0,09 мм ³	1,88	+4,13	+21,7	I	7,37
		0,45 мм					
Параметры логарифмированного распределения	1116	0,04 мм ³	0,28	-0,18	+0,21	IV	0,87
		0,34 мм					
Объемы зерен							
1—100 (дм) ³ *	252	0,005 мм ³	0,70	+0,35	-1,22	I	0,92
		0,17 мм					
10—1000 (дм) ³	940	0,036 мм ³	0,82	+0,96	+0,14	I	1,08
		0,33 мм					
100—1000 (дм) ^{3*}	694	0,04 мм ³	0,62	+0,86	-0,07	I	0,73
		0,34 мм					
100—10000 (дм) ³	946	0,13 мм ³	1,51	+2,92	+8,98	I	13,7
		0,5 мм					
1000—10000 (дм) ^{3*}	252	0,37 мм ³	0,71	+1,36	+0,9	I	1,36
		0,71 мм					

Типы кривых Пирсона и Грамма-Шарлье взяты по данным А. К. Митропольского (1971). Предельное значение критерия Колмогорова—1,84. ДМ—деления микроскопа.

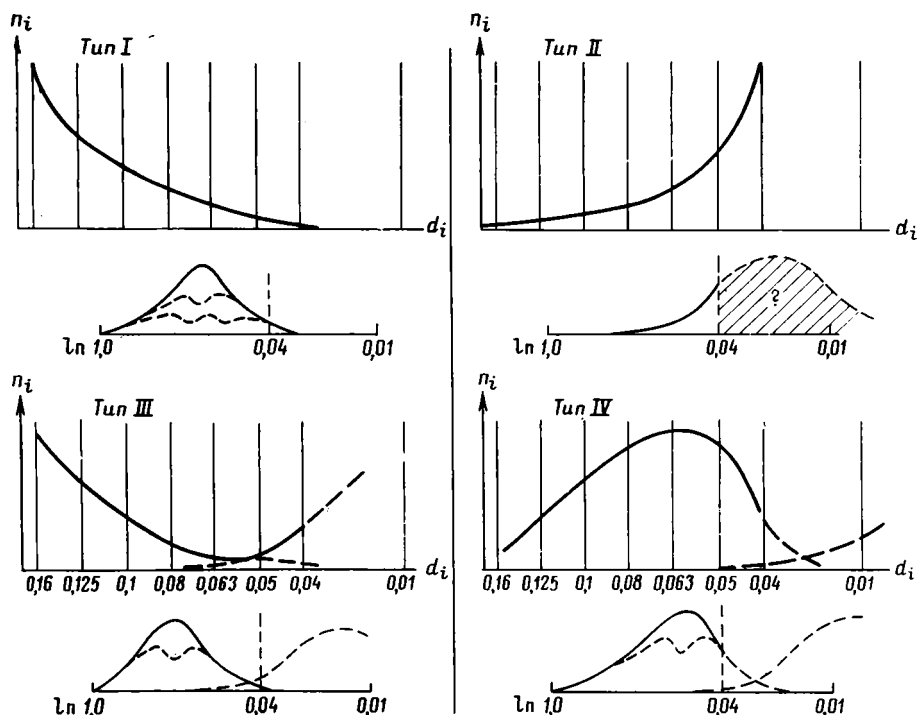
* Показаны гранулометрические субраспределения.

Таблица 3

Частота встречаемости типов ЭПР в различных осадках

Осадки	Общее количество ЭПР	Типы по весу,				Типы по косвенному, счету,			
		I	II	III	IV	I	II	III	IV
Современные									
континентальные дюны	163	100	0,0	0,0	0,0	100	0,0	0,0	0,0
береговые дюны	273	51	0,0	28	21	80	6	14	0,0
реки и потоки	569	77	0,0	23	0,0	0,0	47	24	29
пляжи субаэральные	342	56	0,0	43	1	63	10	23	4
пляжи субаквальные	183	70	0,0	30	0,0	82	7	11	0,0
донные экватории	493	51	21	9	19	20	58	12	10
Среднее	2023	67,6	3,5	22,2	6,7	57,5	21,3	14,0	7,2
Четвертичные	45	26	0,0	47	27	0,0	73	0,0	27
Кайнозойские	233	63	0,0	37	0,0	17	56	18	9
Мезозойские	1060	28	21	40	11	4	83	4	9
Палеозойские	418	56	9	28	7	3	72	9	16
Среднее по всем осадкам	3779	47	10	34	9	28	51	11	10

Довольно часто для некоторых групп осадков наблюдается линейная прямая связь между параметрами асимметрии и модой. Из этого следует, что при определенном значении моды (меры расположения ЭПР на размерной шкале) к основному распределению добавляются строго опреде-



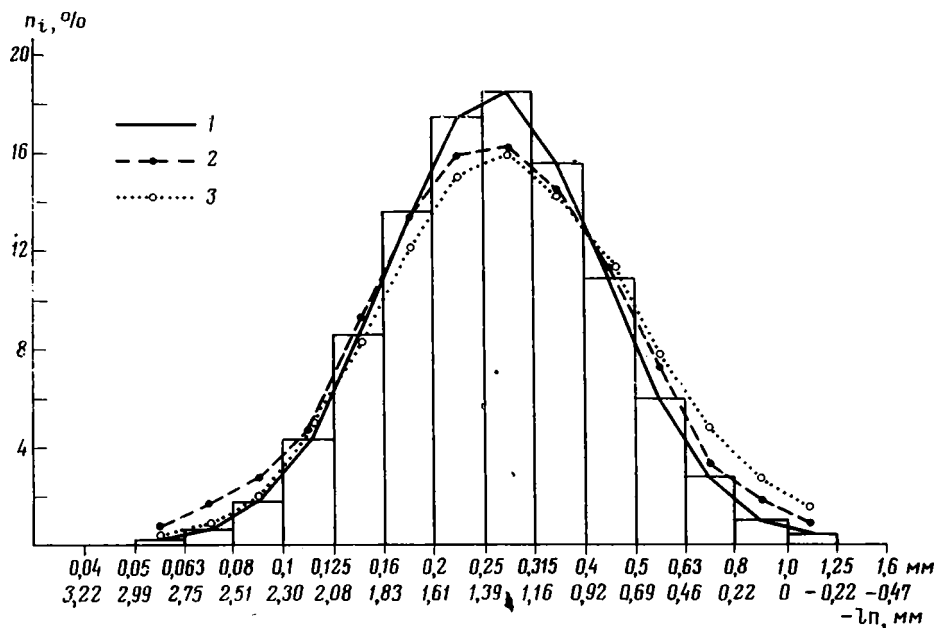
Фиг. 2. Основные типы эмпирических полигонов распределения гранулометрического состава осадков по данным дробного ситового анализа
 n_i — содержание i -й фракции, %; d_i — размерных фракций 2,5; 2,0; 1,6 ... 0,04;
 i — номер размерной фракции $i=19$

ленные подсовокупности (так называемые хвосты распределения), состоящие из относительно крупнозернистых либо относительно тонкозернистых фракций, примесь которых соответственно и создает тот или иной знак параметра асимметрии для ЭПР в целом. Таким образом, большинство ЭПР косвенно указывают на строго определенное сочетание в природных условиях различных гранулометрических подсовокупностей — субраспределений. По нашему мнению, вопрос о количестве независимых гранулометрических подсовокупностей (элементарных кирпичиков), слагающих различные песчаные распределения, может быть окончательно решен только на основе прямого микроскопического измерения зерен различных осадков, но для этого процесс измерения зерен должен быть полуавтоматизирован.

Разработка ЭПР по их форме производилась с учетом дефицитов и значений модальных фракций. В результате выделяются четыре типа ЭПР (фиг. 2). В табл. 3 дается сводка частоты встречаемости четырех выделенных типов ЭПР в различных отложениях.

К I типу относятся ЭПР гранулометрического состава осадков, в которых полностью отсутствует алевритовое распределение. Этот тип (по весу и косвенному счету) редко бывает бимодальным, наиболее характерен для осадков континентальных и береговых дюн, морских пляжей и субаквальных прибрежных валов. Данные косвенного счета указывают на эту генетическую связь с еще большей силой (табл. 3). Меры расположения кривых распределения этого типа обычно не выходят из интервала размеров 0,125—0,25 мм¹. На фиг. 3 представлен наиболее типичный ЭПР I типа и его аппроксимация теоретическими кривыми. Следует

¹ К мерам расположения ЭПР относятся параметры моды среднего и медианного размеров.



Фиг. 3. Эмпирический полигон распределения одной из проб аргентинских песков (ЭПР относится к I типу)

1 — аппроксимация ЭПР нормальной кривой Гаусса, асимметрия, $\alpha = +0,12$, эксцесс $\tau = -0,2$ (допустимые значения при $n = 100$ для $|\alpha| \leq 0,470$ и для $|\tau| \leq 0,850$, Урбах, 1963); 2 — тип А, кривая Грамма-Шарлье (Митропольский, 1971), критерий согласия Колмогорова — 0,28, а предельное значение — 1,84; 3 — I тип кривых Пирсона (Митропольский, 1971), критерий согласия Колмогорова — 0,66, а предельное значение — 1,84

подчеркнуть, что порознь ЭПР I типа, как правило, довольно хорошо аппроксимируются I типом кривых Пирсона, либо кривой Грамма-Шарлье, либо кривой Гаусса.

Ко II типу относятся ЭПР осадков, в которых полностью отсутствует песчаное распределение. В размерный диапазон песчаного распределения (более 0,05 мм) заходит только относительно крупнозернистый «хвост» алевритового распределения. В этих случаях меры расположения алевритового распределения сдвинуты в сторону песчаного распределения. II тип ЭПР (по данным косвенного счета) очень часто наблюдается у современных донных осадков глубоких морских акваторий и в древних отложениях морских палеобассейнов (табл. 3).

Подгонка теоретических кривых под ЭПР II типа пока невозможна вследствие отсутствия точных данных распределения его тонкозернистой части. Можно лишь предполагать, что (по аналогии с песчаными) различные алевритовые распределения должны также аппроксимироваться различными теоретическими кривыми.

К III типу относятся ЭПР осадков, которые состоят из смеси в различных пропорциях двух распределений: песчаного и алевритового. Примеси алевритового распределения менее 5% во внимание не принимаются. Меры расположения обоих смешанных распределений удалены друг от друга — это особенно характерная черта для ЭПР III типа. В этих случаях имеются четко выраженные дефициты размерных фракций. Операция очищения тонкозернистого «хвоста» песчаного распределения носит название «рафинирование песчаного распределения» и может быть выполнена только математически. Вся трудность заключается в том, что алевритовое распределение в большей части своего размерного диапазона представлено обычно суммарным весом всех фракций. Во ВНИГРИ

ведется специальная разработка методики рафинирования песчаных распределений. ЭПР, относимые к III типу, иногда бывают полимодальными, но это в общем довольно редкие случаи. Рафинированные ЭПР III типа довольно хорошо аппроксимируются теоретическими кривыми, которые были указаны для ЭПР I типа. III тип ЭПР характерен для речных осадков (особенно по данным веса). Из всех ЭПР (по весу) 34% приходится на III тип, а по косвенному счету — 11% (табл. 3).

IV тип ЭПР — некоторая разновидность III типа ЭПР. К нему относятся ЭПР осадков, в которых также имеется смесь алевритового и песчаного распределения, но при этом меры расположения этих распределений значительно сближены за счет сдвига песчаного распределения к размерной фракции 0,05 мм. Моды песчаного распределения в этих случаях располагаются в двух размерных фракциях: 0,05—0,063 и 0,063—0,08 мм, а дефициты выходят за рамки минимальных размеров отечественных сит. В этих случаях следует использовать западногерманские наборы плетеных сит с размерами стороны квадратных ячеек 0,036; 0,032; 0,028 и 0,025 мм. Песчаные распределения IV типа требуют проведения операции их рафинирования, после чего сводятся к ЭПР I типа и аппроксимируются аналогичными теоретическими кривыми. Из общего числа всех ЭПР только 10% приходится на долю IV типа.

ВЫВОДЫ

1. Песчано-алевритовые породы состоят из двух независимых гранулометрических распределений: песчаного (2,0—0,05 мм) и алевритового (0,05—0,004 мм).

2. В тех случаях, когда осадки являются смесью двух гранулометрических распределений — песчаного и алевритового, наблюдаются четко выраженные дефициты размерных фракций в диапазоне 0,04—0,1 мм. Наиболее часто встречается дефицит фракции 0,05—0,063 мм. Предполагается, что происхождение дефицитов связано с гидродинамическими условиями седиментации.

3. Установлено, что песчаные распределения (логарифмические) преимущественно бывают одномодальными (более 82%).

4. Предполагается, что песчаные распределения могут быть дискретными и состоять из нескольких независимых гранулометрических субраспределений, при этом логарифмирование размеров зерен песчаного распределения маскирует его дискретное содержание.

5. Выделены четыре типа эмпирических полигонов распределения (ЭПР), из них I и II основные. ЭПР песчаного распределения (2,0—0,05 мм), относящиеся к I типу порознь, довольно хорошо аппроксимируются кривыми Пирсона, либо Гаусса, либо Грамма-Шарлье.

ЛИТЕРАТУРА

- Гриффиثс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. М., «Мир», 1971.
Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., «Наука», 1971
Рожков Г. Ф. К вопросу о гранулометрическом анализе счетом. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1968, т. XLIII (6).
Рожков Г. Ф., Сухинин В. Г., Титов Б. И. Динамические условия седиментации отложений неокома на территории Восточного Каратау (Мангышлак). — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
Смирнов Л. С. Текстура и структура песчано-алевритовых пород в связи с проблемой палеогравитации. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1972, № 2.
Чистяков В. Г. О природе дефицитов размерных фракций терригенных пород. — Вестн. ЛГУ, 1970, № 24.
Урбах В. Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. М., Изд-во АН СССР, 1963.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.35(262.9)

КАРБОНАТЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Д. С. ТУРОВСКИЙ, С. А. РЕЗНИКОВ

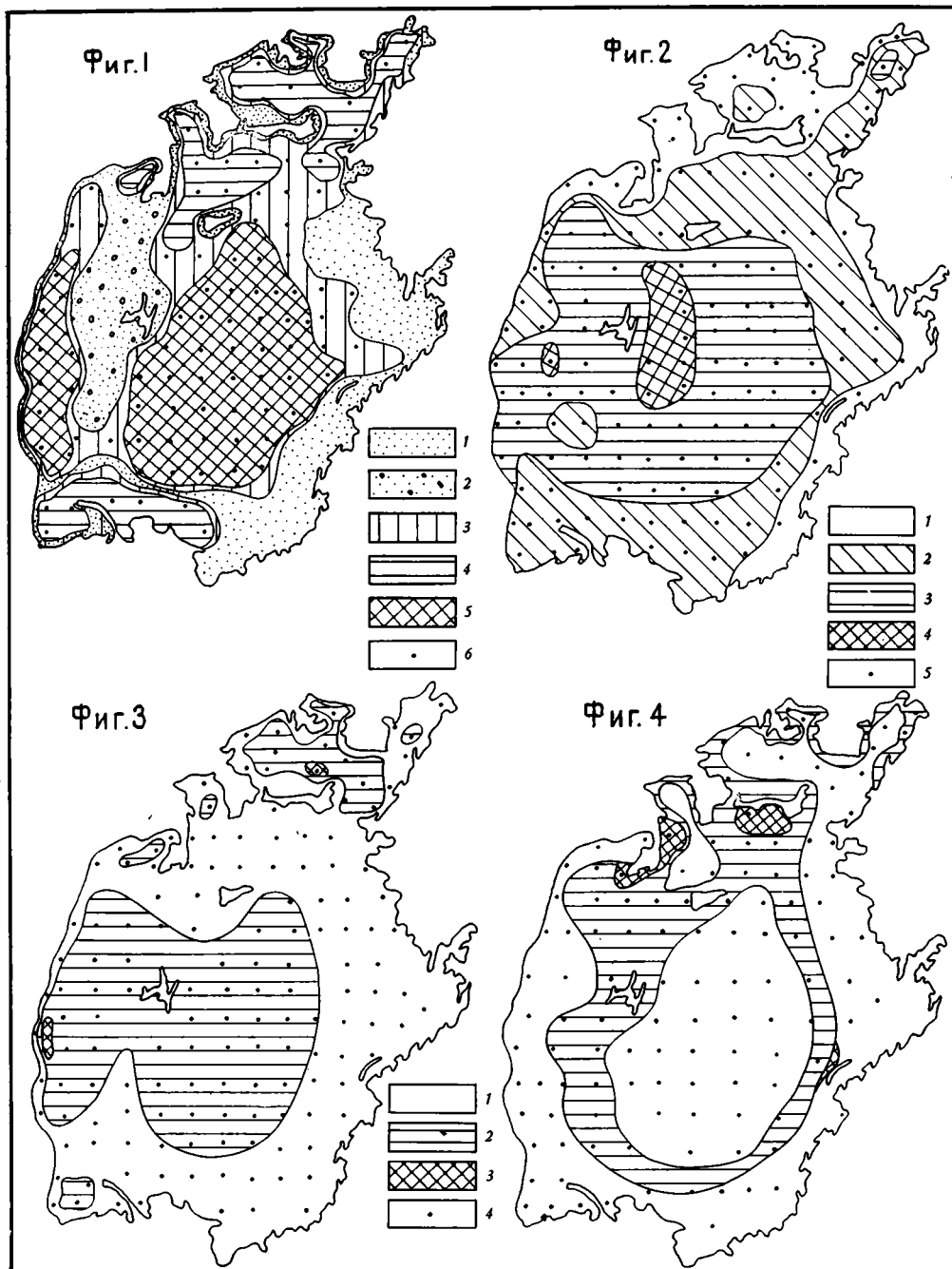
Особенности геоморфологии, гидрогеологии и осадкообразования в Аральском море хорошо известны из работ В. П. Зенковича (1947), Н. Г. Бродской (1952), Л. К. Блинова (1956), В. И. Лымарева (1967) и др. Однако изучение карбонатов в этих работах базировалось на химическом, оптическом и термическом методах определения. Основная задача настоящей работы — изучение минералообразования осадков с применением более тонкой методики минералогических исследований и прежде всего рентгенометрического анализа, данные по которому дополнялись химическим, термическим и оптическими анализами. Материалом послужили образцы, собранные в 1972 г. более чем с 220 станций и 40 колонок, равномерно расположенных по всей акватории моря. Было отснято 330 рентгенограмм и выполнено более 100 карбонатных анализов осадков.

Чувствительность рентгеновского метода изучения карбонатов такова: 2% для кальцита, доломита, магнезильного кальцита и 8% для арагонита (Горбунова, 1971).

ГИДРОХИМИЯ И ТИПЫ ОСАДКОВ

Аральское море относится к малым бассейнам плоского типа (Страхов и др., 1954) и является водоемом с углекальциевым типом воды, где карбонаты в растворе представлены только CaCO_3 . Основные питающие артерии — реки Амударья и Сырдарья. Общий приток взвешенных и растворенных карбонатов, вносимых в море для Амударьи — 7,19, для Сырдарьи — 4,2 млн. т, причем количество взвешенного CaCO_3 в 1,5 раза больше количества карбоната, мигрирующего в растворенной тонкой форме (Бродская, 1952).

Химический состав аральской воды следующий (% от суммы солей): CaSO_4 — 14,98; MgSO_4 — 25,87; KCl — 2,05; NaCl — 56,07; MgCl_2 — 0,82; CaCO_3 — 0,21. Специфическая особенность солевого состава воды — пониженное содержание хлоридов и повышенное сульфатов, а также перенасыщенность воды CaCO_3 в 2—2,5 раза. Содержание SO_4^{2-} в процентах от Cl^- — 72,5 (Берг, 1908). Для всей акватории моря характерна щелочная реакция, средняя величина pH 8,3. Среднее значение величин щелочности для открытой части моря, исключая опресненные придельтовые районы и мелководья восточного побережья с повышенной соленостью, — 2,58 мг-экв/л, а общая соленость — 10,3‰. Щелочной резерв в общем растет по направлению от мелководных зон к более глубоководным и от крупнозернистых осадков к мелкозернистым (Блинов, 1956).



Фиг. 1. Карта донных осадков Аральского моря
1 — песок; 2 — оолитовый песок; 3 — крупный алевроит; 4 — глины дельты и северных заливов; 5 — известково-глинистый ил; 6 — точки взятия пробы

Фиг. 2. Карта содержания карбонатов в осадках Аральского моря, %
1 — <10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — >50; 5 — точка взятия пробы

Фиг. 3. Карта распределения и магнeзиальность кальцита в осадках Аральского моря, %
1 — <2; 2 — 2—3,6; 3 — >3,6; 4 — точка взятия пробы

Фиг. 4. Карта распределения раковинного материала по дну Аральского моря, %
1 — <10; 2 — 10—40; 3 — >40; 4 — точка взятия пробы

Донные осадки Арала представлены продуктами речного стока (взвешенные и растворимые материалы), абразии берегов, эолового переноса и отмерших организмов (раковины моллюсков).

Особенно заметна роль продуктов речного стока Амударьи, составляющих 89,1% всех отложений в Арале. Эта река ежегодно выносит в среднем 142 млн. т взвешенного материала. Среди взвеси выделяются следующие типы: пески ($Md=0,15-0,35$ мм), крупные алевриты ($Md=0,1-0,05$ мм), глинистые и известково-глинистые илы ($Md<0,01$ мм).

Распределение гранулометрических типов осадков по площади находится в соответствии с геоморфологией дна и гидродинамическим режимом. Разнозернистые кварцевые пески с примесью калиевого полевого шпата и раковинного материала приурочены к прибрежной зоне, которая обычно ограничивается изобатой 10 м. За зоной песков в сторону моря следует полоса крупных алевритов (фиг. 1), приуроченных к дельтовым областям Амударьи и зонам, вытянутым вдоль восточного, северного и западного берегов моря на глубине 15—20 м. За этими осадками располагается зона глинистых или известково-глинистых илов. Среди глинистых илов различают илы дельтовых областей и северных заливов. Дельтовые глины красно- (Амударья) или желтовато-бурые (Сырдарья). Их образование связано с аллювиальными выносами этих рек. Более плотные глины северных заливов темно-серые. Эти глины возникли вследствие размыва морем песчано-глинистых пород Северного Приаралья и их дальнейшего отложения в заливах (Лымарев, 1967).

Аральские отложения характеризуются значительной карбонатностью, растущей от грубозернистых осадков (пески — 13,90%) к крупным алевритам (31,44%) и далее к известково-глинистым илам (37,14%).

Распределение карбонатов в осадках водоема по площади следует распределению терригенного материала (Бродская, 1952). Они накапливаются в глубоководных впадинах (более 50%), сложенных алевритопелитовыми илами и приобретают минимальные значения в прибрежных грубозернистых осадках (менее 10%) (фиг. 2).

Глины северных заливов (Бутакова, Чернышева, Шевченко и Тщевас) отличаются пониженной карбонатностью (менее 10%). Это объясняется тем, что заносимый сюда течениями или образующийся вследствие хемогенной садки карбонатный материал разбавляется продуктами разрушения берегов.

Повышенная карбонатность (30—50%) в районе мелководья (о-ва Комсомольский, Возрождения, Лазарева) объясняется распространением в этой области оолитовых известковых песков.

Генезис карбонатов сложный, согласно данным Н. Г. Бродской (Страхов и др., 1954, стр. 73), «карбонатный баланс рек, впадающих в море, складывается в пользу преобладания обломочных форм CaCO_3 , составляющих более 60% от общего поступления карбонатов; на долю хемогенного карбоната приходится 22—28%, органогенного — 12—18%».

СОСТАВ КАРБОНАТОВ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Карбонаты Аральского моря отличаются многообразием морфологических и генетических форм. Минералогически карбонаты представлены кальцитом, доломитом и арагонитом.

Кальцит во всех типах осадков выражен в зернистой, пелитоморфной и оолитовой формах. На рентгенограммах наблюдается смещение основного рефлекса в сторону больших углов и его ослабление. Для химически чистого CaCO_3 $d/n=3,03$ Å (graf, 1961). Изученные нами образцы имели d/n 3,03—3,006 Å. Такие изменения в рентгенографических характеристиках связаны с изоморфным замещением части Ca^{2+} ионами меньшего радиуса — Mg^{2+} .

В осадках моря нами изучено два типа кальцита.

1. Характеризуется $d/n=3,03-3,028 \text{ \AA}$. Им сложен карбонат осадков в приустьевых участках дна, прибрежных среднезернистых песков и крупных алевритов. Представлен обломками неправильной формы в $0,2-0,5 \text{ мм}$ или кристаллами лепешкообразной формы в $0,003-0,015 \text{ мм}$. MgCO_3 в нем $<2\%$. Мы называем его терригенным. Своим генезисом он обязан размыву берегов и приносу во взвесах реками, питающими Аральское море, о чем свидетельствует наличие во взвесах Амударьи и Сырдарьи карбонатного вещества, состоящего из кристаллов лепешкообразной формы.

2. Пелитоморфный высокомагнезиальный кальцит с $d/n=3,028-3,006 \text{ \AA}$. MgCO_3 в нем $2-10\%$. Мы рассматриваем его как аутигенный, слагающий основную массу карбонатов глинистых и известково-глинистых илов, а также крустификационные оболочки оолитовых песков. Представлен следующими формами: чечевицеобразные «иголочки», сросшиеся лепешкообразные кристаллы, агрегатные скопления и сферолиты. К двум первым формам принадлежит масса карбонатного вещества осадков. Сросшиеся кристаллы — это обычно две (или больше) «иголочки», сросшиеся вместе наподобие «лепестка» или «звездочки», размер их до $0,01 \text{ мм}$. Ромбоздры карбоната обычно довольно крупные, до $0,02 \text{ мм}$. Сферолиты небольших размеров — $0,002-0,003 \text{ мм}$ (Страхов и др., 1954, стр. 266, 267).

Отложению аутигенного кальцита способствует то, что богатые растворенным карбонатом кальция речные воды при смешивании с более минерализованной и пересыщенной карбонатами аральской водой уже в районе взморья теряют значительную часть растворенного карбоната, легко переходящего в твердую фазу в благоприятных условиях пресных вод стока и соленых вод моря. Однако CaCO_3 здесь выпадает неполностью. Смешанные воды, распространяясь с течением в открытую часть моря, остаются еще значительно пересыщенными углекислыми солями. Седиментация продолжается и в открытом море. Здесь осаждению способствует испарение с поверхности, ведущее к повышению общей солености. Выделяющийся тонкодисперсный и медленно осаждающийся карбонат перемещается с течениями и формирует карбонатные отложения.

На фиг. 3 приведена карта распределения кальцита по площади моря. Терригенный кальцит, представленный обломками неправильной формы и лепешковидными кристаллами, слагает песчано-алевритовые участки дна. Магнезиальность такого кальцита не более 2% . Пелитоморфный, химически осажденный кальцит с магнезиальностью $3,6-7\%$ приурочивается к центральному и наиболее глубоководным участкам, сложенным глинистыми (Малое море) и известково-глинистыми илами. Такое распределение кальцита объясняется гидродинамикой и рельефом дна.

Доломит встречен в незначительных количествах в приустьевых осадках Амударьи и Сырдарьи (пески, крупные алевриты), а также в илах западной глубоководной впадины. Представлен округлыми неправильными зернами в $0,07-0,15 \text{ мм}$. Рентгенограммы характеризуются четкими рефлексами $2,88; 2,19; 1,78 \text{ \AA}$. Терригенное происхождение доломита в осадках Аральского моря доказывает характер его распределения по площади, а также присутствие во взвесах и береговых наносах (Степанова, Гриднева, 1954; Юступова, 1948).

Наименее распространенный тип карбонатного материала в осадках Аральского моря — органогенный карбонат.

В осадках Аральского моря биогенный карбонат встречается в виде целых раковин организмов, а также обломков различных размеров, от легко различимых до микроскопических частиц в $0,05 \text{ мм}$. Организмы, строящие свои раковины из карбоната кальция, немногочисленны: по шесть видов остракод и фораминифер и восемь видов моллюсков (Бродская, 1952). Отдельные скопления ракушечника наблюдаются в основном в

зоне распределения песков в районе о. Уялы, на юге и севере о. Кок-Арал, юго-восточнее и южнее п-ва Куланды. В крупных алевритах количество раковинного материала переменное. В глинистых и известково-глинистых илах его мало (фиг. 4).

Мы изучили минералогический состав раковин трех видов моллюсков, встречающихся на песчаных грунтах Аральского моря: *Cardium edule*, *Dreissena caspia*, *Adacna minima*. Сильные рефлексы на дифрактограммах — 3,39; 3,27; 2,69; 2,47 Å — свидетельствуют об арагонитовом составе этих раковин. Дополнительные, не принадлежащие арагониту, рефлексы на рентгенограмме — 2,88; 2,19; 3,022; 2,47; 1,90 Å — указывают на присутствие в качестве самостоятельной фазы магнезиального кальцита и доломита.

Таким образом, среди карбонатных минералов, распространенных в Аральском море, нами установлены кальцит, доломит, арагонит и магнезиальный кальцит. Основной фактор, влияющий на распределение их по площади, — гидродинамический, именно благодаря ему в наиболее глубоководных частях идет накопление хемогенного магнезиального кальцита.

ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л. С. Аральское море. СПб., 1908.
Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Гидрометеониздат, М., 1956.
Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. — Тр. ИГН. М., вып. 115, сер. геол. (№ 57), 1952.
Горбунова З. Н. Количественное определение карбонатов и кварца рентген-дифрактометрическим методом. — В сб.: Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М., «Наука», 1971.
Зенкозич В. П. Донные отложения Аральского моря. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1947, т. XXII (4).
Лымарев В. И. Берега Аральского моря — внутреннего водоема аридной зоны. М., «Наука», 1967.
Степанова К. М., Гриднева Н. И. Химический и минералогический состав взвешенных наносов Амударьи и Сырдарьи. — Изв. АН УзССР, сер. геологич., 1954, № 3.
Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Сапожников Д. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Юсупова С. М. Исследование состава твердого стока Сырдарьи и образующихся за его счет наносов. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, 1948, вып. 7.
Graf D. L. Crystallographic tables for the rhombohedral carbonate. — Amer. Mineralogist, 1961, v. 46.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
26.X.1973

УДК 551.345 : 552.14

О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ГОРНЫХ ПОРОД В ЗОНЕ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Н. П. БЕТЕЛЕВ

Распространено мнение, что область многолетней мерзлоты — зона геохимического покоя (Сауков, 1951; Страхов, 1960). Оно основано на том, что в области мерзлоты вода — один из главных агентов геохимических преобразований — находится в твердом состоянии, чем ее роль как фактора геохимических процессов фактически сведена к нулю. Однако появляющиеся в последнее время данные позволяют не согласиться

ся со столь категорическим отрицанием геохимических преобразований пород в мерзлой зоне литосферы. Поступает все больше сведений о достаточно интенсивных изменениях пород при отрицательной температуре.

В мерзлой зоне Антарктиды современное химическое выветривание проявилось в изменении внешнего облика пород и образовании на их поверхности и в трещинах корочек и натеков (Глазовская, 1958). Породы стали красновато-коричневыми за счет окислов железа или покрылись иссиня-черной марганцовистой корочкой. В шлифах под микроскопом видно, что породы пронизаны сетью мелких трещин, нередко пересекающих и зерна минералов. Трещины заполнены желтовато-бурым глинистым веществом, состоящим из мелкозернистых поляризующих агрегатов с высоким показателем преломления, относящихся, вероятно, к группе бейделлита или нонтронита. Образование глинистого вещества М. А. Глазовская объясняет выпадением из коллоидных растворов, двигавшихся по трещинам. Отмечена также пелитизация полевых шпатов и появление новообразований кальцита, эпидота и апатита. Все это говорит о достаточно интенсивном выветривании пород в мерзлой зоне Антарктиды.

Современное выветривание гранита в тундровой зоне (о. Большой Ляховский в архипелаге Новосибирских островов) описал В. О. Таргульян (1963). Среднегодовая температура воздуха здесь $-14,2^{\circ}\text{C}$, средняя температура января (февраля) $-31,0^{\circ}$, июля (августа) $+2,8^{\circ}$, продолжительность безморозного периода 15 дней, среднее количество осадков за год 100—140 мм (Караваева, 1963). Основные изменения в поверхностно-выветрелых участках заключаются в дезинтеграции и раздроблении породы, частичном разрушении полевых шпатов (серицитизация, пелитизация), превращении биотита в гидробиотит с выходом железа из кристаллической решетки. Происходит остаточное накопление Fe в виде корок и пленок аморфных и слабо окристаллизованных окислов, вынос K, Na, Ca, SiO_2 из выветрелых слоев. На поверхности породы образуются корочки опала. Геохимическая обстановка процессов гипергенеза в тундровой зоне рисуется следующим образом: миграция за пределы элювия катионов (главным образом K, Na, SiO_2) и подвижного органического вещества; остаточное накопление Fe, в меньшей степени — Al и относительное обогащение ими продуктов выветривания и почвообразования.

В реках горно-таежных и горно-тундровых районов Восточной Сибири содержится значительно больше растворенных веществ (продуктов химической денудации), чем взвешенных компонентов, являющихся продуктами механического разрушения пород. По 10 рекам Восточной Сибири годовая величина стока растворенных веществ составляет в среднем $23,7 \text{ т/км}^2$ дренируемой площади, а твердого стока — $8,75 \text{ т/км}^2$ (Таргульян, 1967). Это говорит об интенсивном химическом преобразовании пород на водосборных площадях в тундровой зоне.

Перемещение воды и растворенных в ней веществ в тундровых почвах при отрицательной температуре и мерзлом состоянии почвы рассмотрел И. А. Тютюнов (1951).

Отмечено интенсивное развитие карста в мерзлых породах с выносом значительных количеств карбонатов (Луговой, 1964). С. Л. Шварцев (1965) наблюдал в толще многолетней мерзлоты на северо-западе Сибирской платформы полное химическое разрушение валунов габбро-долерита, которые могли быть принесены только в неразрушенном виде.

Особенно интенсивно преобразование горных пород при отрицательной температуре происходит на участках сульфидной минерализации. Например, в Якутии в толще мерзлых пород описана зона окисления на Эге-Хайском сульфидном месторождении (Иванов, 1966). Уча-

сток месторождения сложен песчано-сланцевой толщей верхнего триаса. Среди руд существенную роль играют сульфиды (пирротин, сфалерит, халькопирит, пирит, марказит, галенит, станнин). Месторождение находится в сплошной зоне многолетней мерзлоты, имеющей мощность 170—350 м. Годовые колебания температуры распространяются до глубины 17—20 м. Температура на этой глубине равна —6°С. Мощность деятельного слоя не более 2 м. Зона окисления Эге-Хайского месторождения выражена очень четко. Глубина ее около 100 м. Более половины продуктов зоны окисления приходится на легкорастворимые сульфаты железа. Наиболее часто встречаются мелантерит, фиброферрит, гипс, сера, ярозит и лимонит.

Состав зоны окисления меняется с глубиной. Выделяются подзоны: лимонитовая, или гидроокисей железа (до глубины 5 м); фиброферритовая, или окисных сульфатов железа (до глубины 30 м); мелантеритовая, или закисных сульфатов железа (до глубины 100 м). В нижней подзоне происходит окисление сульфидов по реакциям, выделяющим максимальное количество тепла в условиях недостатка кислорода. В результате этих процессов возникают мелантерит ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) и халькантит ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Ближе к поверхности в средней подзоне при увеличении содержания кислорода становится возможным образование сульфатов окиси железа: фиброферрита, ярозита и др. Верхняя подзона развивается в условиях деятельного слоя. Обилие воды вызывает резкое снижение кислотности среды и гидролиз сульфатов, а также вынос легкорастворимых соединений и образование кавернозных текстур. Приток солнечной энергии делает возможными эндотермические реакции разложения сульфатных минералов с образованием гидроокисей железа.

Продукты окисления сульфидов, легко растворимые в воде, вряд ли могли образоваться и сохраниться до оледенения, когда существовал теплый и влажный климат. Более вероятно образование их при существующих в настоящее время отрицательных температурах. Реакции окисления сульфидов экзотермические и ускоряются при отрицательной температуре. Образование зоны окисления Эге-Хайского месторождения при отрицательной температуре допускал ранее С. С. Смирнов (Смирнов и др., 1941), отмечавший, что накопление малоустойчивых продуктов выветривания (например, мелантерита) возможно лишь при крайне замедленном водообмене, характерном для мерзлой зоны.

Многие исследователи наблюдали выветривание углей в зоне мерзлоты. В. П. Тебеньков (1962) отмечал выветривание углей на Таймыре. Н. М. Караваев и др. (1965) описали выветривание на большую глубину углей Аркагалинского месторождения, расположенного в зоне мерзлоты. При этом даже растворимые в воде продукты окислительного распада углей не вымываются из пласта, а кристаллизуются по ледяным микротрещинам в виде ацетатных, оксалатных и других минералов. Водная вытяжка из угля, окисленного в зоне мерзлоты, состоит из смеси различных органических кислот, среди которых преобладают уксусная и щавелевая. Тщательное сравнение выветривания углей при отрицательной и положительной температурах поможет выяснить специфику каждого из этих процессов.

Данные экспериментов и теоретические исследования также указывают на преобразование горных пород при отрицательной температуре. Основной фактор преобразования — тонкие водные пленки, адсорбированные на поверхности минеральных частиц и сохраняющиеся в жидком состоянии при отрицательной температуре. Н. А. Цытович (1947) показал, что при —25°С в песках содержится до 4%, а в глинах до 88% незамерзшей воды. Следовательно, в этих условиях возможен геохимический обмен между минеральными частицами и адсорбированной на них пленочной водой.

И. А. Тютюнов (1960, 1961) отметил, что при отрицательной температуре, когда в породах в жидком виде сохраняется лишь пленочная вода, физико-химические процессы находятся в прямой зависимости не от температуры, а от поверхностной энергии и концентрации веществ, вовлекаемых во взаимодействие. Поверхностная энергия твердых тел с понижением температуры возрастает (Кузнецов, 1952, 1954). На границе соприкасающихся фаз (твердое тело — жидкость и твердое тело — газ) происходит сгущение поверхностной энергии, что способствует активному взаимодействию между фазами. Степень сгущения поверхностной энергии увеличивается при понижении температуры. Низкая температура способствует увеличению растворения в воде (в том числе в пленочной) кислорода и углекислого газа, что повышает химическую активность пленочной воды. Водные пленки оказывают на породы расклинивающее действие по микротрещинам, что способствует разрушению пород и облегчает дальнейшее течение химических преобразований.

Водные пленки, покрывающие отдельные минеральные частицы, связаны и сообщаются между собой. Опыты показали перемещение пленочной влаги и других химических соединений в породах при отрицательной температуре (Дербенева, 1965). Была составлена колонка из трех образцов пород (сверху вниз): покровный суглинок — мергель — покровный суглинок. Оба образца покровного суглинка имели влажность 18%, мергель — 13%. Диаметр образцов — 70 мм, высота каждого образца — 30 мм, торцевые поверхности образцов были пришифрованы и прижаты друг к другу. Колонка образцов находилась в течение 12 месяцев при $-3,2^{\circ}\text{C}$ в условиях, исключавших испарение влаги из образцов. После этого она была вскрыта. Влажность суглинка уменьшилась до 11,6%, а мергеля возросла до 17,4% (таблица). Причина

Перераспределение влаги и других химических соединений в породах при отрицательной температуре (среднее из трех образцов)
(Дербенева, 1965)

Колонка	Влажность, % к сухой породе	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂
До эксперимента										
Суглинок	18,0	2,98	2,90	2,75	2,83	0,09	5,87	16,26	1,01	58,99
Мергель	13,0	0,18	3,94	14,20	10,14	0,05	3,18	10,19	0,67	36,59
Суглинок	18,0	2,98	2,90	2,75	2,83	0,09	5,87	16,26	1,01	58,99
После эксперимента										
Суглинок	11,6	2,89	2,93	2,71	2,77	0,10	5,91	16,26	1,01	59,02
Суглинок	17,4	0,26	3,85	14,27	10,19	0,05	3,08	10,20	0,66	37,05
Мергель	11,7	2,72	2,93	2,65	2,78	0,09	5,81	16,27	1,01	58,94

изменения влажности заключается в перемещении пленочной влаги в образцах. Не исключено также перемещение влаги в парообразном состоянии. Одновременно происходило перераспределение других химических соединений. Содержание в мергеле Na, Ca, Mg увеличилось, а в образцах суглинка уменьшилось. Содержание Fe и K в мергеле уменьшилось, а в суглинке увеличилось. Содержание Mn, Al, Ti, SiO₂ практически не изменилось (таблица).

Аналогичный опыт был проведен с каолином, увлажненным дистиллированной водой до влажности 25%, и с асканитом, увлажненным 1%-ным раствором LiCl до влажности 70,9%. Образцы находились в соприкосновении в течение 30 суток при -2°C . Влажность асканита при этом уменьшилась до 48,1%, а каолина увеличилась до 50—58%.

Произошло также обогащение каолина натрием (в 1,5—2 раза), калием (в 2—4 раза) и литием (в 10—30 раз).

Опыты М. М. Дербеновой доказывают перераспределение пленочной влаги и других химических соединений в породах при отрицательной температуре.

Как можно видеть из вышеизложенного, в природе наблюдаются многочисленные случаи химических преобразований горных пород при отрицательной температуре, которые вызваны наличием в горных породах при отрицательной температуре тонких водных пленок, находящихся в жидком состоянии, перемещающихся и взаимодействующих с минеральным веществом породы. Общее направление течения реакций при отрицательной температуре должно подчиняться принципу Ле-Шателье, т. е. при понижении температуры должны идти преимущественно экзотермические процессы, например, замещение в поглощающем комплексе многовалентных катионов одновалентными (Тютюнов, 1960) и окисление сульфидных руд и углей. В тех случаях, когда состав исходной породы допускает прохождение экзотермических процессов (окисления или каких-либо других), преобразование породы при отрицательной температуре должно идти, по всей вероятности, наиболее интенсивно.

Следует различать процессы криогенного литогенеза и криогенного катагенеза. К первому могут быть отнесены, например, почвообразование в тундровой зоне и образование аллювия в зоне мерзлоты, который вслед за своим отложением переходит в мерзлое состояние. К криогенному катагенезу относится преобразование в мерзлой зоне ранее сформированных горных пород, углей, руд. При всех криогенных изменениях пониженная температура способствует прохождению экзотермических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Глазовская М. А. Выветривание и первичное почвообразование в Антарктиде.— Научн. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки, 1958, № 1.
- Дербенева М. М. К вопросу преобразования мерзлых пород под действием тонких водных пленок.— В сб. Криогенные процессы в почвах и горных породах. М., «Наука», 1965.
- Иванов О. П. Основные факторы развития зон окисления сульфидных месторождений в условиях многолетней мерзлоты.— Геохимия, 1966, № 9.
- Карааев Н. М., Венер Р. А., Григорьева К. В. Воднорастворимые кислоты из окисленных углей зоны вечной мерзлоты.— Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 5.
- Карааева Н. А. К характеристике аркто-тундровых почв о-ва Большого Ляховского (Новосибирские острова).— В сб.: О почвах Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кузнецов В. Д. Поверхностная энергия кристаллов.— Природа, 1952, № 9.
- Кузнецов В. Д. Поверхностная энергия твердых тел. М., Гостехиздат, 1954.
- Луговой П. Н. Особенности образования карста в мерзлых толщах.— Геол. и геофизика, 1964, № 8.
- Сауков А. А. Геохимия. М., Госгеолиздат, 1951.
- Смирнов С. С. и др. Минералогический очерк Яно-Адыганского района.— Тр. Ин-та геол. наук. М., минералог. сер., 1941, сер. 9, вып. 46.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Таргульян В. О. Выветривание и почвообразование на граните в тундровой зоне (о-в Большой Ляховский).— В сб.: О почвах Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Таргульян В. О. Геохимия ортоэлювия холодных гумидных областей (тундровых и северо-таежных ландшафтов).— В кн.: Геохимия ландшафта. М., «Наука», 1967.
- Тебенков В. П. Химическая характеристика пермских углей Таймыра.— Тр. НИИГА, Л., 1962, т. 121, вып. 18.
- Тютюнов И. А. Миграция воды в торфяно-глеевой почве в периоды замерзания и замерзшего состояния в условиях неглубокого залегания вечной мерзлоты. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тютюнов И. А. Введение в теорию формирования мерзлых пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Цытович Н. А. О незамерзшей воде в рыхлых горных породах. Изв. АН СССР, Сер. геол., 1947, № 3

Шварцев С. Л. О физико-химических процессах в толще многолетнемерзлых пород. — В сб.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М., «Наука», 1965.

НИИ оснований и подземных
сооружений
Москва

Дата поступления
20.XII.1973

УДК 551.231 (479.22)

СМЕШАНОСЛОЙНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАОЛИНИТ-МОНТМОРИЛЛОНИТЫ ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАКАВКАЗЬЯ

**Л. И. БОГОЛЮБОВА, Б. А. ДРИЦ, Б. А. САХАРОВ,
А. Л. СОКОЛОВА, А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ**

Смешанослойные минералы, в структуре которых чередуются слои разного типа, широко распространены в поверхностной зоне земной коры. До последнего времени считалось, что смешанослойные минералы образованы совокупностью 2:1 слоев, разделенных разными по природе межслоевыми промежутками. Существование смешанослойных структур из чередующихся каолинитовых и монтмориллонитовых слоев установлено лишь в последние годы (Shimoyama et al., 1969; Wiewioga, 1971, 1972; Schultz et al., 1971; Sakharov, Dritz, 1973). В отечественной литературе отсутствуют сведения о подобного рода минеральных образованиях.

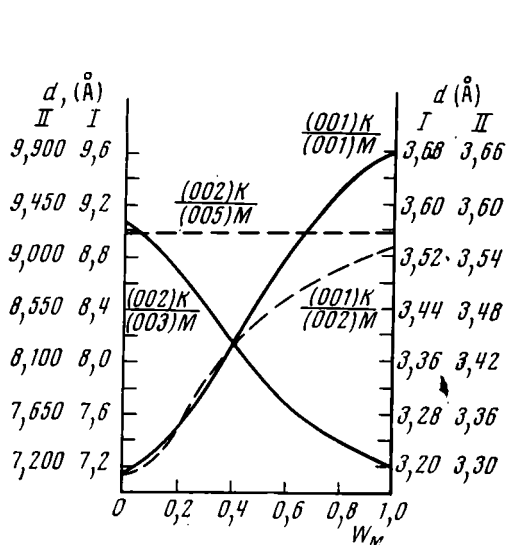
Возможно, что одна из причин редких находок таких минералов — отсутствие надежных дифракционных критериев, позволяющих однозначно устанавливать смешанослойные минералы, содержащие каолинитовые слои. С другой стороны, выявление условий, при которых происходит формирование смешанослойных минералов каолинит-монтмориллонит, имеет самостоятельное генетическое значение. Задача данной работы — описание дифракционной методики определения смешанослойных структур, содержащих каолинитовые слои и характеристика тех факторов, которые обусловили возникновение подобных минералов.

ДИФРАКЦИОННЫЕ ЭФФЕКТЫ ОТ СМЕШАНОСЛОЙНЫХ СТРУКТУР КАОЛИНИТ-МОНТМОРИЛЛОНИТ

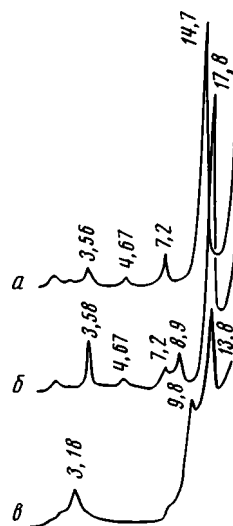
Метод расчета дифракционных картин для смешанослойных минералов описан в работе Б. А. Сахарова и В. А. Дрица (Sakharov, Dritz, 1973). С его помощью были рассчитаны дифракционные кривые для неупорядоченных смешанослойных структур каолинит-монтмориллонита при разном соотношении чередующихся компонентов. Расчет проводился для смешанослойных структур, в которых межслоевые промежутки монтмориллонитового типа заполнены молекулами глицерина или обезвожены. В этих случаях толщина монтмориллонитовых межслоевых промежутков не зависит существенно от влажности и типа обменных катионов. Соответственно толщины всех монтмориллонитовых слоев принимались равными 17,8 Å для насыщенного и 9,6 и 9,9 Å для обезвоженного состояний.

Очень большое количество рассчитанных дифракционных кривых для разных соотношений каолинитовых и монтмориллонитовых слоев не позволяет воспроизвести их в данной работе. Лишь некоторые дифрак-

сионные кривые будут приведены при описании исследованных образцов. На фиг. 1 приводятся значения межплоскостных расстояний базальных отражений, которые должны наблюдаться от неупорядоченных смешанослойных минералов каолинит-монтмориллонит, и показана зависимость значений d от содержания монтмориллонитовых слоев. Пунктирные кривые соответствуют значениям d , которые должны наблюдаться от структур, насыщенных глицерином, сплошные — структурам



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Зависимость рассчитанных значений базальных отражений для неупорядоченных смешанослойных минералов каолинит-монтмориллонит от содержания монтмориллонитовых слоев
Объяснение в тексте

Фиг. 2. Дифрактограммы обр. 315-1
Состояние: а — естественное, б — образец насыщенный глицерином; в — образец прокален при 550°С

в обезвоженном состоянии. Около каждой кривой проставлены значения порядков отражений от «чистых» компонентов. Правая ось ординат соответствует кривым $\frac{(001)K}{(002)M}$ и $\frac{(001)K}{(001)M}$, а левая — $\frac{(002)K}{(005)M}$ и $\frac{(002)K}{(003)M}$. В зависимости от высоты монтмориллонитового слоя в обезвоженном состоянии — 9,6 или 9,9 Å — необходимо использовать значения d , приведенные соответственно в колонках I и II. С помощью фиг. 1 легко устанавливаются соотношения каолинитовых и монтмориллонитовых слоев при исследовании неупорядоченных природных смешанослойных минералов в насыщенном и прокаленном состояниях.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАКАВКАЗЬЯ

Исследования в Закавказье показали, что своеобразие большой группы плейстоцен-голоценовых кор выветривания, почв и аллювия в районах развития зеленокаменно измененных эффузивов основного и среднего составов обусловлено главным образом спецификой составляющих их глинистых минералов. Последние оказались достаточно устойчивыми в коре выветривания различных по термическим характери-

кам ландшафтах, получающих меньше 1200—1300 мм годовых атмосферных осадков. Вследствие этого состав кор выветривания, формирующихся, например, под смешанным субтропическим лесом в Талыш-Ленкоранском районе и субальпийской высокогорной зоне Месхетского хребта, принципиально аналогичен. В обоих случаях это рыхлые буровато-желтые или бурые дресвяно-глинистые образования, в которых хорошо сохраняются или неполностью разрушены каркасные и цепочечные силикаты (пироксены, полевые шпаты и т. п.). Различаются они только по мощности: более 10 м (иногда до 50 м) на склонах Талышских гор и не более 5 м в субальпийской зоне Аджарии.

Разрушение горных пород с образованием дресвяно-глинистой массы происходит вдоль системы трещин разгрузки и захватывает в первую очередь блоки, подверженные в наибольшей степени зеленокаменному изменению, поскольку они содержат гидрофильные компоненты. Слабо измененные в постмагматическую фазу ядра остаются плотными. В основной массе и миндалинах свежих зеленокаменно измененных эффузивов скального основания склонов, замеща лейсты и вкрапленники плагиоклазов и пироксенов, активно развиваются глинистые минералы. Рентгеновское изучение фракций $<0,001$ мм, выделенных из этих пород, показало, что все они имеют один и тот же фазовый состав и содержат в том или ином соотношении триоктаэдрические минералы: хлорит, разбухающий хлорит или монтмориллонит. В качестве примера рассмотрим дифрактограммы обр. 315-1 (фиг. 2), полученные в естественном, насыщенном глицерином и прокаленном при 550°C состояниях.

Сопоставление интенсивностей рефлексов на дифрактограммах насыщенного и прокаленного препаратов показывает, что в образце помимо монтмориллонита и хлорита содержится разбухающий хлорит. Действительно, рефлекс с $d=17,8\text{ \AA}$ на дифрактограмме насыщенного глицерином препарата характеризуется острым профилем и высокой интенсивностью, тогда как после прокаливания интенсивность рефлекса с $d=9,8\text{ \AA}$, принадлежащая монтмориллониту, существенно ниже интенсивности рефлекса с $d=13,8\text{ \AA}$. Последний не может принадлежать обычному хлориту, характеризующемуся очень слабыми отражениями с $d=7,2; 4,67\text{ \AA}$ на дифрактограмме насыщенного препарата. Отсюда следует, что в образце содержится хлорит, разбухающий после насыщения глицерином до $17,8\text{ \AA}$ и сжимающийся после прокаливания до $d(001)=13,8\text{ \AA}$.

Дифрактограмма от неориентированного препарата содержит только одно отражение $d(060)=1,521\text{ \AA}$, что свидетельствует о триоктаэдрическом характере присутствующих в образце минералов.

Образцы, взятые из кор выветривания этой группы ландшафтов, содержат в качестве основной фазы триоктаэдрической монтмориллонит, который диагностируется по базальным отражениям с $d\ 17,7; 8,9; 3,5\text{ \AA}$ в насыщенном глицерином состоянии; $9,5; 3,18\text{ \AA}$ в обезвоженном состоянии и $d(060)=1,526\text{ \AA}$.

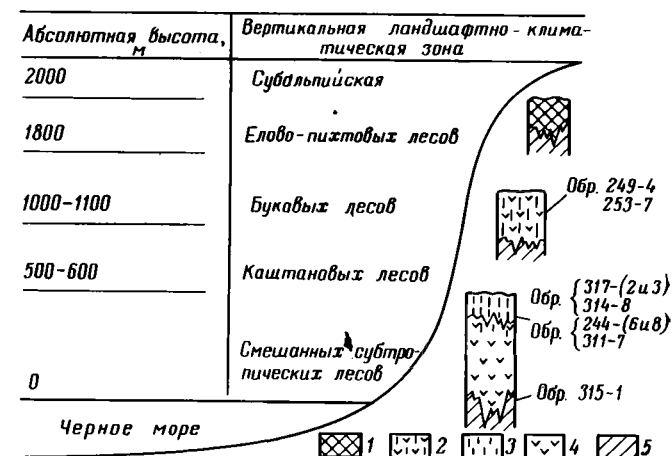
Полученные результаты однозначно свидетельствуют о преобразовании хлоритоподобных минералов из основной массы и миндалинов свежих зеленокаменных эффузивов в триоктаэдрические монтмориллониты, обнаруженные в корях выветривания.

Одноступенчатая схема трансформации хлоритоподобных минералов, характерная для этой группы кор выветривания, обуславливает развитие профиля, в котором различается состоящая из одного горизонта сапролитовая зона и почва. Подобное упрощенное строение профиля сохраняется даже в весьма значительных по мощности корях выветривания Талыш-Ленкоранского района.

В относительно более влажных ландшафтах, характеризующихся годовой нормой атмосферных осадков более 1400 мм, осуществляется

качественный скачок, в результате которого появляется возможность разрушения триоктаэдрических монтмориллонитов и образования за их счет смешанослойных минералов, содержащих в основном каолинитовые слои. Это знаменует возникновение образований иного таксономического ранга: красноцветной «каолинитовой» коры выветривания.

На северных склонах Месхетского хребта качественный скачок происходит уже в нижней части елово-пихтового пояса на высоте порядка 1800 м от уровня моря (фиг. 3).



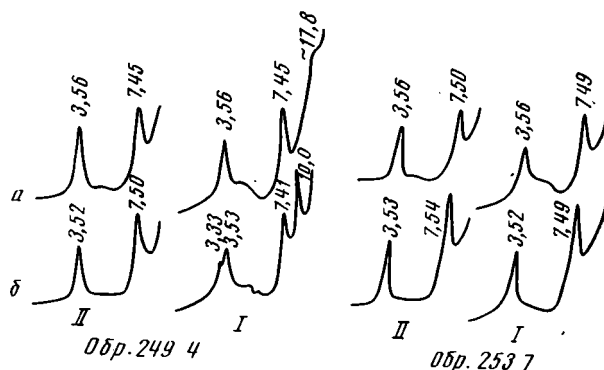
Фиг. 3. Схема строения разрезов плейстоцен-голоценовой коры выветривания зеленокаменно измененных эффузивов в различных ландшафтно-климатических зонах Месхетского хребта
1 — бурые или зеленовато-бурые почвенно-элювиальные образования с преобладанием во фракции $<0,001$ мм триоктаэдрического монтмориллонита; 2 — зеленовато-бурые, почвенно-элювиальные образования с триоктаэдрическим монтмориллонитом внизу и смешанослойным каолинит-монтмориллонитом в верхней пестроцветной части; 3 — красноцветные почвенно-элювиальные образования с преобладанием смешанослойного каолинит-монтмориллонита; 4 — бурый или зеленовато-бурый элювий с триоктаэдрическим монтмориллонитом во фракции $<0,001$ мм; 5 — свежая порода с триоктаэдрическим хлоритом, хлорит-монтмориллонитом или монтмориллонитом в основной массе

В нижних горизонтах формирующейся здесь коры выветривания, как и в предыдущем случае, минералы каркасной и цепочечной структуры устойчивы и разрушение породы идет за счет трансформации хлоритоподобных минералов зеленокаменно измененной материнской породы по аналогичной схеме. Соответственно в элювии находится комплекс унаследованных минералов (пироксены, полевые шпаты и т. п.) и новообразованные глины, представленные триоктаэдрическим монтмориллонитом. В более высоких горизонтах элювия неустойчивы практически все порообразующие минералы. Полевые шпаты и пироксены частично или полностью растворяются, а за счет триоктаэдрического монтмориллонита синтезируется смешанослойная фаза каолинит-монтмориллонит и минералы гидроокислов железа. Это приводит к усложнению строения профиля коры выветривания в сапролитовой зоне, в которой выше зеленоватого или зеленовато-бурого появляется красновато-коричневый горизонт мощностью до 2 м.

Рентгеновское изучение образцов, взятых из этого горизонта коры выветривания, показало, что дифракционные картины, полученные от

ориентированных препаратов, содержат отражения от триоктаэдрического монтмориллонита и диоктаэдрической смешанослойной фазы. Последняя характеризуется рефлексами с $d=7,4-7,6$ и $3,56$ Å для насыщенного глицерином и $7,4-7,5$ и $3,52-3,54$ Å для прокаленного при 350°C состоянии образцов.

Можно видеть, что значения d первого базального отражения практически совпадают для насыщенного глицерином и прокаленного состояний. На фиг. 1 находим, что для значений d , лежащих в пределах $7,4-7,6$ Å, соотношение каолинитовых и монтмориллонитовых слоев изменяется от $0,85:0,15$ до $0,75:0,25$. Отражения с $d=3,51-3,54$ Å для



Фиг. 4. Экспериментальные (I) и рассчитанные (II) дифракционные кривые для обр. 253-7 и 249-4. Состояние: а — образец насыщен глицерином, б — образец прокален при 350°C

прокаленных при 350°C препаратов также подтверждают указанные выше пределы для соотношений слоев разного типа в исследуемых образцах. Следует иметь в виду, что значения межплоскостных расстояний дают приближенную оценку соотношения слоев каолинита и монтмориллонита. Для более точного и надежного их определения требуется не только соответствие рассчитанных и экспериментальных значений d , но и соответствие рассчитанных и наблюдаемых интенсивностей базальных отражений. В качестве примера на фиг. 4 приведены рассчитанные и экспериментальные дифракционные кривые для полностью неупорядоченных смешанослойных минералов каолинит-монтмориллонит, содержащихся в обр. 253-7 и 294-4 в насыщенном глицерином и прокаленном при 350°C состояниях. Для обр. 253-7 принималось, что соотношение каолинитовых и монтмориллонитовых слоев равно $0,8:0,2$, а для обр. 294-4 — $0,82:0,18$. Хорошее соответствие рассчитанных и экспериментальных дифрактограмм для двух состояний образцов свидетельствует о том, что соотношение каолинитовых и монтмориллонитовых слоев, а также характер их чередования в исследуемых смешанослойных минералах установлены правильно.

Кора выветривания подобного состава с широким развитием в качестве породообразующего компонента смешанослойного каолинит-монтмориллонита в верхних горизонтах профиля прослеживается на северных склонах Месхетского хребта на вертикальном интервале порядка 1000 м, т. е. на всем протяжении пояса буковых и частично каштановых лесов (фиг. 3).

В более влажных и теплых ландшафтах в зонах каштанового и смешанного субтропического леса приморских районов Западного Закавказья

казья, характеризующихся нормой годовых осадков более 2000 мм, в коре выветривания зеленокаменно измененных порфириров обособляется верхний горизонт, образованный смешанослойными минералами с

Дифракционные характеристики и соотношения каолинитовых и монтмориллонитовых слоев для некоторых образцов, содержащих смешанослойную фазу

Образец, №	Насыщен глицерином	Прокален при 350° С	Соотношения каолинитовых и монтморил- лонитовых слоев
244-6	7,47 3,56	7,50 3,54	0,82: 0,18
244-8	7,47 3,56	7,47 3,50	0,8: 0,2
311-7	7,55 3,56	7,60 3,50	0,78: 0,22
314-8	7,69 3,56	7,75 3,51	0,75: 0,25
317,2	7,37 3,56	7,47 3,53	0,85: 0,15
317-3	7,50 3,56	7,65 3,52	0,78: 0,22

преимущественным содержанием каолинитовых слоев, и существенно увеличивается ее мощность.

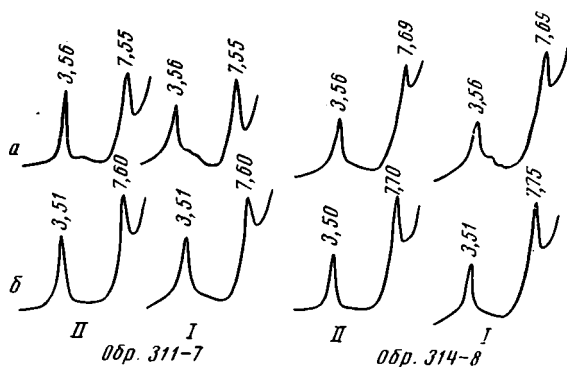
В строении коры выветривания различается сапролитовая зона, состоящая из дресвяно-глинистого зеленоватого или зеленовато-бурого горизонта (1—6 м) с практически свежими пироксенами и слабо корродированными полевыми шпатами, и бурый глинистый горизонт (8—10 м) с разрушенными пироксенами и полевыми шпатами. Профиль венчается красноцветной почвенной зоной (2,5—3 м).

Состав нижних горизонтов коры выветривания этого района — те же унаследованные минералы (пироксены, полевые шпаты, хлорит, разбухающий

хлорит и т. п.), которые были встречены в вышеописанных зеленокаменно измененных породах. Дресвяный и вышележащий буровато-зеленый элювий представлены триоктаэдрическим монтмориллонитом. Другими словами, здесь также снизу вверх прослеживается регрессивная трансформация глинистых минералов от хлорита через промежуточные формы к триоктаэдрическому монтмориллониту. В верхней части буроватого элювия и в красноцветной почве происходит разрушение монтмориллонита и образование диоктаэдрической смешанослойной фазы каолинит-монтмориллонит. Яркая красная окраска почвы обусловлена массовым освобождением железа при разрушении структуры монтмориллонита.

В данной группе исследовались образцы, дифракционные характеристики которых сведены в таблицу. Для этой группы образцов характерно отсутствие самостоятельной монтмориллонитовой фазы. Все образцы — почти мономинеральные полностью неупорядоченные смешанослойные образования каолинит-монтмориллонит. Соотношения каолинитовых и монтмориллонитовых слоев, найденное с помощью фиг. 1 для исследованных образцов, приведены в таблице. В качестве иллюстрации на фиг. 5 приведены рассчитанные и экспериментальные дифракционные кривые для обр. 314-8 и 311-7 в насыщенном глицерином и прокаленном при 350°С состояниях.

Наблюдения, проводившиеся в отношении развития и разрушения коры выветривания на крутых горных склонах, показывают, что непре-



Фиг. 5. Экспериментальные (I) и рассчитанные (II) дифракционные кривые для обр. 314-8 и 311-7

Состояние: а — образец насыщен глицерином, б — образец прокален при 350° С

рывно идущие одновременно с формированием коры выветривания эрозивно-денудационные процессы постоянно переводят элювий в реки, где происходит его дальнейшая переработка в принципиально других условиях.

Проведенные исследования вещественного состава аллювия р. Хевис-Цкали (левый приток р. Риони в среднем ее течении) показали, что источником минерального питания этой реки служит материал описанных выше кор выветривания вулканогенных пород эоцена.

Из анализа дифрактограмм глинистой фракции осадков р. Хевис-Цкали следует, что в этой фракции обнаруживаются наряду с монтмориллонитом разнообразные смешанослойные минералы: гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-вермикулит, монтмориллонит-хлорит, в том числе и каолинит-монтмориллонит. Интересно отметить, что фаза каолинит-монтмориллонита, четко диагностирующаяся в глинистой фракции аллювия р. Хевис-Цкали, в осадках р. Риони не обнаруживается; она отсутствует также в осадках конечных водоемов стока. Следовательно, этот минерал — в значительной мере метастабильная фаза.

ЛИТЕРАТУРА

- Sakharov B. A., Drits V. A.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite: a comparison of observed and calculated diffraction patterns.— *Clays and Clay Minerals*, 1973, v. 21, p. 15—17.
- Schultz L. G., Shepard A. O., Blackmon P. D., Starkey H. C.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite from the Yucatan Peninsula, Mexico.— *Clays and Clay Minerals*, 1971, v. 19, p. 137—150.
- Shimoyama A., Johns W. D., Sudo T.* Montmorillonite-kaolin clay in acid clay deposits from Japan.— *Proc. Internat. Clay Conf.*, Tokyo, 1969, p. 225—231.
- Wiewiara A. A.* mixed-layer kaolinite-smectite from Lower Silesia, Poland.— *Clays and Clay Minerals*, 1971, v. 19, p. 415—416.
- Wiewiara A. A.* mixed-layer kaolinite-smectite from Lower Silesia, Poland.— *Proc. Internat. Clay Conf.*, Madrid, 1972, v. 1, p. 101—116.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
23.XI.1973

УДК 553.61 (574.1)

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ МЕЗОЗОЙСКИХ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ КЕНКІЯКА И АКЖАРА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

В. И. МУРАВЬЕВ

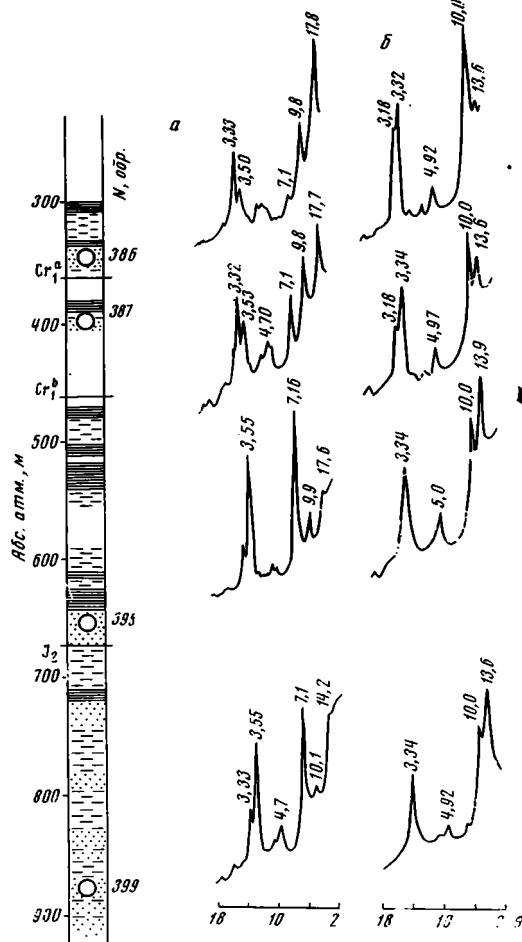
Постседиментационное изменение глинистых минералов, в частности, изменение, связанное с присутствием в пластах нефти, рассмотрено в работах И. Д. Зхуса (1966), Г. И. Носова и В. Р. Влодарской (1967), И. Н. Ушатинского и др. (1970), Т. Т. Клубовой (1965). Установленные связи разными авторами интерпретируются различно. По-видимому, процесс постседиментационной трансформации глинистых минералов достаточно сложен и зависит от большого числа факторов. В настоящей работе рассмотрен лишь один вопрос, касающийся состава глинистых минералов нефтенасыщенных и сопряженных водонасыщенных пород, и произведено сравнение их в пределах узких локальных зон, точнее, в пределах единых пластов, в участках, насыщенных нефтью, и непосредственно за водонефтяным контактом. Фоновое рас-

пределение глинистых минералов вне зон нефтяных месторождений может быть охарактеризовано по данным опорных, поисковых или параметрических скважин.

Объект исследований располагался в пределах распространения солянокупольных структур в восточной части Прикаспийской впадины. В этом же районе, но вне нефтяных месторождений расположена глубокая опорная скважина Хобда, материал которой использован для сравнения и определения так называемого фонового состава глинистых минералов того или иного стратиграфического горизонта (фиг. 1).

Были изучены образцы юрских и нижнемеловых продуктивных горизонтов северного блока Акжарского месторождения (ограниченная разломом моноклираль), образцы пятого продуктивного горизонта (верхняя пермь) из месторождения Кенкияк (моноклираль, ограниченная соляным штоком), а также образцы триаса и перми Кенкиякской структуры, использованные для сравнения.

Мезозойские (и пермские) породы изученной площади представлены главным образом альбитофировыми граувакками. В их составе присутствует кварц (15—40%). Полевые шпаты (10—30%) и обломки пород (до 70%). В составе обломков пород в ряде случаев отмечается заметное повышение количества зерен базальтового и спилитового составов. Однако и в этих пачках пород еще сохраняется доминирующее значение обломков фельзитовой массы альбитофиров и гранитоидов,



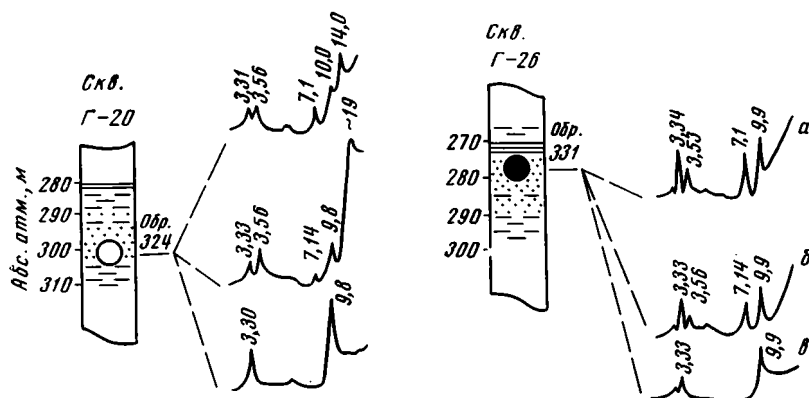
Фиг. 1. Характеристика глинистых минералов цемента песков по скв. Р-1 (Хобда). Образец: а — обработан глицерином, б — прокален в течение 2 час. при 550° С

поэтому вся толща может быть рассмотрена как толща, достаточно постоянная по составу. В юрских отложениях отмечено лишь незначительное увеличение доли обломков кислого состава за счет сокращения числа обломков порфиринов и базальтоидов. Это связано с повсеместной зараженностью юрских отложений углистым материалом и изменением юрских пород в кислых гумусовых средах. Это же обстоятельство определяет и обогащенность цемента юрских пород каолинитом (фиг. 1).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Использованный для исследования керновый материал сильно различался по степени цементации, зернистости, насыщенности нефтью. Так, породы, отобранные из нефтенасыщенных горизонтов, были пред-

ставлены рыхлыми песками, а из законтурной зоны — часто плотно сцементированными песчаниками. Обилие насыщающей пески нефти исключало возможность проварки их в канадском бальзаме или цементировании какими-либо смолами. Поэтому из нефтенасыщенных песчаных пород шлифы не изготовлялись, а изучение их минерального состава производилось в иммерсионных препаратах. Предварительная экстракция битума осуществлялась путем многократной промывки на



Фиг. 2. Сравнение состава глинистых минералов в аптском продуктивном горизонте (месторождение Акжар, северное крыло). Образец: а — необработанный, б — насыщен глицерином; в — прокален в течение 2 час. при 550° С

стеклянных фильтрах петролевым эфиром с последующей вакуумной сушкой при подогреве до 60—70° С. Очищенный от нефти образец представлял сыпучую массу и достаточно легко диспергировался в воде. Однако глинистые фракции, накопленные из таких образцов при химическом анализе, показывали весьма высокие количества углерода и летучих компонентов — в сумме до 10%. Присутствие остаточного битума, сорбированного главным образом тонкой фракцией (<1 мк), практически не сказывалось на дифрактометрических кривых и позволяло получать острые рефлексы базальных отражений от ориентированных препаратов.

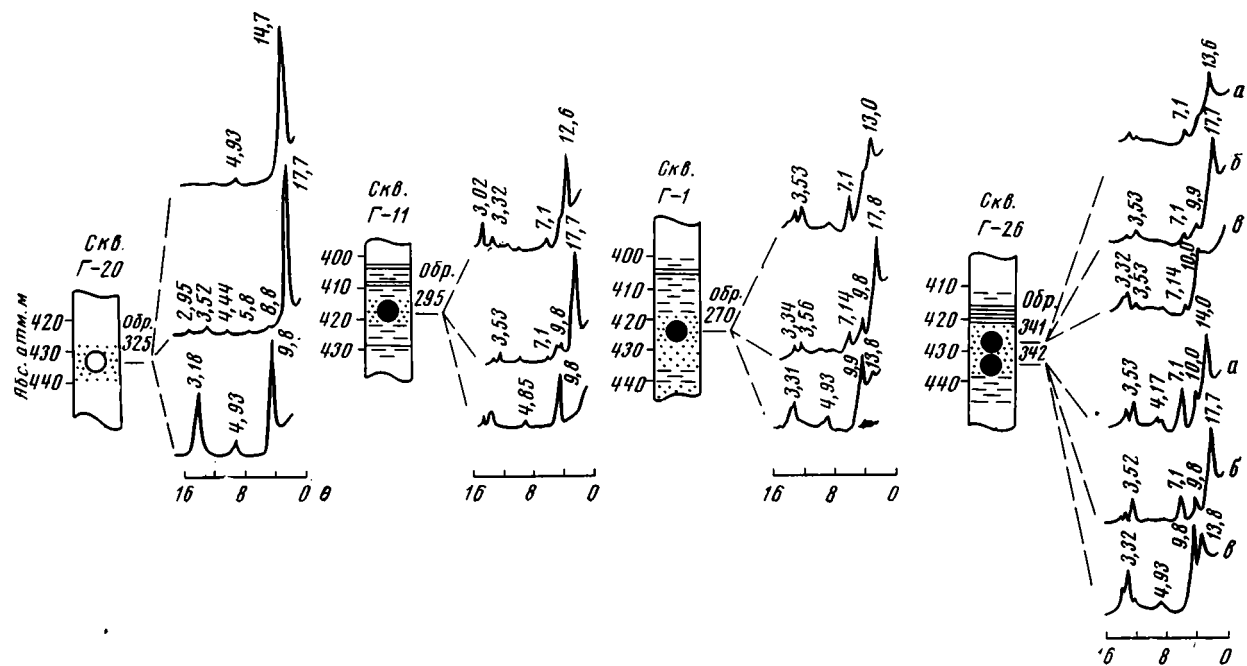
Дезинтеграция песчаных пород с карбонатным цементом производилась в 10%-ной уксусной кислоте, что обеспечило в значительной мере сохранность минералов группы хлорита. Выделенные глинистые минералы изучались дифрактометрически.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

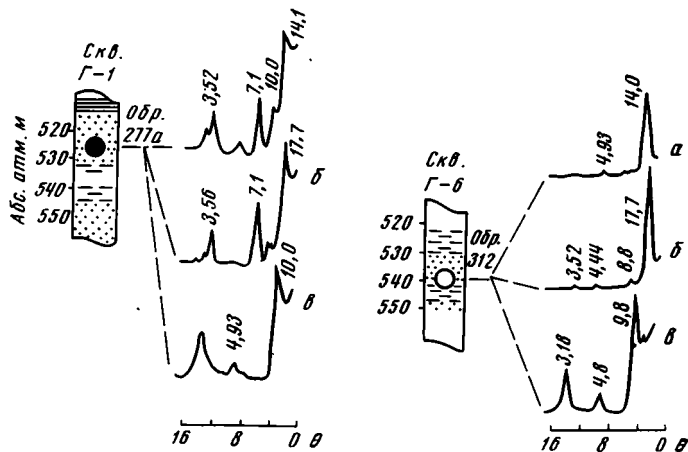
Имеющийся материал позволяет наметить отчетливую тенденцию изменения состава глинистых минералов в пределах каждого исследованного продуктивного пласта. В каждом из продуктивных горизонтов при переходе из зоны, насыщенной нефтью, за водо-нефтяным контактом (в. н. к.) обнаруживается резкое возрастание доли монтмориллонита, вплоть до появления мономинеральной монтмориллонитовой фракции в водонасыщенных песках.

В аптском продуктивном горизонте месторождения Акжар в зоне нефтеносности (обр. 331) пески содержат спектр минералов, включающий гидрослюда и каолинит. За контуром нефтеносности (обр. 324) отмечается появление значительных количеств монтмориллонита (фиг. 2).

В нефтесодержащем горизонте в низах баррема повторяется та же тенденция (фиг. 3). В сводовой части залежи, в пределах контура неф-

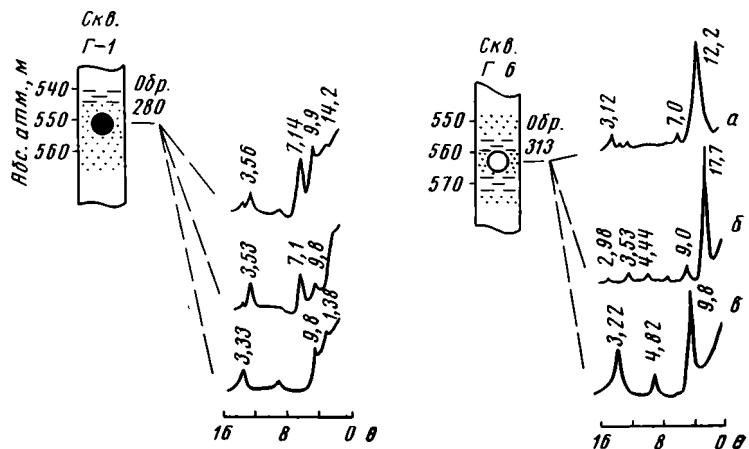


Фиг. 3. Сравнение состава глинистых минералов в нижнем продуктивном горизонте баррема (месторождение Акжар, северное крыло).
Условные обозначения см. на фиг. 2



Фиг. 4. Сравнение состава глинистых минералов в IV продуктивном среднеюрском горизонте (месторождение Акжар, северное крыло).

Условные обозначения см. на фиг. 2

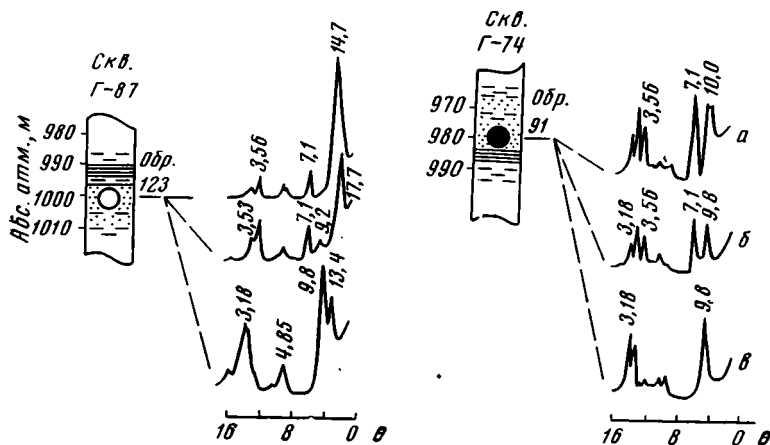


Фиг. 5. Сравнение состава глинистых минералов в III продуктивном среднеюрском горизонте (месторождение Акжар, северное крыло).

Условные обозначения см на фиг. 2

теносности (обр. 295, 341, 342, 270), вместе с монтмориллонитом присутствуют каолинит, гидрослюда и хлорит. На крыле структуры, за в.н.к., тот же пласт (обр. 325) содержит почти мономинеральный монтмориллонит.

Следующий продуктивный горизонт, относимый к средней юре (фиг. 4), подчинен тем же закономерностям изменения состава глинистых минералов. В обр. 277а из нефтенасыщенной зоны отмечен поликомпонентный состав глинистого цемента, состоящего из монтмориллонита, каолинита и гидрослюд. При выходе за контур нефтеносности (обр. 312) из состава цемента практически исчезают каолинит и гидрослюды. Дифрактограммы образцов показывают почти мономинеральный монтмориллонит с едва заметной примесью хлорита. Аналогичная картина наблюдается и в ниже расположенном среднеюрском (III) горизонте. В нефтенасыщенных песках этого горизонта также встречен поликомпонентный состав глинистых минералов (обр. 280). За контуром нефтеносности (обр. 313) в том же горизонте присутствует только монтмориллонит (фиг. 5).



Фиг. 6. Сравнение состава глинистых минералов в V6 продуктивном горизонте татарского яруса (месторождение Кенкиак).
Условные обозначения см. на фиг. 2

Найденная закономерность прослежена по всем горизонтам месторождения Акжар, однако она, по-видимому, характерна не только для одного конкретного участка или месторождения. Аналогичные результаты были получены при сравнении образцов татарского яруса на месторождении Кенкиак. Из этого месторождения мы имели обр. 91 123 V6 продуктивного горизонта (фиг. 6) в пределах контура и за контуром нефтеносности. Наблюдаемая закономерность изменения состава глинистых минералов в песчаниках сохранилась и здесь. Гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация минералов в нефтенасыщенной зоне сменяется монтмориллонитовой с примесью хлорита за водонефтяным контактом.

Лишь верхний продуктивный горизонт баррема (обр. 300, 332, 333, фиг. 7) содержит в цементе песчаников преимущественно монтмориллонит с примесью слюды и смешанослойного хлорит-монтмориллонитового минерала. За контуром нефтеносности в этом же пласте резко меняется состав глинистых минералов (обр. 308). Приводимые дифрактограммы показывают, что в этом образце содержится мономинеральная гидрослюда. Электронографическими исследованиями установлено, что эта гидрослюда представлена политипом 1Md. В законтурной области в алевроитах, взятых непосредственно над песчаным горизонтом (обр. 307), помимо гидрослюды содержится монтмориллонит. В сводовой части месторождения непродуктивные алевролиты, находящиеся над нефтенасыщенными песками (обр. 293), содержат монтмориллонит с примесью гидрослюды. Таким образом, в одном и том же горизонте при переходе через в. н. к. отмечаются резкое изменение состава глинистого цемента песков и появление мономинеральных гидрослюд. Алевролитовые же разности пород изменены не столь существенно.

Вне нефтеносных структур разновозрастные отложения той же области были изучены в Хобдинской опорной скважине. Материалы, полученные при исследовании фракций <1 мк из этой скважины, свидетельствуют о поликомпонентном составе глин по всему разрезу. Те закономерности в распределении глинистых минералов, которые наблюдаются в разрезе Хобдинской скважины, связаны с условиями седиментации, историей геологического развития и общей тенденцией эпигенетических преобразований минералов. Так, заметное повышение доли каолинита в юрских отложениях согласуется с насыщенностью этих отложений углистыми остатками. Однако если сравнить фоновые содержания глинистых минералов, определяемые по разрезу Хобдинской

ние — лишь образцы, взятые непосредственно за контуром нефтеносности, отличающиеся резким возрастанием доли монтмориллонита либо появлением мономинеральных монтмориллонитовых образований. Причина этого явления может заключаться в геохимической специфике в. н. к. и в активности вод, сопровождающих битумы при их внедрении в зону будущего месторождения.

Монтмориллонитизация — не единственный эпигенетический процесс, проходящий в пласте вблизи в. н. к. Микроскопическое изучение соответствующих образцов позволило установить за контуром нефтеносности интенсивную кальцитизацию песчаников, сопровождающуюся коррозией обломочных зерен и значительным снижением пористости пласта в целом. Наряду с этим в нефтенасыщенной зоне отмечено развитие пирита и сидерита.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренные образцы, взятые внутри контура нефтеносности и непосредственно за ним, позволяют установить резкую смену минерального состава глинистого цемента при переходе через в. н. к. Эта смена в большей части рассмотренных нами случаев выразилась в интенсивной монтмориллонитизации пород законтурной области вплоть до образования мономинеральных монтмориллонитов в цементе. Однако в одном случае появляется также мономинеральная гидрослюда 1 *Md*. Исходный состав пород, геологические условия, глубины погружения достаточно близки при монтмориллонитизации и при образовании гидрослюд. Непосредственная близость водонефтяного контакта также характерна для всех описанных участков. Наконец, современная минерализация законтурных вод различается в достаточно широких пределах и не сказывается сколько-нибудь заметно на минеральном составе глинистого цемента песчаных пород.

Два обстоятельства представляются нам чрезвычайно важными для понимания процесса изменения состава глинистых минералов. Во-первых, во всех случаях проявляется четкая тенденция к замене поликомпонентного вещества цемента на мономинеральную фазу. Эта тенденция столь резка, что в половине из рассмотренных примеров глинистое вещество пород полностью трансформировано. При незавершенной трансформации новообразованная фаза доминирует. Во-вторых, новообразованные минералы крайне характерны для гидротермально переработанных пород. Гидрослюды 1 *M* слагают определенные зоны гидротермально измененных туфов Асканского месторождения (Ратеев, Градусов, 1970). Исследования А. Г. Коссовской и В. А. Дрица (1971) показали, что все описанные в литературе месторождения высокоглиноземистых мономинеральных гидрослюд 1 *M* приурочены к участкам интенсивных гидротермальных изменений пород. Наконец, в законтурных зонах песчаных проницаемых пластов появляется давсонит ($\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$) — минерал, типичный для гидротерм щелочного состава. Полнота замещения массы цемента и части минеральных зерен, гомогенность новообразованного вещества и характер новообразований позволяют сделать вывод об их гидротермальной природе. Поскольку такие изменения захватывают не какой-либо отдельный стратиграфический горизонт, а приурочены только к законтурной области содержащих нефть горизонтов, можно допустить, что при формировании нефтяной залежи приход нефти и заполнение ловушки соответствует начальной стадии действия гидротерм. В дальнейшем гидротермальные воды продолжали поступать в структуру, используя те же подводящие каналы и те же горизонтальные зоны разгрузки (пласты). Реакции пластовых вод и сопровождающих нефть термальных вод привели к интенсив-

ной кальцитизации пород, коррозии полевых шпатов, обломков пород и образованию описанного комплекса глинистых минеральных новообразований. Предварительное заполнение ловушки нефтью консервировало вмещающие породы и предохранило их от воздействия гидротермы.

Такой вывод подтверждается данными, приводимыми И. Б. Дальяном и А. С. Посадской (1972), о температурном режиме нефтяных залежей восточной части Прикаспийской впадины. Первое, на что следует обратить внимание,— повсеместно зарегистрированное повышение температур у зон разрывов (на 6—10 и даже до 15°С) по сравнению с температурами тех же горизонтов, но на удалении от разрывных нарушений. Второе важное обстоятельство— также повсеместно зарегистрированное повышение температуры подошвы продуктивных пластов по сравнению с кровлей (на 1,5—4,5°С). Такой перепад температур примерно на порядок превосходит изменения температур, обусловленные геотермическим градиентом рассматриваемых площадей.

Приведенные данные показывают, что проникновение термальных вод по разрывным нарушениям продолжается до настоящего времени и эти воды омывают нефтяные залежи снизу, поддерживая в подошвенной части их аномально высокие температуры. Выявление зон преимущественной монтмориллонитизации и гидрослюдизации, по-видимому, может пролить свет на положение подводящего канала и гидрохимический тип термальных вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Дальян И. Б., Посадская А. С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата, «Наука», 1972.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
- Клубова Т. Т. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. М., «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород.— Сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы, М., «Наука», 1971.
- Носов Г. И., Влодарская В. Р. О генетической связи нефтегазоносности Предкавказья и Закавказья с минералогическими типами глинистых пород.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные фазы преобразования андезито-трахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения.— Литол. и полезн. ископ. 1970, № 1.
- Ушатинский И. Н., Бабицын П. К., Гаврилова Л. М. Основные минералогические, геохимические особенности и генезис глинистого материала продуктивных отложений Западной Сибири в связи с их нефтегазоносностью.— Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ, Тюмень, 1970, вып. 35.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
23.XI.1973

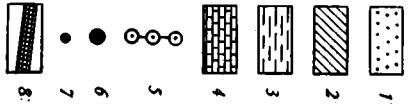
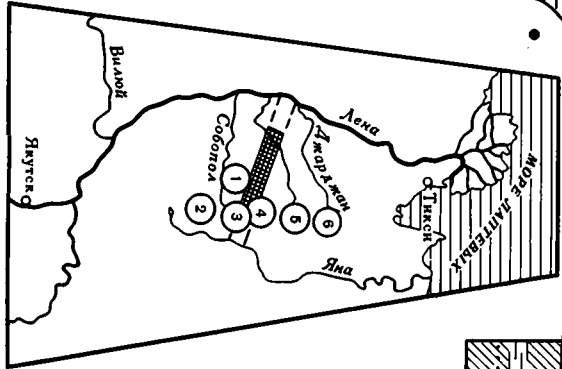
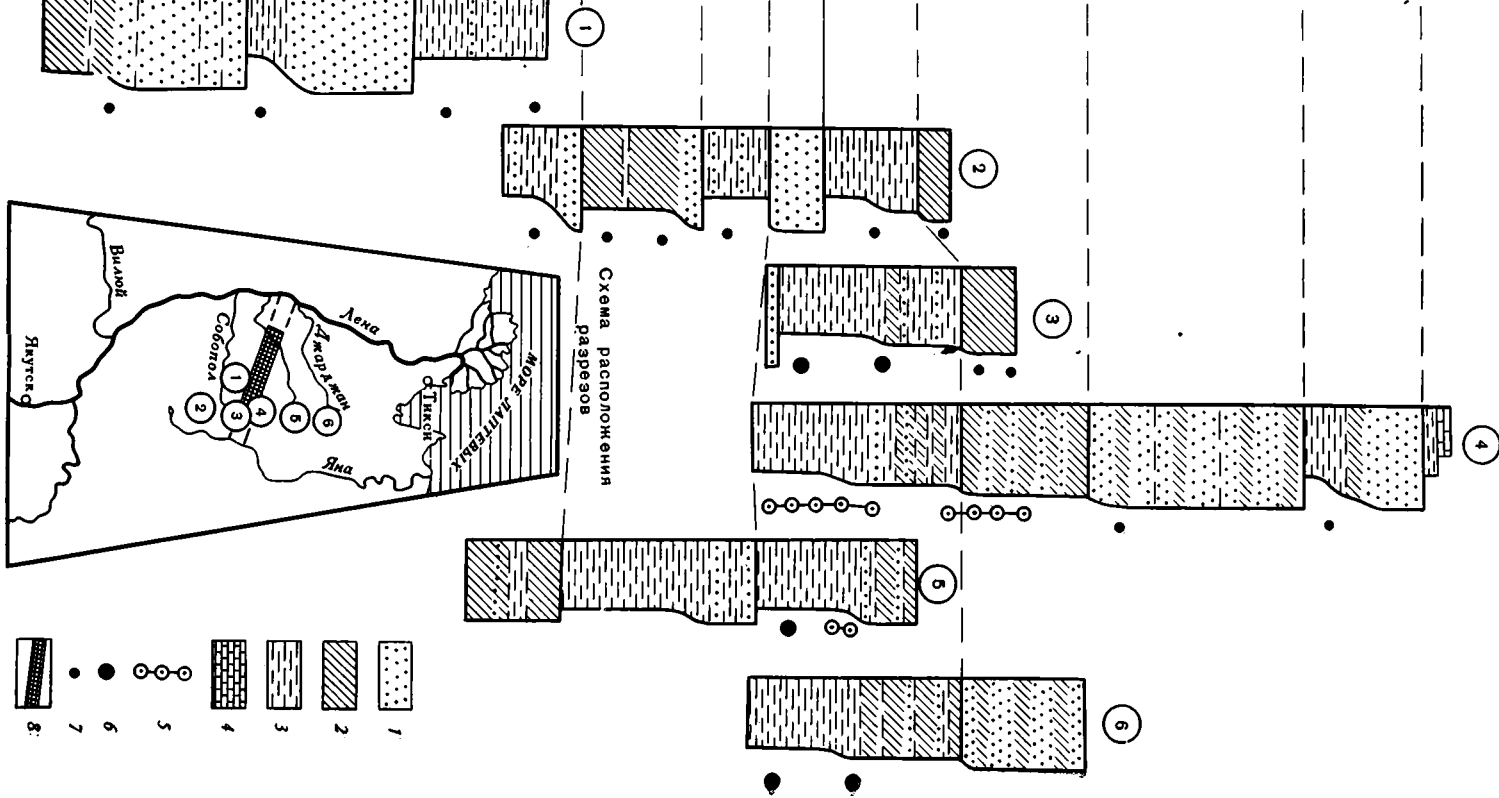
УДК 549.673(571.55)

АКЦЕССОРНЫЙ АУТИГЕННЫЙ МОНАЦИТ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Л. М. ИЗРАИЛЕВ, Н. А. СОЛОВЬЕВА

Первые сведения о геохимии и минералогии редкоземельных элементов (РЗЭ) пород Северного Верхоянья приведены в работах В. А. Фадеева (1959), В. А. Виноградова и др. (1960). Они выявили в современных аллювиальных отложениях Верхоянья многочисленные округлые зерна от светло-серых до черных в 0,5—1 мм, обогащенные редкими землями. Ореалы рассеяния этих зерен в аллювии авторы связывают с выносом

К а м е н н о у г о л ь н а я					П е р м с к а я					Триасовая	Система
Н и ж н и й	С р е д н и й		Средний-верхний		Н и ж н и й			В е р х н и й		Н и ж н и й	Отдел
Былькатская	Сетачанская	Юпенчинская	Суорганская-халданская		Мегенская	Эчийская	Халджинская	Сюренская	Дулгалахская		Свита
Видимая 1500	1200	1200	900	500	400	750-1000	1200	1600	900	Видимая 200	Мощность М.



их из пород позднего палеозоя и раннего триаса. Максимальные концентрации приурочены к существенно глинистым породам тиксинской свиты (C_2-P_1). Минералогическим анализом было установлено, что зерна — носители РЗЭ — агрегаты нескольких минералов, относящихся к группе монацита. Позднее В. С. Аплонов и Н. В. Петрова (1965) из агрегатных зерен выделили и описали два минерала этой группы: флоренсит и чералит. По данным спектральных анализов, содержание La и Ce в агрегатах монацита — 10, Y — 0,3%. Иногда в небольшом количестве присутствует Th и следы U. Указанные образования были установлены и исследованы в брикетах вне связи с вмещающими породами. Соответственно остались неясными многие вопросы, связанные с закономерностями размещения и генезисом РЗЭ.

При дальнейших исследованиях позднепалеозойских отложений Орулганского хребта зерна — носители РЗЭ обнаружены и изучены нами непосредственно в шлифах вмещающих пород, а также в прото-лочках, полученных из этих пород. Были просмотрены шлифы по всему разрезу позднего палеозоя — от наиболее древних в верхоянском комплексе отложений былыкской свиты (намюрский ярус) до кровли верхней перми.

Отложения суммарной мощностью 6000—100 000 м отличаются исключительно однообразным составом. Они состоят из чередующихся в различных соотношениях пластов, пачек и толщ песчаников, алевролитов и аргиллитов монотонной сероцветной и черной окраски. Шлифы отобраны по ряду опорных разрезов последовательно из всех гранулометрических разностей с интервалом 5—50 м. Просмотрены также многочисленные шлифы, взятые из зон разломов и контактов с ними.

В результате просмотра более 2000 шлифов обнаружена четкая литологическая приуроченность редкоземельных выделений к наиболее тонким — пелитовым и алевропелитовым разностям пород и в единичных случаях к сильноглинистым мелкоалевритовым породам (фракции $<0,05$ мм). Зерна монацита установлены более чем в 100 из 720 отобранных шлифов алевроито-глинистых пород. Ни в одном из шлифов песчаников и крупнозернистых алевролитов ($>0,5$ мм), составляющих две трети отобранных образцов, монацит не обнаружен.

Распределение зерен в монацитсодержащих породах неравномерное. Чаще всего в одном шлифе присутствуют одно-два выделения. Максимальные содержания — до пяти зерен на шлиф. Нередко в разных срезах одного образца обнаруживается различное содержание. Обычно зерна рассеяны по всей площади шлифа и не образуют скоплений.

Зерна монацита в описываемых породах — 0,25—1,5 мм, овальные, округлые, реже неправильные, лапчатые; границы их ясные, четкие либо постепенно сливающиеся с породой. Очертания зерен обычно неровные, извилистые. В проходящем свете на фоне тонкозернистой ткани породы минералы четко выделяются по высокому рельефу, более темной окраске, крупным размерам. Внутри зерен многочисленные включения тонких чешуек гидрослюд, терригенных обломков кварца, иногда рудного минерала (ильменит?). Некоторые наиболее крупные обломки кварца (до 0,06 мм) лишь наполовину внедрены в рассматриваемые выделения, в то время как вторая их часть остается во вмещающей породе.

Аутигенные выделения монацита в позднепалеозойских отложениях Орулганского антиклинария

1 — песчаники; 2 — пачки ленточного (1—10 см) чередования песчаников и алевролитов; 3 — алевропелиты и аргиллиты; 4 — известняки; 5 — интервалы разреза с максимальной встречаемостью аутигенного монацита; 6 — относительно узкие стратиграфические уровни (50—100 м разреза) с повышенными концентрациями аутигенного монацита; 7 — единичные спорадические находки аутигенного монацита; 8 — область Серегинской поперечной флексуры, в пределах которой отмечаются максимальные содержания аутигенных выделений монацита

В наиболее метаморфизованных разностях аргиллитов отчетливо видны изгибание, обтекание ориентированных слоев глинистого вещества и чешуек гидрослюд вокруг зерен монацита. Вокруг выделений порода осветлена, более интенсивно развита карбонатизация, хлоритизация, иногда образуются прожилки и скопления зерен ярозита. Показатель преломления этих зерен до 1,785, двупреломление чаще высокое (0,048—0,055), изредка низкое (около 0,004). Зерна не имеют кристаллографических форм, но обнаруживают все свойства кристаллов. Погасание чаще прямое, реже с небольшим углом. Удлинение положительное. Минерал одноосный положительный или двуосный с очень малым $2V$ (не более 20°). В некоторых зернах наблюдаются секторные двойники. Отсутствие кристаллографических форм и присутствие в зернах многочисленных включений различных минералов позволяет отнести эти образования к типичным метакристаллам.

Форма зерен, извлеченных из протолочек вмещающих пород, выдержанная округлая, лепешковидная или бобовидная, цвет от серого до черного, иногда зеленовато-серый. Удельный вес 3,2—5,8, твердость 4,5—5,5. Рентгеноструктурным анализом, выполненным в спектральной лаборатории ВИМСа Г. А. Сидоренко, подтвердилась принадлежность выявленных минералов к группе монацита. Микрохимическими реакциями в них установлен Р. В результате спектрального анализа обнаружено содержание значительных количеств Cl, La, Y, P, Ca, Th, Si, Fe, Ti. Микрорадиографические исследования, выполненные сотрудником ВИМСа Е. В. Копченовой, выявили присутствие Th в минералах с более высоким двупреломлением. Активные примеси распределяются по минералу равномерно. Сотрудник ВИМСа В. А. Успенский доказал отсутствие в зернах монацита органического углерода. Все это позволяет отнести рассматриваемые минералы к группе монацита, в составе которой присутствует, по-видимому, целый ряд минералов, имеющих структуру монацита. Состав минералов варьирует вследствие того, что P_2O_5 изоморфно замещается SiO_2 или $CaCO_3$, а возможно, и SO_3 . Этим можно объяснить наличие в описываемых минералах наряду с P_2O_5 в тех же количествах SiO_2 и $CaCO_3$.

Попытки диагностики минералов в группе монацита приводят различных исследователей к неоднородным результатам. Одни исследователи выделяют флоренсит и чералит, другие — рабдофанит, черчит и др. Неоднородность определений обусловлена изоморфизмом, близостью физических свойств, сходством внешнего облика минералов, что не позволяет пока выделить монофракции.

Зерна монацита имеют, несомненно, аутигенную природу. Об этом свидетельствует следующее: аномальный характер крупных агрегатных выделений на фоне однородной пелитоморфной массы; включения в зерна терригенных обломков кварца, ничем не отличающихся от аналогичных обломков вмещающей породы; одновременная принадлежность отдельных обломков зерен кварца во вмещающей массе; часто наблюдаемые постепенные переходы от зерен к вмещающим породам; осветление, новообразования карбонатов, хлорита и ярозита на контактах с вмещающими породами, обтекание некоторых зерен псевдомикрослоями, возникшими в результате процессов метаморфизма.

Вмещающие монацит аргиллиты весьма сходны между собой по строению и составу. Они состоят из хлорит-гидрослюдистой массы, повсеместно обогащенной обломочным материалом. Обломки (10—50% площади шлифа) распределены не равномерно, а концентрируются в сгустках или волнистых прослойках. Форма обломков угловатая, угловато-округлая, очертания неровные, часто корродированные. Размер в среднем 0,05—0,1 мм, иногда до 0,2 мм. В составе обломков преобладает кварц (80—90% кластической части), но иногда заметно повышается роль полевых шпатов (до 35%) и обломков пород (окремненных пород, углисто-

глинистых сланцев, порфириров). Встречаются линзочки и цепочки углистого вещества. Новообразования — пелитоморфный кальцит (до 25% объема породы), тонко-чешуйчатые выделения гидрослюд (до 10%), колломорфные сгустки хлорита. Рост содержания карбонатного материала обычно сопровождается заметным уменьшением количества хлорита. Иногда в аргиллитах присутствует рудный минерал, серебристо-серый или коричневатого-серый в отраженном свете. Рентгенометрическими исследованиями установлен полиминеральный гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глинистой массы с постоянной примесью хлорита, гидроокислов железа, сидерита, кальцита, доломита, иногда пирита. Содержание органического вещества в аргиллитах 1,83—2,23%. Сравнительная характеристика химического состава продуктивных и непродуктивных аргиллитов приведена в таблице.

Из таблицы видно, что разница в химическом составе монацитсодержащих и непродуктивных аргиллитов весьма значительна. Первые отличаются относительно повышенными концентрациями Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , K_2O ; в обратной последовательности изменяются содержания SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , CaO , Na_2O . В одном из образцов монацитсодержащего аргиллита количество SiO_2 и Al_2O_3 резко уменьшено (соответственно до 20,38 и 7,04%) за счет резкого возрастания $FeO+Fe_2O_3$ (38,18%) и TiO_2 (1,1%), P_2O_5 (0,81%), MnO (0,7%).

Монацитсодержащие породы обнаруживаются по всему позднепалеозойскому разрезу Орулгана. Однако находки их распределены по вертикали и площади неравномерно. На некоторых уровнях P_1 (унгуохтакская — эчийская, халджинская свиты) монацит встречен в 25—50% всех пород глинистого состава; на других (P_2) минерал наблюдается лишь единично или совсем отсутствует (фигура). Встречаемость монацита в разновозрастных отложениях значительно возрастает в зонах тектонически наиболее напряженных поперечных перегибов. Максимальные его содержания в Орулганском антиклинории приурочены к области Серегинской поперечной флексуры и расположенному севернее региональному Ньюлонскому поперечному поднятию (Израилов, Кропачев, 1971). Южнее Серегинской флексуры в пределах Судяндаханской впадины концентрации минерала в коренных породах заметно падают.

Монацит обнаружен в двух различных генетических группах пород. Первая, наи-

Химический состав продуктивных и непродуктивных аргиллитов

Породы	Число образцов	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	P_2O_5	FeO	MnO	CaO	MgO	SO_3	K_2O	Na_2O
Монацитсодержащие	6	62,58—65,32	17,2—19,51	1,39—4,91	0,13—0,19	0,16—0,21	0,44—2,98	0,03—0,13	0,3—0,61	1,42—1,97	0,03—0,07	3,12—4,38	2,22—3,00
Непродуктивные	19	72,74—76,04	10,76—11,88	0,7—2,3	0,25—0,72	0,36—0,50	0,57—1,63	0,05—0,08	0,93—2,91	0,34—0,59	0,02—0,05	0,58—2,00	3,42—4,47

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории, КТЭ НТГУ. Аналитик П. С. Сазонова.

более обширная — ненарушенные породы, не несущие тектонических подвижек на местности в шлифах; вторая связана с разрывными нарушениями. В ряде образцов мелкозернистых алевролитов и алевропелитов, отобранных В. С. Андреевым из зальбанда лежачего бока одного из полиметаллических рудопроявлений, Н. М. Королева (в протолочках) и Н. А. Соловьева (в шлифах) обнаружили весьма многочисленные выделения монацита размером 0,5—0,8 мм. Алевролиты и алевропелиты сильно метаморфизованы, рассланцованы, интенсивно серицитизированы, карбонатизированы, хлоритизированы, рассечены сериями карбонатных, ярозитовых, сфалеритовых, кварцевых, карбонат-кварцевых прожилков, четко фиксируемых непосредственно в шлифах. Монацит нигде не обнаружен в прожилках. Обычно он располагается в стороне от них. Лишь в одном случае он встречен в зальбанде ярозитового прожилка.

Выделения монацита в неизмененных и гидротермально переработанных осадочных породах практически однотипны. По-видимому, они сформировались под воздействием каких-то общих, однозначных для различных генетических условий, процессов. Сопоставление полученного фактического материала с опубликованными данными по генезису РЗЭ в осадочных породах (Гинзбург и др., 1959; Краускопф, 1959; Сердюченко, 1961; Балашов и др., 1964; Ронов и др., 1967) позволяет представить следующую модель формирования аутигенного монацита.

Редкие земли, высвобождающиеся при выветривании кристаллических пород в области сноса, выносились в морской бассейн в коллоидно-дисперсной и растворенной формах. Адсорбируясь пелитовыми частицами, РЗЭ образовали сингенетические рассеянные скопления, сохранившиеся, вероятно, и в последующую диагенетическую стадию. РЗЭ сконцентрировались в форме уже описанных обособленных агрегатных выделений монацита в стадию эпигенеза. Об этом свидетельствуют следующие данные: заметный рост содержаний монацита в зонах тектонически наиболее напряженных поперечных перегибов, в породах с максимально выраженными элементами метаморфизма (вплоть до появления типичных глинистых сланцев); изгибание, обтекание зерен монацита псевдомикрослойками тектонического происхождения и новообразованными ориентированными чешуйками гидрослюд; повышение концентраций глинозема и окислов железа в монацитсодержащих породах. Последнее связано с растворением полевых шпатов и аксессуарных минералов под давлением. Его нельзя связать с интенсивностью химического выветривания в области сноса. Сопоставление изменений степени зрелости по разрезу, проверенное по методике В. П. Казаринова (Казаринов и др., 1969) в смежных пластах песчаников, показало, что содержащий монацит породы одинаково широко развиты в зрелых, и незрелых породах. Заметно пониженное содержание фосфора в монацитсодержащих породах, обусловленное, вероятно, частичным расходом его на адсорбцию и концентрацию в новообразованных зернах монацита, что также связано с процессами эпигенетического перераспределения вещества. Аналогичным образом могут быть объяснены весьма значительные различия в содержании и ряда других элементов, приведенные в таблице. Аутигенные выделения монацита формировались вне связи с органическим веществом. Об этом свидетельствует полное отсутствие $C_{орг}$ в составе агрегатных выделений монацита, в то время как содержание $C_{орг}$ во вмещающих породах достигает 2%.

Зерна монацита, обнаруженные в зонах разломов, также имеют региональную эпигенетическую, а не гидротермальную природу. Об этом свидетельствует то, что выделения повсеместно располагаются в стороне от прожилков, и лишь в одном из 30 случаев монацит обнаружен в зальбанде ярозитового прожилка. Вместе с тем частота встречаемости, размеры и четкость контактов зерен монацита в породах из зон разло-

мов выше, чем в ненарушенных породах. Необходимо подчеркнуть, что скопления монацита обнаружены лишь в тех единичных (из многих десятков опробованных) разломах, в которых наблюдаются выделения ярозита. По-видимому, в зонах разломов при определенных благоприятных условиях процессы эпигенетической адсорбции и концентрации РЗЭ могут заметно интенсифицироваться. Одним из катализаторов этих процессов служат, вероятно, ярозит.

Дальнейшее изучение закономерностей размещения аутигенных выделений монацита в верхнепалеозойских отложениях Верхоянья даст возможность выявить стратиграфические уровни, фации и районы, наиболее благоприятные для коренных и россыпных концентраций редких земель.

ЛИТЕРАТУРА

- Аплонков В. С., Петрова Н. В. Новые данные по минералогии редких земель в Северном Верхоянье.— Уч. зап. НИИГА, регион. геол., 1965, вып. 6.
- Балашов Ю. А., Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Туранская Н. В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе.— Геохимия, 1964, № 10.
- Виноградов В. А., Арский Ю. М., Михайлова А. Ф. О геохимии редких земель Северного Верхоянья.— Информ. бюл. НИИГА, Л., 1960, вып. 22.
- Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н., Иванов И. Б., Щербина В. В. Редкоземельные элементы и их месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Израилов Л. М., Кропачев А. П. Тектоника центральной части Орулганского антиклинория (Северное Верхоянье).— Геотектоника, 1971, № 5.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И. и др. Выветривание и литогенез. «Недра», 1969.
- Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов.— В сб.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Мигдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле.— Геохимия, 1967, № 1.
- Сердюченко Д. С. Редкоземельная минерализация в осадочных метаморфических породах.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Фадеев В. А. О повышенных содержаниях редких земель в породах Северного Верхоянья.— Информ. бюл. НИИГА, 1959, вып. 13.

Аэрогеологическая экспедиция № 3
Всесоюзного Аэрогеологического треста
Москва

Дата поступления
1.VI.1972

УДК 549.673.1:551.736.3(470 7)

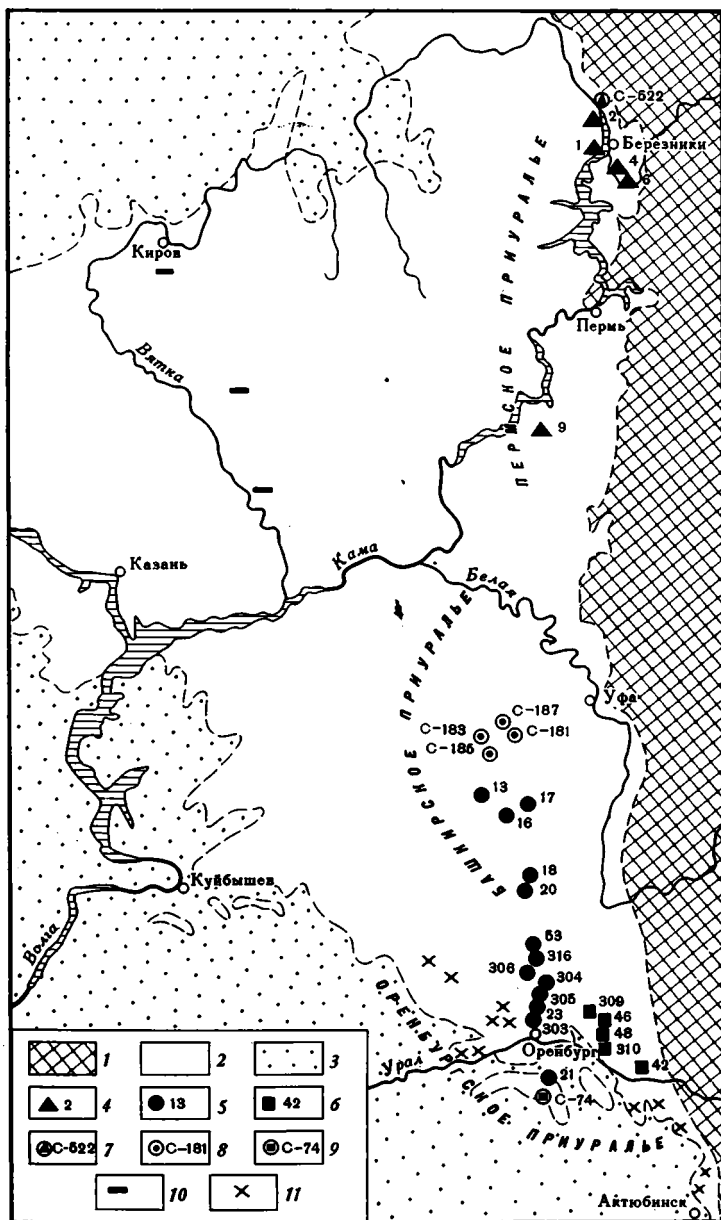
О РАСПРОСТРАНЕНИИ АНАЛЬЦИМА В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ МЕДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИУРАЛЬЯ

Е. З. БУРЬЯНОВА, Г. Г. КОЧИН, Н. П. ТРИФОНОВ

Аутигенный анальцим в отложениях казанского яруса Кировской области впервые был отмечен Н. В. Ренгартен (1940). Здесь он приурочен исключительно к слоям полимиктовых песчаников. В верхнепермских отложениях Оренбургской и Актыбинской областей присутствие аутигенного анальцима описала А. М. Болдырева (1953). Содержащие его породы представлены пелитоморфными известняками, мергелями, известковистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Цеолиты известны не только в пермских, но и девонских отложениях Татарии (Горбачев и др., 1963).

Авторы настоящей статьи установили, что аутигенный анальцим постоянно присутствует в цементе всех литогенетических разностей верхнепермских медистых отложений Приуралья по всей мощности изученных разрезов (фиг. 1).

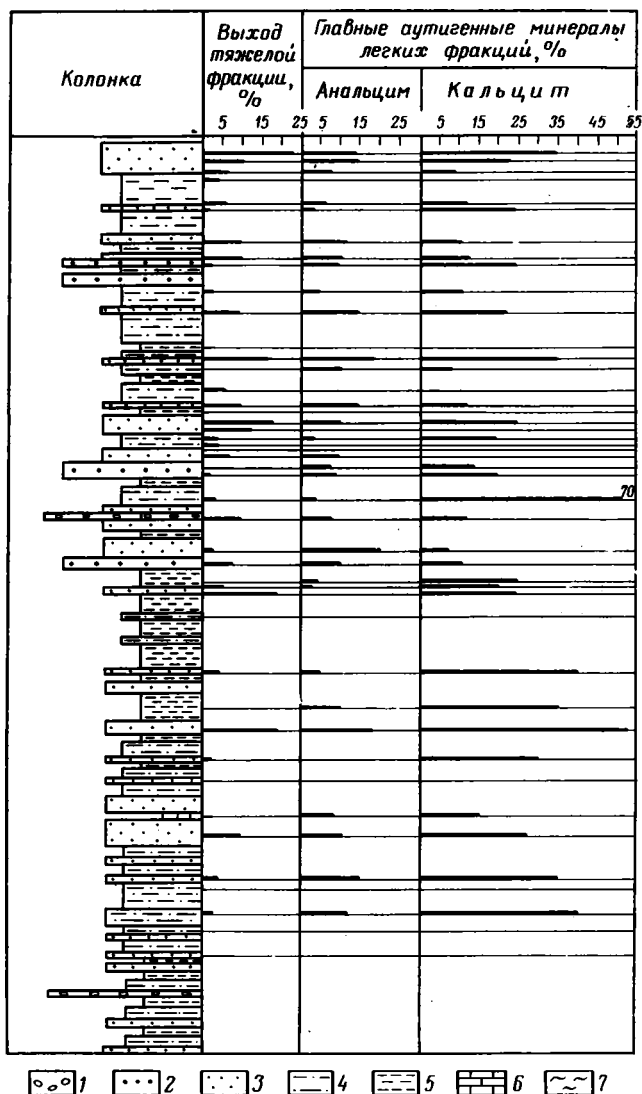
Медное оруденение, относимое к двум типам — медистых песчаников и медистых сланцев — распространено на значительной площади При-



Фиг. 1. Схема размещения изученных разрезов аналитическо-содержащих отложений верхней перми

1 — доверхнепермские образования; 2 — верхнепермские отложения; 3 — послевверхнепермские отложения; разрезы, изученные авторами: в обнажениях: 4 — уфимского яруса, 5 — казанского яруса, 6 — татарского яруса; в скважинах: 7 — уфимского яруса, 8 — казанского яруса, 9 — казанского и татарского ярусов; изученные разрезы: 10 — Н. В. Ренгартен (1940) (нанесены приблизительно), 11 — А. М. Болдыревой (1953)

уралья между Уральским хребтом и Волгой. Оруденение приурочено к различным стратиграфическим горизонтам верхнепермских отложений. Для северо-восточных районов характерна приуроченность медной мине-



Фиг. 2. Распределение анальцима и кальцита по разрезу шешминского горизонта, скв. 522 (Пермское Приуралье), масштаб 1:1600
 1 — конгломераты и гравелиты; песчаники: 2 — грубо- и крупнозернистые; 3 — средне- и мелкозернистые; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки; 7 — глины

рализации к более древним — уфимским отложениям. Западнее и южнее меденосными становятся более молодые — казанские и татарские отложения. Меденосны все литогенетические разности пород: конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки в зависимости от их положения в фациальном профиле, палеогеографических особенностей и структурных факторов.

Верхнепермские отложения, среди которых залегают меденосные осадки, преимущественно континентальные и прибрежно-морские.

Уфимский ярус в пределах Пермского Приуралья достаточно отчетливо разделяется на два горизонта: нижний — соликамский и верхний — шешминский. В настоящем исследовании охвачен только верхний, представленный переслаивающимися между собой красноцветными пачками алевролитов и песчаников с подчиненными прослоями и линзами

сероцветных аргиллитов, песчаников, внутриформационных конгломератов и реже известняков. Типичный разрез горизонта, где его мощность 211 м, иллюстрируется фиг. 2. Более грубозернистые породы распространены в восточных разрезах, где известны мощные линзы серых песчаников и конгломератов. В целом для шешминского горизонта характерна резкая фациальная изменчивость и частая перемежаемость входящих в его состав литогенетических типов пород. Отложения в значительной степени загипсованы. Интенсивность загипсованности возрастает с востока на запад. На отдельных участках сероцветные отложения описываемого горизонта несут повышенные концентрации медного оруденения. Максимальная известная мощность горизонта 410—450 м.

В центральной и южной частях Приуралья нерасчлененный разрез уфимского яруса представлен преимущественно красноцветными терригенными и карбонатно-терригенными отложениями: аргиллитами, алевролитами, песчаниками и внутриформационными конгломератами. Отмечаются отдельные прослои зеленовато-серых и буровато-серых разностей этих пород. В низах разреза присутствуют доломиты, доломитизированные мергели, мергельные глинны и загипсованные алевролиты. Мощность разреза 140—180 м.

Казанский ярус почти на всей площади своего развития разделяется на два подъяруса, за исключением восточных районов центральной части Приуралья. Красноцветные песчаго-глинистые отложения нерасчлененного казанского яруса мощностью 200—220 м выделяются под названием «белебевской свиты».

Нижеказанский подъярус сложен сероцветными морскими отложениями — известковистыми аргиллитами, переслаивающимися с глинистыми известняками и мергелями. Меньше песчаников и алевролитов, количество которых возрастает вверх по разрезу и в восточном направлении. В основании подъяруса прослеживается характерная пачка пород, известная под названием «базальной». Эта пачка представлена ритмическими переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Почти везде базальная пачка несет убогое медное оруденение, создающее лишь на локальных участках несколько повышенные концентрации. Общая мощность разреза подъяруса 40—100 м.

Верхнеказанский подъярус представлен ритмическим чередованием красноцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников с отдельными линзами сероцветных глинистых пород, песчаников и гравелитов, а также серых известняков и доломитов. Роль карбонатных пород возрастает в западном направлении с одновременным возрастанием степени их загипсованности. В западном и южном районах описываемой территории линзы сероцветных грубозернистых пород несут слабую медную минерализацию. Мощность подъяруса 30—120 м.

Отложения татарского яруса развиты преимущественно в южной и западной частях описываемой территории. Они представлены в западных районах пестроцветными известняками, алевролитами и песчаниками с прослоями глин и мергелей. В восточных районах разрез сложен мощными толщами красноцветных глинистых и песчанистых пород с прослоями гравелитов и конгломератов, часто сероцветных. Сероцветные линзовидные прослои иногда включают повышенные концентрации медного оруденения. Мощность татарских отложений до 200 м и резко увеличивается в Предуральском краевом прогибе (более 600 м).

Минералогическое и петрографическое изучение верхнепермских отложений Приуралья показывает, что анальцит — постоянная составная часть цемента наряду с кальцитом и реже монтмориллонитом в отложениях уфимского (отчасти), казанского и татарского ярусов Пермского, Башкирского и Оренбургского Приуралья.

Уфимский ярус более полно изучался по разрезу скв. 522 (Яйвинская площадь, Пермское Приуралье, близ г. Березники), частично за-

хвачен в разрезе скв. 74 (участок Каменный, Оренбургское Приуралье). Анальцитом во всех породах разреза наряду с кальцитом цементирует терригенный материал. Кроме того, он отмечается в маломощных прослоях известняков. В несколько повышенном количестве по сравнению с другими типами пород он отмечается в полимиктовых песчаниках, достигая в отдельных случаях 15—25% в легкой фракции (фиг. 2).

В отложениях казанского яруса анальцитом приурочен исключительно к слоям полимиктовых песчаников, локализуясь вокруг обломков эффузивов.



Фиг. 3. Анальцит в цементе песчаников
Башкирское Приуралье, $\times 100$, без анализатора

В разрезе скв. 74 (Оренбургское Приуралье) анальцитом в отложениях казанского яруса приурочен ко всем литогенетическим типам пород, однако отмечаются существенные вариации в количественном отношении: в мелко- и тонкозернистых разностях пород анальцита значительно меньше, чем в породах с более крупным терригенным материалом и соответственно с более крупными поровыми пространствами.

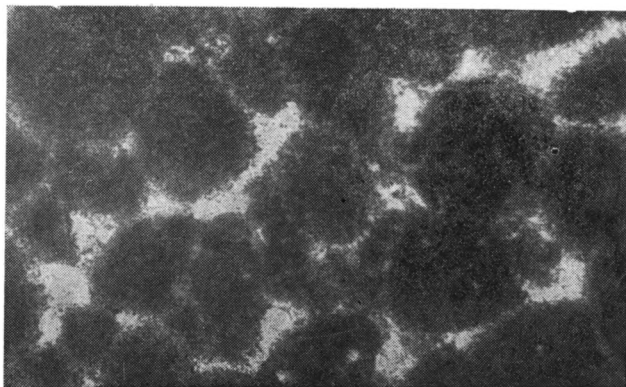
Анальцитом в отложениях татарского яруса также связан со всеми представленными здесь литогенетическими типами пород. При этом большие количества его (до 15%) приурочены к полимиктовым песчаникам (скв. 74).

Поведение анальцита в различных литогенетических типах пород несколько различно. В песчаниках и гравелитах всех ярусов анальцитом совместно с кальцитом слагает цемент от порового до базального. При этом только в отдельных случаях анальцита больше, чем кальцита (фиг. 3).

Форма кристаллов анальцита — тетрагон-триоктаэдры. Приурочен он к границам зерен терригенного материала, нарастая на полевые шпаты. Промежутки между кристаллами анальцита выполнены кальцитом. Иногда можно наблюдать только половинки кристаллов анальцита, выросшие на поверхности терригенных полевых шпатов, т. е. центры кристаллизации анальцита зарождались на них, и дальнейший рост кристаллов осуществлялся в сторону поровых пространств. Этот факт указывает на то, что анальцитом здесь развивался при гидролизе полевых шпатов. Размер кристаллов анальцита иногда до 0,25 мм в поперечнике.

В алевролитах анальцитом имеет подчиненное значение, однако фиксируется постоянно в виде мелких линзочек и кристаллов.

В известняках анальцит также отмечается постоянно в виде мелких кристалликов, линзочек, изредка выклинивающихся прожилков. В генетическом отношении интересно, что в известняках он местами цементирует карбонатные оолиты (фиг. 4), однако чаще всего приурочен к микрофауне, выполняя ее ядра, в то время как кальцит слагает створки раковин.



Фиг. 4. Цементация анальцитом карбонатных оолитов в известняке. Оренбургское Приуралье, $\times 100$, без анализатора

В целом в пределах каждого рассмотренного типа пород анальцит распространен более или менее равномерно. Однако в прослоях с сульфидной минерализацией, представленной пиритом, сфалеритом и другими сульфидами (скв. 74), отмечается более обильный анальцит. При этом он образует пойкилитовый цемент для сульфидов, либо, наоборот, его кристаллы включены среди сплошных полей рудных минералов. Эти наблюдения свидетельствуют о почти одновременном образовании анальцита и упомянутых сульфидов.

По спектральным данным, в анальците кроме главных элементов — Na, Al и Si установлены примеси (до $n \cdot 10^{-1}\%$) — Ca, Mn, Mg, Fe и Ti. Анальцит подтвержден оптическим исследованием и рентгенометрическим анализом.

Как следует из вышеизложенного, в верхнепермских отложениях Приуралья намечаются две линии анальцитобразования: вне видимой связи с органическим, а также вулканическим материалом в цементе терригенных отложений совместно с кальцитом и иногда монтмориллонитом; в связи с разлагающимся органическим веществом в известняках (выполнение ядер микрофауны). В первом случае образования анальцита, по-видимому, осуществлялось как из поровых растворов погребенных или донных осадков, содержавших необходимые компоненты (ионы Na^+ и отрицательно заряженные алюмокремневые гели), так и метасоматически одновременно с разложением полевых шпатов.

Отсутствие в терригенных отложениях пеплового материала, который обычно в погребенных осадках легко замещается анальцитом (Бурьянова, 1954, 1960; Нау, 1966; Бурьянова, Кашенова, 1967, и др.), также указывает на образование последнего за счет компонентов поровых растворов и разлагающихся полевых шпатов. Поровые растворы, по-видимому, должны быть щелочными гидрокарбонатно-натриево-кальциевыми (учитывая тесный парагенезис с кальцитом). Реакцию образования анальцита за счет изменения полевых шпатов можно представить следующим образом: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] + \text{H}_2\text{O} = \text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2$.

При низкой температуре анальцит возникает при высоком значении $[\text{Na}^+]/[\text{H}^+]$, т. е. из щелочных натриевых растворов (Гаррелс, Крайст, 1968);

область устойчивости анальцима, по данным этих авторов, локализуется в части диаграммы с высокими pH , $lg[Na^+]$ и $lg[H_4SiO_4]$. При этом ориентировочно граница между анальцимом и альбитом параллельна оси pH , т. е. соотношение анальцима и альбита в сильнощелочных средах не зависит от pH , но зависит от активности растворенного кремнезема $[H_4SiO_4]$. Причем более высокие значения $[H_4SiO_4]$ необходимы для образования альбита. Сонахождение анальцима и натриевого монтмориллонита, как равновесных фаз, термодинамически оправдано.

Комплекс главных аутигенных минералов цемента (кальцит+анальцим+монтмориллонит) в верхнепермских отложениях Приуралья показывает, что превращение осадков в породу осуществлялось в устойчивой щелочной среде по всей мощности изученных пород.

Наличие аутигенного анальцима в верхнепермских отложениях Приуралья — показатель значительной химической переработки пород питающей провинции, а также обломочного материала при транспортировке и в бассейне осадконакопления с освобождением в водную среду алюминия, кремния, натрия и многих рудогенных элементов.

Присутствие аутигенного анальцима в цементе осадочных пород может быть косвенным показателем потенциальной рудоносности осадочных отложений региона.

Анальцим характеризует щелочные геохимические фации при окислительном и восстановительном режимах.

ЛИТЕРАТУРА

- Болдырева А. М. Аутигенный анальцим верхнепермских отложений Чкаловской и Актюбинской областей. — Зап. Всес. минералог. о-ва, 1953, ч. 82, вып. 4.
- Бурьянова Е. З. Анальцимовые осадочные породы из Тувы. — Докл. АН СССР, 1954, т. ХСVIII, № 2.
- Бурьянова Е. З. Анальцим и цеолитсодержащие осадочные породы Тувы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 6.
- Бурьянова Е. З., Кашенова А. Г. Об образовании анальцима в визейских отложениях Южно-Минусинской котловины. В кн.: Материалы по палеогеографии и литологии. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1967, т. 110.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Горбачев Б. Ф., Винокуров В. М., Эллерн С. С. О цеолитизации в девонских отложениях Татарии. — Уч. зап. Казанск. гос. ун-та 1963, т. 123, кн. 5.
- Ренгартен Н. В. Аутигенный анальцим в песчаниках казанского яруса Кировской области. — Зап. Всес. минералог. о-ва, 1940, ч. 69, № 1.
- Нау R. L. Zeolites and Zeolitic Reactions in sedimentary rocks. Spec. papers, 1966, No. 85.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
14.XII.1973

МЕТОДИКА

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ОРИЕНТИРОВКИ РУДОНОСНЫХ ТЕЛ В ДРЕВНИХ ДИСЛОЦИРОВАННЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Л. Д. ШПОРА

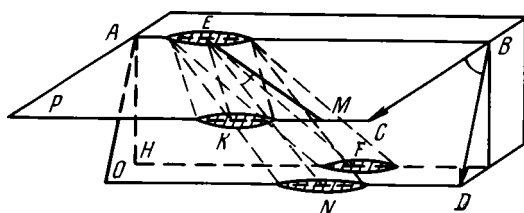
С древними аллювиальными отложениями связаны месторождения медистых песчаников, урана, ванадия, а также россыпи тяжелых металлов и другие полезные ископаемые. Особенности строения аллювиальных толщ требуют особого подхода при проведении геологоразведочных работ, ибо рудоносные тела обычно связаны с наиболее грубыми и проницаемыми горизонтами (пласты и линзы песчаников, гравелитов, конгломератов), отложениями древних русел, вытянутых в виде лент по

направлению их течения и разделенных мелкоземистыми непроницаемыми осадками пойм (алевролиты, алевропелиты, пелиты и др.).

При первичном недислоцированном залегании пород рудоносной толщи ориентировка осей рудоносных тел совпадает с ориентировкой древних русел — направлениями сноса, замеренными в пластах и линзах русловых осадков (фиг. 1), и разведочные профили следует закладывать в соответствии с ними.

В дислоцированной рудоносной толще пространственное положение рудоносных тел будет определяться элементами ее залегания, азимутом и углом скатывания и углом склонения рудоносных тел (фиг. 1), (Татаринов, 1963).

В большинстве случаев при дислокации рудоносной толщи рудоносные тела (их оси) ориентируются в ней не вкрест, а



Фиг. 1. Схематичное изображение изменения ориентировки рудоносного тела при дислокации рудоносной толщи и изменении падения пород от 0° до 90°

Плоскость: P — горизонтальная; O — падения пород рудоносной толщи, H — вертикальная; линия: AB — простираания пород, BD — падения пород; BC — азимут падения пород; ориентировка оси рудоносного тела: EK — при ненарушенном залегании пород, совпадающая с направлением сноса в древнем русле, EN — при дислокации пород (скатывание оси рудоносного тела); EF — при вертикальном залегании пород; EM — проекция оси рудоносного тела на горизонтальную плоскость (азимут скатывания оси рудоносного тела); угол: NEM — скатывания, CBD — падения пород, $KEB = NEB = FEB$ — склонения рудоносного тела (наименьший угол между осью рудоносного тела и его простираанием)

под углом к ее современному простираанию на дневной поверхности (фиг. 1). Поэтому по мере увеличения угла падения пород от 0°, во время их формирования, до почти 90° азимут ориентировки оси рудоносно-

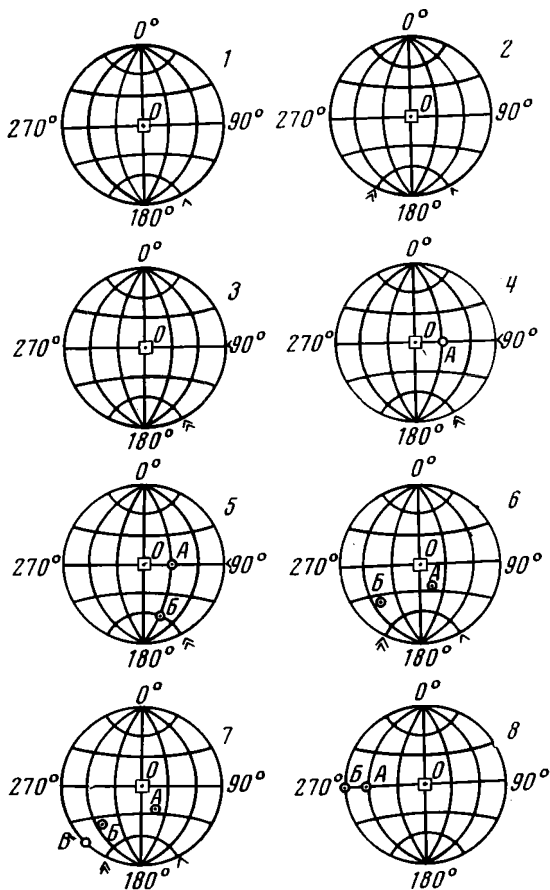
го тела в пространстве в дислоцированной толще будет меняться от азимута направления сноса до азимута простираения его выхода на дневную поверхность (фиг. 1).

Угол склонения — наименьший угол между осью рудоносного тела (азимутом направлением сноса) и его простираением остается постоянным, а угол скатывания — угол между осью рудоносного тела и его проекцией на горизонтальную плоскость будет изменяться от 0° при недислоцированном залегании рудоносной толщи до величины угла склонения, когда рудоносная толща поставлена на голову.

Поэтому для вскрытия горными выработками и скважинами рудоносных тел места заложения разведочных профилей и глубина горных выработок и скважин будут определяться не только элементами залегания рудоносной толщи, но и азимутами и углами скатывания рудоносных тел, т. е. разведочные профили следует закладывать не вкрест простираения пород рудоносной толщи, а в соответствии с азимутами и углами скатывания рудоносных тел.

Методика определения азимута и угла скатывания рудоносных тел по сетке Вульфа была разработана и апробирована автором под руководством проф. В. И. Попова при проведении разведочных работ на Наукатском рудопроявлении медистых песчаников (Фергана, нижний — средний плиоцен) в 1962—1968 гг. и дала положительные результаты. Непосредственным определениям азимута и угла скатывания рудоносного тела (линзы, пласты) предшествовало определение направления сноса в нем по косой слойчатости, галькам, катунам подстилающих пород, знакам ряби, обломкам древесины и т. д. по методике, предложенной Н. Б. Вассоевичем и В. А. Гроссгеймом (1951).

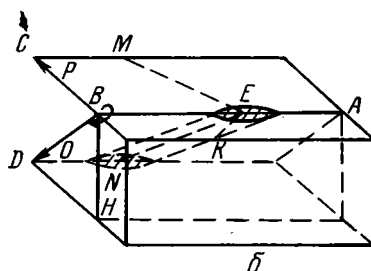
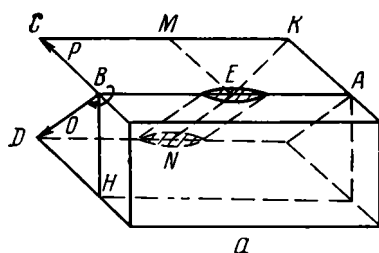
После определения направления сноса в данном рудоносном теле приступаем к определениям азимута и угла его скатывания. Основные операции сводятся к следующему. Допустим, элементы залегания пород таковы: азимут падения 150° , угол падения 60° , направление сноса 210° . Тогда поступаем следующим образом: на сетку Вульфа накладываем кальку и на ней отмечаем карандашом черточками по краям сетки направления север, юг, восток, запад, центр сетки и направления от центра сетки к северу, югу, востоку, западу (фиг. 2, 1); оставляя кальку в том же положении, наносим на нее азимут падения пород (150°), отсчитывая от направления север число градусов по внешнему кругу сетки по часовой стрелке,



Фиг. 2. Схема определения азимута склонения рудоносных тел

The diagram shows a rectangular plate with a semi-circular notch on its top edge. The notch is defined by points A, B, C, and D. A semi-circular arc connects A and B. The plate is divided into four cross-sections labeled 1, 2, 3, and 4. Section 1 is at the left end, section 2 is at the right end, section 3 is at the bottom center, and section 4 is at the top center. The cross-sections show the internal structure of the plate, with section 3 showing a semi-circular notch and section 4 showing a semi-circular arc.

Фиг. 3



Фиг. 4

Фиг. 4. Схематическое изображение изменения ориентировки рудоносного тела при опрокинутом залегании рудоносной толщи
a — азимут сноса лежит в одном полукруге с азимутом падения пород; *б* — азимут сноса не лежит в одном полукруге с азимутом падения пород; условные обозначения см. на фиг. 1

Следует учесть, что прямое определение азимутов и углов скатывания возможно только для тех значений направлений сноса, которые лежат в одном полукруге с азимутом падения пород по отношению к линии их простирания (например, линия FM , фиг. 3). В приведенном

выше примере эти значения находятся в пределах $60-240^\circ$. Для направления сноса, находящихся вне этого полукруга в пределах $241-59^\circ$ (например, линия EK , фиг. 3), необходимо производить перерасчеты линий сноса, находящихся вне этого полукруга в пределах $241-59^\circ$ на направления, обратные направлениям сноса (азимут сноса $\pm 180^\circ$; например, линия EN , фиг. 3), чтобы привести их в один полукруг с азимутом падения пород, поскольку часть рудоносного тела, пространственно располагающаяся выше линии простирания на дневной поверхности, уничтожена денудацией (фиг. 3).

При опрокинутом залегании пород (фиг. 4) наблюдаются два случая: 1) когда азимут направления сноса лежит в одном полукруге с азимутом падения пород по отношению к линии простирания; 2) когда азимут сноса не лежит в одном полукруге с азимутом падения пород. Однако в обоих случаях прямые определения азимутов и углов скатывания следует производить лишь после пересчета азимутов направлений сноса.

В первом случае пересчитанный азимут направления сноса получается путем прибавления (или вычитания) угла склонения к азимуту (или из азимута) дальнего конца линии простирания по отношению к азимуту замеренного направления сноса. Например, азимут падения 320° , угол падения 50° , линия простирания $50-230^\circ$, азимут сноса 30° . Тогда угол склонения будет равен $50-30=20^\circ$, а пересчитанный азимут направления сноса — $230+20=250^\circ$. Для этого же случая, если азимут сноса будет равен 270° , угол склонения будет равен $270-230=40^\circ$, а пересчитанный азимут направления сноса — $50-40=10^\circ$.

Во втором случае пересчитанный азимут направления сноса получается путем прибавления (или вычитания) угла склонения к азимуту (или из азимута) ближнего конца линии простирания по отношению к азимуту замеренного направления сноса. Например, азимут падения 330° , угол падения 40° , линия простирания $60-240^\circ$, азимут сноса 205° . Тогда угол склонения будет равен $240-205=35^\circ$, а пересчитанный азимут направления сноса — $240+35=275^\circ$. Для тех же элементов залегания при азимуте сноса в 85° угол склонения будет равен $85-60=25^\circ$, а пересчитанный азимут направления сноса — $60-25=35^\circ$.

Дальнейшее определение азимутов и углов скатывания производится по методике, описанной выше.

Хотя предлагаемая здесь методика определения пространственной ориентировки рудоносных тел была разработана для осадков равнинно-долинного фациального пояса (Попов и др., 1963), вполне очевидно, что она применима и для осадков подгорно-верного, подводно-дельтового и донно-течениевого фациальных поясов и может быть использована при проведении разведочных работ не только на металлические полезные ископаемые, но и воду, нефть, газ и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Зассоевич Н. Б., Грессгейм В. А. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев. — Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ, Л., I, IV, 1951.
Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963.
Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгестехиздат, 1963.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

КОММЕНТАРИИ К СТАТЬЕ Е. М. ШМАРИОВИЧА «В ЗАЩИТУ КАРТИРОВАНИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ КАК МЕТОДА В ПОЗНАНИИ ИХ ГЕНЕЗИСА»

В. Н. ХОЛОДОВ

В двух опубликованных статьях Е. М. Шмариовича (1971, 1974) доказывались следующие новые положения: 1) зона «отбеливания и пиритизации», которую ранее В. Н. Холодов др. (1961), С. Г. Батулин и др. (1965), А. И. Перельман (1965), В. Н. Холодов (1968, 1973₂) рассматривали как субсинхронный и закономерный член эпигенетической зональности, возникающий при формировании уранового месторождения в нефтеносных карбонатных породах — на самом деле азональна — она характеризуется «агрессивными» контактами по отношению к зоне пластового окисления («наложена» на нее) и, следовательно, образовалась позднее ее; 2) непосредственная причина возникновения зоны «отбеливания и пиритизации» — поступление «глеевых восстановительных растворов» и нефти по разломам.

Оба положения, на наш взгляд, в данном случае не имеют строго фактического обоснования.

Первое утверждение опирается главным образом на наблюдения, выполненные преимущественно при изучении обнажений, а затем проинтерполированные на скважины (Шмариович, 1974). Поскольку профиль 28—33 вследствие плохой обнаженности не позволяет непосредственно наблюдать взаимоотношения зон обеления и «глубокого эпигенетического окисления» наиболее достоверным доказательством «агрессивности» обеления в первой статье Е. М. Шмариовича (1971) являлась зарисовка обнажений 48—49. Здесь на фиг. 5 был во всех деталях изображен «обратный ролл» — параболоподобная граница между обесцвеченными и окрашенными в красный цвет известняками, причем приуроченность обеления к наиболее проницаемым частям горизонта говорила, по мнению автора, о надвигании фронта обеления на зону окисления с юга на север (от обнажения 49 к обнажению 48).

В статье 1974 г., однако, Е. М. Шмариович был вынужден признать, что фиг. 5 (как мы и утверждали ранее) была не зарисовкой, а интерполяцией. Но иногда возникает вопрос: почему на фиг. 5 в своей статье автор проинтерполировал между собой обнажения 49 и 48 и исключил из своих построений обнажение (назовем его обнажением 20), расположенное северо-восточнее обнажения 48, примерно, на таком же расстоянии, что и обнажение 49; ведь там снова получает развитие обеление, а мощность окисленных пород уменьшается до минимума?

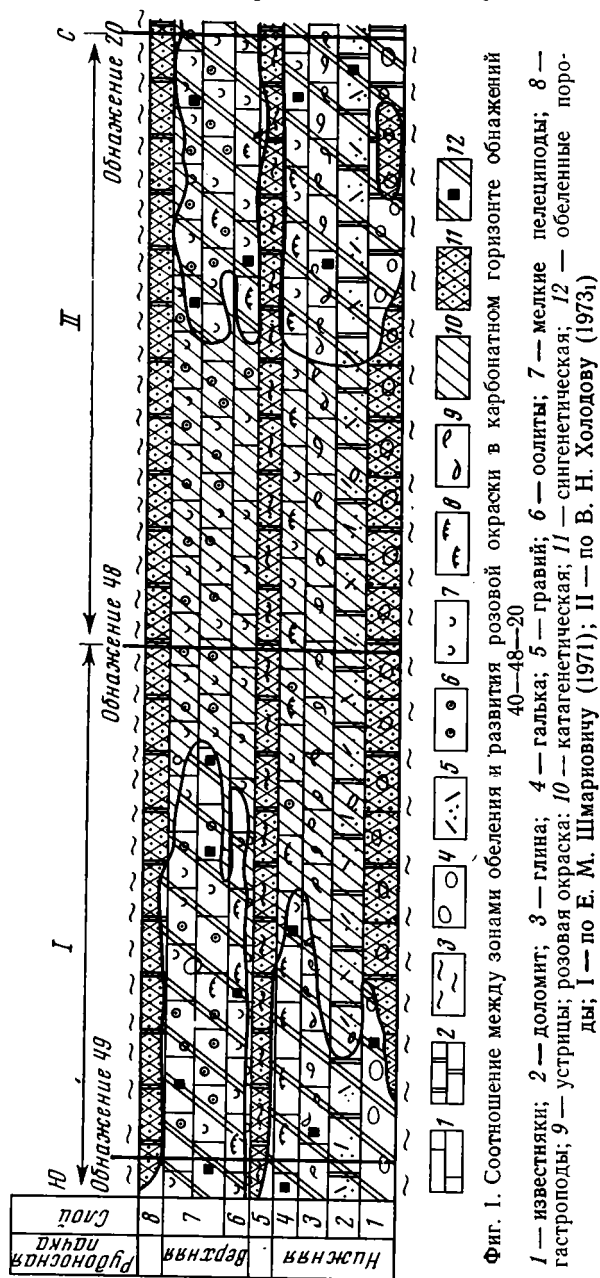
Попытка восполнить этот пробел в наблюдениях Е. М. Шмариовича сделана на фиг. 1, левая часть которой целиком заимствована из его

статьи 1971 г., а правая достроена по имеющимся у нас материалам. В целом на графике вырисовывается сложно построенный участок интенсивного ожелезнения (район обнажения 48), со всех сторон окруженный пластовым обелением. Позволительно спросить в этом случае: откуда же теперь двигался фронт обеления — с юга или севера — и правильно ли придавать реконструированному контакту между обелением и ожелезнением роллоподобную форму?

Наблюдения, проведенные при прослеживании рудоносного горизонта по всей гряде, где он выходит на дневную поверхность (Холодов, 1973₁), позволяет думать, что в районе обнажения 48 пространственно совмещаются два явления: первичная, по всей вероятности, сингенетическая розовая окраска слоев 1,5 и 8, обусловленная присутствием тонкодисперсных гидроокислов железа (гематит, гидрогематит, гетит); вторичное ожелезнение всей толщи за счет перераспределения гидроокислов и в результате их привноса почвообразующими процессами; это явление связано с дневной поверхностью и не распространяется глубже нескольких десятков сантиметров.

О возможных причинах вторичного ожелезнения именно этого участка мы уже говорили в своей предыдущей публикации (Холодов, 1973₁). Здесь же следует подчеркнуть, что, по-видимому, вторично ожелезненными в слоях 2, 3, 4, 6, 7 оказались ранее обеленные породы, и, следовательно, фиг. 5 статьи Е. М. Шмариовича не может служить доказательством «наложения» обеления на зону окисления.

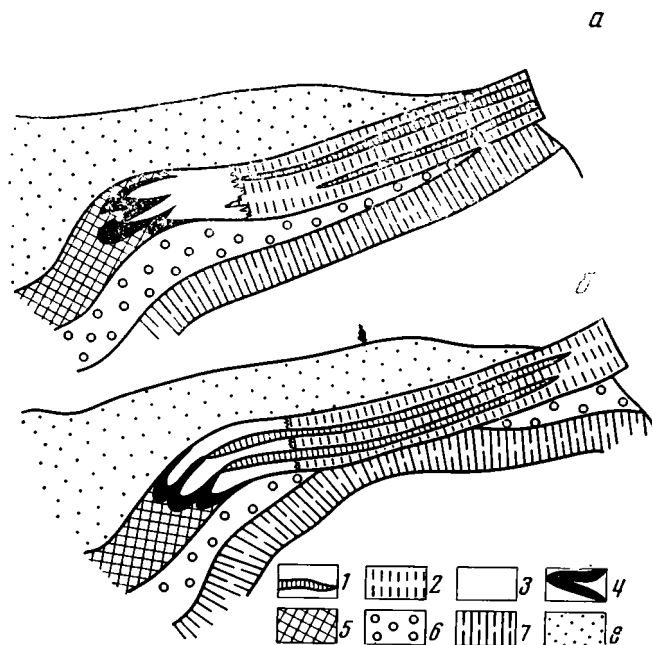
Не может служить подтверждением «агрессивности» обеления по отношению к зоне окисления и чередование обеленных пронизываемых известняков с розовыми плотными карбонатными породами, особенно характерное для восточной части района. В нашей статье 1973 г. (Холодов, 1973₁) было показано, что рассматриваемые здесь Е. М. Шмари-



Фиг. 1. Соотношение между зонами обеления и развития розовой окраски в карбонатном горизонте обнажений 40—48—20
1 — известняки; 2 — доломит; 3 — глина; 4 — галька; 5 — гравий; 6 — оолиты; 7 — мелкие пеллиподы; 8 — гастроподы; 9 — устрицы; 10 — розовая окраска; 11 — сингенетическая; 12 — обеленные породы; 13 — по Е. М. Шмариовичу (1971); 14 — по В. Н. Холодову (1973₁)

овичем (1971) породы как типичные «пластооокисленные» на самом деле сингенетическая розовая окраска прослоев карбонатных пород, обогащенных терригенным материалом.

Если эта трактовка справедлива, то любое обеление, связанное с современными почвенными процессами и древнечетвертичное, обусловленное эпигенетическими процессами редкометального рудообразования,—позднее образование розовой окраски. Это обстоятельство и будет местами создавать иллюзию азональных взаимоотношений пластового окисления и обеления.



Фиг. 2. Пространственные взаимоотношения сингенетической розовой окраски карбонатных пород и эпигенетической зональности рудоносного горизонта

a — в Центральной синклинали; *б* — на Восточном участке; 1 — плотные, слабопроницаемые прослои карбонатных пород, окрашенные сингенетично в розовые тона; зона: 2 — лимонитизации, 3 — отбеливания и пиритизации, 4 — рудоносная, 5 — слабо измененных пород; 6 — сузакские карбонатно-терригенные отложения; 7 — мел-палеогеновые хлидолиты; 8 — терригенно-глинистые отложения верхнего палеогена — неогена

К сожалению, точные взаимоотношения между первичной розовой окраской пород рудоносного горизонта и вторичным отбеливанием (+пиритизация) в горных выработках ни мы, ни Е. М. Шмариович (1971, 1974) не проследили. Однако в общем виде пространственное сочетание сингенетической розовой окраски и эпигенетической зональности можно представить себе так, как это изображено на фиг. 2.

На фиг. 2, *a* приведена схема меридионального профиля, проведенного через Центральную синклинали. Здесь линзовидные прослои плотных карбонатных пород, сингенетично окрашенные в розовые тона и обычно тяготеющие к тем участкам, где рудоносный горизонт трансгрессивно налегает на подстилающие мел-палеогеновые красноватые хлидолиты, целиком входят в зону окисления; в разделяющих их проницаемых слоях широко развита пластовая лимонитизация.

На фиг. 2, б схематично изображен меридиональный профиль, проведенный через Восточный участок. Здесь сингенетично окрашенные в розовый цвет плотные прослои карбонатных пород также локализируются в районе трансгрессивного срезания подстилающих красноцветов в приводовой части поднятия. Однако в северной части профиля они в зоне окисления, а в южной — среди обеленных пород, местами даже непосредственно примыкая к зоне редкоземельного оруденения.

По существу приведенный профиль — ключ для объяснения пространственных соотношений на карте (фиг. 2) последней статьи Е. М. Шмариовича (1974). Если бы автор в процессе картирования отбросил как не имеющую отношения к делу сингенетическую окраску рудоносных пород, явно нарушающую гармонию эпигенетической зональности, последовательность зон в пределах Восточного участка ничем не отличалась бы от таковой для Центрального.

Весьма типична попытка Е. М. Шмариовича (1971) связать обеление пород рудоносного горизонта с разломами. На фиг. 7 упомянутой статьи все границы эпигенетических зон в центральной части района выразительно огибают Меридиональный разлом; именно это обстоятельство заставляет автора утверждать, что вдоль этого тектонического шва из глубин поступали восстановительные растворы.

Однако, если сопоставить конфигурацию границ с расположением и количеством точек наблюдения, тотчас приходишь к выводу, что задача решена некорректно. Действительно, все сложные изгибы зон около разлома контролируются на фиг. 7 статьи Е. М. Шмариовича (1974) только тремя точками — обнажение 26, скв. 43, обнажение 25. Остальные пункты наблюдения в решении задачи о влиянии нарушения можно не принимать во внимание. Но ведь тогда границы зон битуминизации, обеления, пластового окисления можно провести и в широтном направлении, резко пересекая разлом и не считаясь с его простиранием!

Произвольность интерполяции усугубляется и тем, что в обнажениях 25 и 24 рудоносный горизонт отсутствует, а на его стратиграфическом уровне в разрезе появляются переотлагающиеся породы нижележащих отложений; примерная граница выклинивания в Центральной синклинали совпадает с нанесенной на фиг. 7 южной границей зоны красноцветного пластового окисления. Что же касается линии выклинивания (условное обозначение 7), то она между обнажениями 25 и 24 нанесена неверно.

Все приведенные данные убеждают, что битумоконтролирующая роль Меридионального разлома, как и роль других разломов района, подчеркнута произвольно; не она вытекает из фактического материала, а, наоборот, фактический материал подогнан под идею контроля.

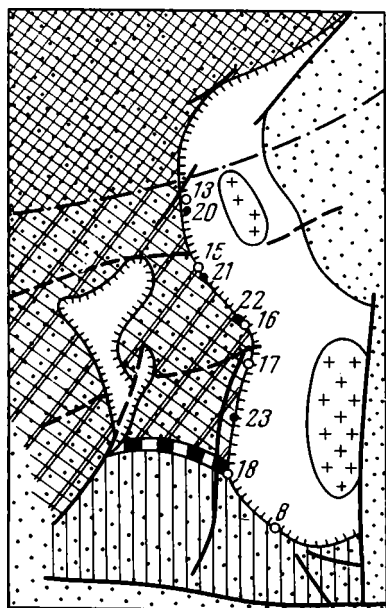
Пытаясь защитить построенную им карту (фиг. 7) от критики, Е. М. Шмариович (1974) утверждает, что в обнажениях рудосодержащего горизонта на дневной поверхности не осуществляется выноса железа; здесь консервируются те эпигенетические признаки, что возникали в карбонатных отложениях на стадии катагенеза.

Для подтверждения этого тезиса он указывает на частое присутствие в обеленных породах естественных обнажений района макроскопически видимого эпигенетического пирита. Однако, согласно его же таблице (стр. 112), количество $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ в породах зоны обеления в среднем 0,006%; разумеется, такое содержание слишком ничтожно и лежит за пределами аналитической ошибки при определении форм железа. Кроме того, тысячи просмотренных нами и Г. В. Комаровой прозрачных шлифов карбонатных пород, отобранных во время литолого-фациального картирования, не позволяют согласиться с тем, что это явление типично для обнажения.

Не следует также долго останавливаться на попытке нашего оппонента связать разницу в средних содержаниях железа по зонам между

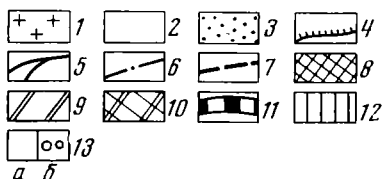
горными выработками (Г. В. Комарова) и дневной поверхностью (Е. М. Шмариович) со способом пересчета; это не так, и каждый читатель может в этом легко убедиться, проанализировав таблицу, приведенную нами на стр. 128 предыдущей статьи (Холодов, 1972). Отметим лишь, что ранее (Холодов, 1972, 1973,) мы описали ряд фактов, свидетельствующих о широком развитии в исследуемом районе поверхностного карбонатного оглеения, связанного с почвообразующими процессами. К ним нужно добавить следующее.

На фиг. 3 изображен фрагмент карты эпигенетической зональности Е. М. Шмариовича (1971), составленной для западного крыла Восточной антиклинали. В соответствии с представлениями автора, здесь



Фиг. 3. Фрагмент геологической карты Восточной антиклинали (фиг. 7 статьи Е. М. Шмариовича, 1971, с дополнениями)

1 — кристаллический фундамент; 2 — осадочный чехол, подстилающий карбонатный горизонт; 3 — распространение карбонатного палеогена; 4 — линия выхода карбонатных горизонтов на поверхность; 5 — разломы; 6 — линия выклинивания рудного горизонта; 7 — граница предполагаемых эпигенетических зон; 8 — область первичного отсутствия рудного горизонта, по В. Н. Холодову и Г. В. Комаровой, и зона окисления, по Е. М. Шмариовичу; зона: 9 — частичного обеления, 10 — полного обеления, 11 — рудная, 12 — первично неокислявшихся пород, 13 — расположение и номера обнажений: а — (черные точки) просмотренных Е. М. Шмариовичем (1971), б — изученных Г. В. Комаровой



должны быть хорошо выражены зоны сероцветных неокислявшихся пород, рудная, полного и частичного обеления, окисления. Это должно отражаться в поведении железа, растворимого в слабой соляной кислоте ($\text{Fe}_{\text{раств}}^{2+} + \text{Fe}_{\text{раств}}^{3+}$), содержание которого в породах, по Е. М. Шмариовичу (1971), таково, %: красные пластовоокисленные — 0,113; обеленные — 0,045; рудоносные — 0,17; серые зарудные — 0,147.

Выход пород рудоносного горизонта на дневную поверхность был детально опробован Г. В. Комаровой. Она здесь описала шесть обнажений и собрала 43 образца, позволяющих подробно охарактеризовать поведение разных компонентов в разрезах и на площади.

В химической лаборатории ИГЕМ АН СССР в каждой пробе известняков и доломитов было установлено содержание железа, растворимого в солянокислой вытяжке; для контроля 11 проб карбонатных пород были сданы в химическую лабораторию ГИН АН СССР, где в них также определялось растворимое Fe^{2+} и Fe^{3+} . Хорошая сходимость

результатов химического анализа позволяет считать данные таблицы достаточно надежными.

Как следует из таблицы, среднее содержание окислов железа, растворимых в соляной кислоте, по всему профилю довольно постоянно: 0,13—0,20%, что в пересчете на элементарное железо — 0,04—0,07%. Это совпадает с нашими полевыми наблюдениями, которые показали, что на квесте западного крыла Восточной антиклинали карбонатные отложения рудоносного горизонта настолько обделены с поверхности, что их более ранние геохимические признаки полностью исчезли.

**Распределение Fe_2O_3 (растворимого) в породах рудоносного карбонатного горизонта, обнаженного в пределах западного крыла Восточной антиклинали, %
(по Г. В. Комаровой)**

Номер обнажения											
13		15		16		17		18		8	
Номер образца	Fe_2O_3	Номер образца	Fe_2O_3	Номер образца	Fe_2O_3	Номер образца	Fe_2O_3	Номер образца	Fe_2O_3	Номер образца	Fe_2O_3
3625	0,12	3672	0,19	3677	0,20	3695	0,29	3718	0,52	3546	0,13
3626	0,11	3671	0,13	3678	0,27	3696	0,11	3720	0,11	3547	0,09
3618	0,28	3670	0,16	3679	0,16	3697	0,16	3722	0,11	3548	0,18
3619	0,25	3669	0,18	3681	0,15	3698	0,16	3723	0,11	3549	0,09
3620	0,11	3667	0,14	3683	0,22	3699	0,24	3725	0,11	3551	0,18
3621	0,10	3666	0,16	3684	0,14	3700	0,14	3726	0,08		
3622	0,18			3685	0,13	3702	0,12				
3623	0,09			3686	0,19	3703	0,12				
3624	0,55			3687	0,14						
Среднее	0,20		0,16		0,18		0,17		0,17		0,13

Приведенные материалы, как кажется, подтверждают непригодность естественных обнажений для полноценного картирования эпигенетической зональности в исследуемом районе и заставляют настаивать на выделении геохимически «закрытых» участков в самостоятельный объект изучения (Холодов, 1972).

Большое внимание в статье Е. М. Шмариовича (1974) уделено обсуждению роли, которая отводится картированию в общей схеме изучения эпигенетических изменений осадочных пород. Автор пытается представить дело так, будто В. Н. Холодов (1972) принципиально недооценивает картирование, придает ему «иллюстративное», «подсобное» значение, тогда как сам Е. М. Шмариович (1974) считает картирование эпигенетических изменений «ведущим методом в познании их генезиса».

Бесспорно, расхождения утрированы; тем не менее различие во взглядах имеется; суть его заключается в том, каковы должны быть соотношения между картированием и прочими методами исследования эпигенетических изменений осадочных пород. Е. М. Шмариович (1974) пытается утвердить картирование над всеми остальными методами исследования признаков стадии катагенеза; он уверяет, что составление карты эпигенетических изменений, выделенных чисто эмпирическим путем, без применения всех остальных методов (например, стадияльно-минералогического или геохимического), дает возможность однозначно решить проблему их генезиса. Мне представляется, что карта эпигенетических изменений тем и отличается от обычной геологической, что она должна синтезировать не только чисто эмпирические признаки эпигенеза (цвет пород, текстуры растворения, следы выноса и привноса химических элементов и пр.), но и результаты, полученные другими методами. Так, если обычным фаціальным анализом в районе установлена сингенетическая и эпигенетическая красные окраски карбонатных пород, то это

должно быть обязательно отражено на карте; сингенетическая окраска не должна фигурировать среди эпигенетических изменений. После того как удастся другими методами грубо различить седиментационно-диагенетические и гипергенно-катагенетические признаки, имеет смысл последние увязывать в определенные парагенетические ряды — зональности и приступать к эпигенетическому картированию. Таким образом, карта, на наш взгляд, лишь тогда представляет надежную основу для различных генетических построений, когда она является завершающим этапом всестороннего минералого-геохимического и литолого-фациального исследования.

Чисто эмпирический путь картирования эпигенетических изменений в некоторых простых случаях оправдывает себя, но следует помнить, что он чреват серьезными ошибками в сложных районах. Так, в рассматриваемом нами случае именно благодаря упрощенному методическому подходу на фиг. 7 карты Е. М. Шмариовича (1971) в одну зону оказались объединены участки, где протекали процессы отбеливания и пиритизации, обусловленные взаимодействием нефти и пластовых инфильтрующих вод в четвертичное время, и участки, где происходит современное обеление карбонатных пород под действием почвенных вод на дневной поверхности.

Еще нагляднее характеризует «эмпирическое» картирование случай с зоной окисления, очень широко развитой в исследуемом районе. На Центральном участке в эту зону вошли реликты пластовой зоны окисления — процесса, осуществлявшегося еще во время разрушения древней нефтяной залежи и формирования рудоносной полосы в обнажениях, обрамляющих с востока Восточную синклиналь, а также на Восточном участке с ней оказались объединены сингенетически окрашенные в розовый цвет пласты известняков и доломитов (Холодов, 1973). И наконец, к северу от линии выклинивания рудоносного горизонта, в обнажениях 25, 24 и, вероятно, 44 в нее включены вообще стратиграфически иные горизонты, окрашенные в розовые тона!

Картина, безусловно, впечатляющая и, как мне кажется, доказывающая, что использование отдельных случайно выбранных профилей и точек наблюдения без привлечения всего имеющегося материала, не только своего, но и других исследователей, не проясняет общую ситуацию, а иногда попросту запутывает ее.

ЛИТЕРАТУРА

- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицын А. К., Перельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников А. А., Шмариович Е. М. Экзгенные эпигенетические месторождения урана, М., Атомиздат, 1965.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965.
- Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н. К проблеме картирования эпигенетических изменений в осадочных породах. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1.
- Холодов В. Н. Окраска карбонатных пород и ее изменения в зоне гипергенеза. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4.
- Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., «Наука», 1973.
- Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицын А. К. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
- Шмариович Е. М. К вопросу о рудоконтролирующей зональности на урановых месторождениях в карбонатных породах. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Шмариович Е. М. В защиту картирования эпигенетических изменений как метода в познании их генезиса. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2.

В книге хорошо изложены все основные положения о литологическом строении, происхождении и классификации галогенных формаций СССР. Автор дал анализ изменения разреза главнейших галогенных формаций СССР с выявлением полного комплекса полезных ископаемых. На картах галогенных формаций, составленных автором на тектонической основе, убедительно показана приуроченность этих формаций к подвижным зонам докембрийского фундамента платформы и вся специфика солевого состава их и полезных ископаемых в толщах вмещающих горных пород. На основании изучения разреза галогенных формаций автор установил закономерности размещения в них этих полезных ископаемых.

Таблицы, оригинальные иллюстрации и список основной литературы весьма облегчают чтение этой интересной и полезной книги.

Для поисков соляных месторождений автор рекомендует использовать не только так называемые прямые и косвенные признаки прежних исследователей, но и стратиграфические, палеогеографические, фациальные, а также структурно-геологические и тектонические поисковые предпосылки. Основные принципы научного прогнозирования калийно-магниевых солей автор разработал при изучении геологии калиеносных регионов Предкарпатского прогиба, Прикаспийской синеклизы и Днепровско-Донецкой впадины и составлении прогнозных карт на калийно-магниево-соли. Он правильно указывает на необходимость учитывать при прогнозировании местные особенности отдельных соленосных районов. Исследования ископаемых галогенных формаций позволили ему обоснованно рекомендовать для прогноза месторождений калийно-магниевых солей помимо прямых и косвенных признаков применять геотектонический, стратиграфический, структурный, геоморфологический, литолого-фациальный, палеогеографический, палеоклиматический и гидрохимический критерии. Такая последовательность обработки материалов действительно дает возможность постепенно наращивать конкретные общегеологические данные о наличии калийно-магниевых солей в галогенных формациях.

Применение рекомендованного автором комплексного подхода при прогнозировании калийных солей действительно позволяет значительно увеличить достоверность прогнозов.

Изучив разрезы крупнейших формаций в СССР и за рубежом, автор выявил и обобщил в книге основные закономерности размещения в них комплекса различных полезных ископаемых — солей и сопровождающих их руд. Различные сопутствующие минеральные компоненты, поступившие в солеродные бассейны с глинистыми веществами, накапливались и сохранились в галогенных формациях. Автор наглядно показал многочисленный комплекс разнообразных полезных ископаемых, связанный с галогенными формациями, их рассолами и вмещающими толщами горных пород.

Выясненные закономерности размещения полезных ископаемых в разрезах и по площади галогенных формаций, характер приуроченности этих полезных ископаемых к различным литолого-фациальным комплексам позволили автору рекомендовать основные принципы методики их прогнозирования.

В книге широкие круги геологов, литологов, минералогов и геохимиков найдут ответы на многие связанные с галогенными формациями спорные вопросы, ранее не освещенные в геолого-минералогической литературе.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.

3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.

6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.

7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.

8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.

9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.

10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так: А. И. Федоров (1949).

11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.

12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости, «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигуро-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНИТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1.VIII-1974 г. Т-13252 Подписано к печати 2/X-1974 г. Тираж 1375 экз.
Зак. 4238. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5¹/₄. Усл. печ. л. 14,7+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,7

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ПРЕДЛАГАЕТ ВАШЕМУ ВНИМАНИЮ:

СПРАВОЧНИК ФИЗИЧЕСКИХ КОНСТАНТ ГОРНЫХ ПОРОД.
Под ред. С. Кларка (мл.). Пер. с англ. 1969. 542 стр. Цена 2 р.

В Справочнике читатель найдет данные о составе пород, содержании элементов, плотности, тепловом расширении, сжимаемости, внутреннем трении, скорости прохождения волн, прочности и пластичности, вязкости; о фазовых равновесиях при высоких давлениях, растворимости, термодинамических, магнитных свойствах и т. д. горных пород и минералов. Материалы, приведенные в этом издании, несомненно нужны геологам, геофизикам, океанологам, горным инженерам, а также специалистам смежных областей.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД В США. Т. 2. Пер. с англ. 1969. 398 стр.
Цена 1 р. 46 к.

В книге обобщены сведения по фитогеографии и палинологии, зоогеографии и истории различных групп животного мира в плейстоцене, а также приведен обширный материал по археологии и древнейшему заселению Америки человеком. Весьма интересны данные по стратиграфии четвертичных отложений, полученные в результате пыльцевого анализа, данные о проблеме многократности оледенений, о континентальных связях Азиатского материка с Америкой. Чрезвычайно ценные материалы исследований в Америке несомненно окажутся полезными при решении важнейших научных задач для территории СССР.

ДЕ У И С Т Р. ГИДРОГЕОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ ГИДРОЛОГИИ СУШИ. Т. 1. Пер. с англ. 1969. 311 стр. Цена 1 р. 04 к.

В книге обобщен теоретический и практический опыт гидрогеологических исследований в США, а также приведены основы гидрогеологии поверхностных вод, основные гидрогеологические понятия и определения. Весьма доходчиво, для специалистов с недостаточной подготовкой по математике и гидромеханике, объяснена теория движения подземных вод. Книга написана как для специалистов в области изучения и использования подземных вод, преподавателей гидрогеологии, для ученых, занятых в смежных дисциплинах — геологии, земледелии, геофизике, нефтяной промышленности, водном хозяйстве, так и для студентов перечисленных специальностей.

Заказы на книги направляйте по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП,
1-й Рижский пер., 2, издательство «Мир». Отдел распространения.

ПРЕДЛАГАЕМ ВАШЕМУ ВНИМАНИЮ КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

Елисеев А. И. СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА. 1964. 172 стр. 1 р. 24 к.

Ивановская А. В. ЛИТОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ЛЕНЫ. 1967. 170 стр. 1 р. 01 к.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ЭКСПЕДИЦИЯМИ АН СССР. 1966. 168 стр. 61 к.

Клубова Т. Т. ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ГЛИН ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ. (По материалам Березовской, Омской, Ханты-Мансийской опорных скважин). 1961. 76 стр. 41 к.

Колгина Л. П. и др. ЛИТОЛОГИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ. 1961. 125 стр. 71 к.

Лавров В. В. ПАЛЕОГЕНОВЫЕ УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ КАЗАХСТАНА И СИБИРИ. (Условия накопления и полезные ископаемые). 1965. 132 стр. 81 к.

Лазаренко А. А. ЛИТОЛОГИЯ АЛЛЮВИЯ РАВНИННЫХ РЕК ГУМИДНОЙ ЗОНЫ. (На примере Днепра, Десны и Оки). Труды Геологического института. Вып. 120. 1964. 236 стр. 1 р. 41 к.

Люфанов Л. Е. СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ. 1964. 110 стр. 74 к.

МАГМАТИЗМ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ КОРЕИ И ЮГА ПРИМОРЬЯ. 1966. 224 стр. 1 р. 47 к.

Максимова С. В. ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БИТУМИНОЗНОЙ ИЗВЕСТНЯКОВОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО КАРБОНА КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА. 1961. 117 стр., 24 вкл. 1 р. 09 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:
МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой»
Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой»
Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.