

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

4

ИЮЛЬ — АВГУСТ

1984



## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Колодов В. Н.</i> Литология на Международных геологических конгрессах . . .	3
<i>Бутузова Г. Ю.</i> Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение II. Основные процессы минерало- и рудообразования во впадине Атлантик-II	11
<i>Морозов А. А., Розанов А. Г.</i> О формах восстановленной серы в осадках Марокканской и Иберийской котловин Атлантического океана	33
<i>Гелтнер А. Р., Селезнева М. А., Смелов С. Б., Лискун И. Г.</i> Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла	44
<i>Косовская А. Г., Петрова В. В., Каледа К. Г., Соколова А. Л., Карпова Г. В., Ципурский С. И.</i> Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407 DSDP)	63
<i>Вялухин Г. И.</i> Боксит из четвертичной эпигенетически преобразованной коры выветривания южных районов Западной Грузии	85
<i>Махнач А. А., Ропот В. Ф., Лашков Е. М., Пушкин В. И.</i> Галокатагенез ордовикских отложений Восточной Прибалтики и Северо-Западной Белоруссии	96
<i>Ляхович В. В.</i> Об акцессорных минералах осадочно-метаморфических пород	107

### Краткие сообщения

<i>Батурин Г. Н., Орешкин В. Н.</i> Кадмий в фосфоритах с подводных гор Тихого океана	114
<i>Левитан М. А., Муравьев А. В., Гурвич Е. Г.</i> Соотношение литологических особенностей и литофизических свойств осадков Берингова моря и северной части Тихого океана	118
<i>Круглова В. Г., Успенский В. А., Дементьев П. К., Коченов А. В.</i> Органическое вещество в процессе концентрации урана при древнем пластовом окислении угленосных отложений	124
<i>Гусейнов А. А., Островский Б. М., Шик Н. С., Сурицков Г. В.</i> Использование факторного анализа физико-литологических свойств пород при генетической диагностике песчаных образований	130
<i>Власов В. С.</i> Некоторые особенности рудовмещающей толщи одного из золото-сурьмяных месторождений	135

### Хроника

<i>Головенок В. К.</i> Всесоюзный семинар по биогеохимическим аспектам формирования осадочных пород и руд	138
<i>Зарицкий П. В., Македонов А. В., Сидоренков А. И., Высоцкий В. Н.</i> IV Всесоюзная научная конференция «Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций»	140
К 70-летию со дня рождения Н. В. Логвиненко . . . . .	142

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

4

JULY — AUGUST

1984

## CONTENTS

<i>Kholodov V. N.</i> Lithology at International Geological congresses . . . . .	3
<i>Butuzova G. Yu.</i> Mineralogy and some aspects of genesis of metalliferous sediments of the Red Sea. Communication II. The main processes of mineral- and ore formation in Deep Atlantis II . . . . .	11
<i>Morozov A. A., Rozanov A. G.</i> On forms of reduced sulphur in sediments of Moroccan and Iberian basin of the Atlantic Ocean . . . . .	33
<i>Geptner A. R., Selezneva M. A., Smelov S. B., Liskun I. G.</i> Conditions of formation and initial stages of basalt glass alteration . . . . .	44
<i>Kossovskaya A. G., Petrova V. V., Kaleda K. G., Sokolov A. L., Karpova G. V., Tsipursky S. I.</i> Parageneses of celadonite-glaucanite minerals and cristobalite in transformed oceanic basalts (on example of Site 407, DSDP) . . . . .	63
<i>Vyalukhin G. I.</i> Bauxite from the Quaternary epigenetically transformed weathering crust of the southern regions in West Georgia . . . . .	85
<i>Makhnach A. A., Ropot V. F., Lashkov E. M., Pushkin V. I.</i> Halokatagenesis of Ordovician deposits of the East Baltic region and North-western Belorussia . . . . .	96
<i>Lyakhovich V. V.</i> On accessory minerals of sedimentary-metamorphic rocks . . . . .	107

### *Brief communications*

<i>Baturin G. N., Oreshkin V. N.</i> Cadmium in phosphorites from underwater mountains of the Pacific Ocean . . . . .	114
<i>Levitani M. A., Muraviev A. V., Gurovich E. G.</i> Relationship of lithological peculiarities and lithophysical properties of sediments of the Bering Sea and the northern part of the Pacific Ocean . . . . .	118
<i>Kruglova V. G., Uspensky V. A., Dementiev P. K., Kochenov A. V.</i> Organic matter in the process of uranium concentration in ancient stratal oxidation of coal-bearing deposits . . . . .	124
<i>Guseinov A. A., Ostrovsky B. M., Shik N. S., Surtsukov G. V.</i> The use of factor analysis of physico-lithological properties of rocks in genetic diagnosis of arenaceous deposits . . . . .	130
<i>Vlasov C. S.</i> Some specific features of an ore-enclosing strata of one of gold-antimonial deposits . . . . .	135

### *Chronicles*

<i>Golovenok B. K.</i> All-Union Seminar on Biogeochemical Aspects of Sedimentary Rock and Ore Formation . . . . .	138
<i>Zaritsky P. V., Makedonov A. V., Sidorenkov A. I., Vysotsky V. N.</i> IV All-Union Scientific Conference «Concretions and concretionary analysis of oil-gas-bearing formations» . . . . .	140
To the 70-th anniversary of N. V. Logvinenko . . . . .	142

УДК 552.5(09)

ЛИТОЛОГИЯ НА МЕЖДУНАРОДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
КОНГРЕССАХ

ХОЛОДОВ В. Н.

Великий русский писатель Антон Павлович Чехов в одной из своих записных книжек оставил такую запись: «Национальной науки нет, как нет национальной таблицы умножения...» [1, с. 443].

Действительно, наука представляет собой общечеловеческое знание, она принадлежит всей планете, всему человечеству.

Особенно остро необходимость организации интернациональных исследований всегда ощущалась в области геологии; ведь объекты изучения геолога — фаунистические остатки, разновозрастные осадочные отложения, интрузивные образования и вулканы, рудные месторождения разного типа, разнообразные тектонические структуры располагаются во всех странах мира, на всех континентах и в океанах. В то же время политические и экономические разногласия, терминологические и языковые барьеры, субъективность описаний и неточность геологических классификаций затрудняют взаимопонимание исследователей, мешают обобщению фактического материала и препятствуют созданию глобальных георегических построений, охватывающих всю земную кору и планету как единое целое.

Поэтому по инициативе ряда ведущих геологов в 1876 г. в г. Буффало (шт. Нью-Йорк, США) образовался Учредительный комитет для организации Международного геологического конгресса (МГК). Комитет обратился за содействием к Французскому геологическому обществу; в результате был составлен Организационный комитет по созыву конгресса, в который вошли президенты национальных геологических обществ, директора правительственных геологических служб и ведущие ученые — геологи крупнейших стран мира.

I сессия Международного геологического конгресса собралась в 1878 г. в Париже. В дальнейшем сессии МГК собирались регулярно, каждые три — четыре года; только мировые войны прерывали регулярное общение геологов разных стран.

Первый перерыв между XII и XIII сессиями произошел в связи с военными событиями первой мировой войны и продолжался 10 лет; второй перерыв разделил XVII и XVIII сессии МГК и был обусловлен второй мировой войной; он длился почти 11 лет.

Первые четыре сессии МГК проходили в Европе (II сессия — Лондон, 1881 г.; III — Берлин, 1885 г.; IV — Лондон, 1888 г.), но затем география заседаний постепенно расширяется; все большее число стран мира становятся участниками — хозяевами конгресса (V сессия — Вашингтон, 1891 г.; VII — Петербург, 1897 г.; X — Мексика, 1906 г.; XII — Оттава, 1913 г.; XIV — Мадрид, 1926 г.; XV — Претория, 1929 г.; XVII — Москва, 1937 г.; XXII — Дели, 1964 г.; XXV — Сидней, 1976 г.).

Первоначально все заявленные доклады геологов заслушивались на пленарных заседаниях, но, начиная с VI сессии МГК в Цюрихе (1894 г.), заседания стали проходить по отдельным секциям. На этой сессии были впервые организованы четыре секции (общей геологии, стратиграфии и палеонтологии, минералогии и петрографии, прикладной геологии). Впоследствии название секций менялось, а их количество росло, что в целом отражало усиление дифференциации геологических наук. Так, например, на XIII сессии в Брюсселе (1922 г.) было уже 10 секций, тогда



как на предстоящей XXVII сессии конгресса в Москве планируется работа 22 секций и шести коллоквиумов.

В промежутках между сессиями МГК международную геологическую работу осуществляли постоянные научно-тематические комиссии; они создавались для решения определенных задач и после их завершения распускались. В разное время число таких рабочих комиссий варьировало, хотя иногда их общее количество превышало 20 [5].

С течением времени существенно трансформировалась также тематика заседаний.

На самых первых сессиях МГК наиболее остро обсуждались вопросы геологической и стратиграфической терминологии, проблемы стратиграфии и корреляции разновозрастных осадочных отложений. При этом большое внимание уделялось унификации различных геологических данных.

Позднее, начиная со II сессии 1881 г. в Болонье, на первый план выдвигаются вопросы геологического картирования: вначале была поставлена задача составить международную геологическую карту Европы масштаба 1 : 2 500 000, к работе над которой были привлечены ученые разных стран, в том числе и России.

Любопытно, что именно решение болонской сессии МГК стимулировало организацию Геолкома России (1882 г.), которому и было передано руководство всеми геологическими работами, в том числе и геологической съемкой страны [3].

В дальнейшем проблемы и методы геологического, а также тектонического картирования многократно привлекали к себе внимание Международного конгресса. Так, например, на XII сессии конгресса в Канаде подробно рассматривалась Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 8 000 000, составленная Э. Арганом, на XX сессии МГК в Мексике демонстрировалась Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000, составленная Н. С. Шатским с соавторами, на XXI сессии МГК в Копенгагене была продемонстрирована Международная тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000, составленная под руководством Н. С. Шатского и А. А. Богданова [6].

Согласно решениям XX сессии в Мексике (1956 г.) были созданы две подкомиссии, дополняющие Комиссию по геологической карте мира: по тектонической карте мира масштаба 1 : 10 000 000 и по металлогенической карте мира.

Начиная с XI сессии МГК в Стокгольме, внимание участников привлекают подсчеты мировых запасов различных полезных ископаемых, в том числе и осадочных. С одной стороны, такое направление отвечало требованиям развивающейся геологии, а с другой, — отражало агрессивные стремления империалистов крупных стран в предвоенные годы.

Внешним поводом для подсчетов запасов железных руд во всем мире послужила идея полного истощения железорудных залежей в недалеком будущем, идея «железного голода», грозящего человечеству.

Оргкомитет XI сессии МГК провел большую предварительную работу, касающуюся запасов железных руд во всех странах мира. Для России эта очень трудоемкая задача была выполнена сотрудниками Геолкома под руководством К. И. Богдановича; работа завершилась публикацией книги «Железные руды России». В 1910 г. на стокгольмской сессии МГК закономерности распределения железных руд, их запасы и генезис являлись центральными темами многих заседаний.

На следующей, XII сессии МГК в Канаде интересы сместились в сторону оценки запасов углей на всем земном шаре. Комиссия под председательством Ф. Н. Чернышева показала, что суммарные запасы промышленных углей в мире более чем в 7000 раз превышают ежегодную добычу; этим опровергалось предположение о возможном и близком мировом энергетическом кризисе. Результаты подсчетов запасов углей в России были опубликованы Геолкомом в специальной монографии на русском языке.

В 1926 г., на XIV сессии МГК в Мадриде одним из главных вопросов

был вопрос о мировых запасах фосфоритов и серных колчеданов; в основу подсчетов запасов фосфоритов в СССР легли труды Геолкома, выполненные под руководством акад. А. Д. Архангельского и проф. Я. В. Самойлова.

На XV сессии МГК в Претории (Южно-Африканский Союз) в 1929 г. геологи рассмотрели проблему размещения мировых запасов золота; обзорные статьи по этому вопросу были получены оргкомитетом от 45 стран, в том числе и от СССР. Обзоры вышли отдельной книгой на английском языке, в которой значительное место занимает описание золоторудных россыпей.

Еще позднее, в 1933 г., в Вашингтоне, на XVI сессии Международного конгресса, среди ряда других проблем важное место заняла проблема размещения мировых запасов меди; так как среди важнейших месторождений этого металла крупное значение имеют месторождения типа «медистых песчаников», очевидно, что обзоры, изданные МГК, могут представлять большой интерес для специалистов в области рудной литологии.

На XVII сессии МГК в Москве (1937 г.) благодаря яркому докладу акад. И. М. Губкина большой интерес вызвала проблема размещения мировых запасов нефти и газа и условий формирования газонефтяных залежей на континентальном блоке планеты.

На многих послевоенных сессиях работа отдельных секций, семинаров и симпозиумов отражала тот интерес, который вызывает среди геологов происхождение осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых. Так, например, на XX сессии МГК в Мексике (1956 г.) работа одного из симпозиумов полностью была посвящена марганцевым месторождениям, на XXI сессии МГК в Копенгагене анализировались региональные и структурные проблемы геологии нефти, а также проблемы генезиса месторождений радиоактивного сырья, на XXV сессии в Австралии (1976 г.) в программу работы четвертой секции были включены исследования поверхностных рудных месторождений, таких, как коры выветривания, бокситы и россыщи, а также стратиформных руд меди, свинца и цинка.

Следует, однако, подчеркнуть, что, начиная с XVIII сессии МГК в Лондоне (1948 г.), тема «полезные ископаемые» ни разу уже не становилась центральной в деятельности всего конгресса; она обсуждалась обычно наряду с другими аспектами геологии на заседаниях отдельных секций или симпозиумов.

На протяжении более чем столетней деятельности МГК заметно менялось отношение геологов к теоретическим проблемам литологии, или учения о происхождении осадков, осадочных пород и руд.

На первых сессиях МГК вопросы классификации осадочных образований и фациального анализа осадочных отложений затрагивались лишь в той мере, в какой они помогали решить вопросы стратиграфии, палеогеографии и геологического картирования. При этом на V сессии в Вашингтоне (1891 г.) особое внимание участников привлекло обсуждение принципов классификации осадочных пород; в докладе Р. Т. Чемберлена в качестве главных признаков подразделений выдвигались: 1) структура осадков; 2) общность их происхождения; 3) возраст [3].

Позднее стали обсуждаться отдельные проблемы осадкообразования на континентах и в океанах. Переломным моментом в этом отношении явилась VII сессия МГК в Петербурге (1897 г.), на которой впервые был поднят вопрос о роли морской геологии в познании процессов древнего осадконакопления.

Далее, на VIII сессии в Париже и IX в Вене рассматривались результаты изучения поведения береговой линии морей в северном полушарии, на XI сессии в Стокгольме (1910 г.) был поднят целый комплекс проблем, связанных с современным и древним оледенениями, на XII сессии в Канаде (1913 г.) обсуждались условия образования докембрийских отложений и рассматривались обстановки накопления осадков в палеозойских морях.

После первой мировой войны внимание к литологическим проблемам заметно возросло. Действительно, уже на XIII сессии МГК в Брюсселе (1922 г.) среди прочих секций впервые появляется самостоятельная секция литологии осадочных пород, а в связи с процессами массового углекислого накопления в карбоне возникает секция геологии (и палеогеографии) каменноугольного периода. Позднее, на XV сессии МГК в Претории (1929 г.) широко обсуждалась геологическая деятельность микроорганизмов, а на XIII, XV и XVI сессиях функционировала секция геологии нефти и нефтяных месторождений.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что только после второй мировой войны теоретическая литология заняла подобающее ей место в семье геологических наук. Прежде всего это выразилось в организационных изменениях; с 1946 г. наряду с участием в сессиях МГК литологи европейских стран проводят самостоятельные международные конгрессы по седиментологии. Первый такой конгресс состоялся в Бельгии (1946 г.), через три года во Франции (1949 г.), а затем в Нидерландах (1951 г.), ФРГ (1954 г.), Швейцарии (1958 г.), Дании (1960 г.), Великобритании (1967 г.), ФРГ (1971 г.), Франции (1975 г.), Израиле (1979 г.) и Канаде (1982 г.). Регулярность созывов международных седиментологических конгрессов особенно стимулировало то обстоятельство, что на XIX сессии МГК в Алжире (1952 г.) была создана Международная ассоциация по седиментологии (International Association of Sedimentologists, IAS), в которую вначале вошли наиболее видные литологи Европы и США; позже эта организация включила в себя ведущих литологов СССР, стран Азии, Африки, Австралии и Южной Америки.

Одновременно продолжалось и усиливалось обсуждение литологических проблем на сессиях МГК. Так, на XVIII сессии МГК в Лондоне (1948 г.) наряду с общими и традиционными вопросами геологии внимание геологов оказалось прикованным к проблемам геологического строения морского и океанического дна, на XXI сессии МГК в Копенгагене (1960 г.) обсуждались проблемы геологии моря и региональной палеогеографии, на XXII сессии МГК в Дели (1964 г.) работала секция под названием «Осадочная геология и осадкообразование». Кроме того, проблемы литологии попутно обсуждались на других секциях, наряду с разными, иногда ведущими, проблемами общей геологии. В работе XXIII сессии Международного конгресса в Праге (1968 г.) проблема № 8 охватывала разделы: 1) классификация осадочных пород; 2) фации, формации, литогенез; 3) осадочные формации и полезные ископаемые; 4) четвертичные и современные отложения. На XXIV сессии Международного конгресса в Монреале (1972 г.) функционировала секция «Стратиграфия и седиментология», но и на заседаниях других секций «...тематика литологического направления была представлена ...весьма широко» [4, с. 151].

Наконец, на XXIV сессии МГК во Франции (1980 г.) работала секция «Морской геологии, седиментологии и осадочной петрографии», в сфере внимания которой оказались проблемы геологии океанов, и в первую очередь литологии их осадочного чехла, а также истории развития океанов, включающей палеоклиматологию и палеобиогеографию; большинство докладов, заслушанных на заседаниях этой секции, опирались на данные глубоководного бурения, а также на новейшие методы сейсмоакустики и радиолокации [2].

Нетрудно видеть, что на послевоенные годы падает настоящий расцвет литологических исследований и литологической мысли.

Участие русских и советских литологов в работе сессий МГК и его постоянных комиссий на протяжении более чем столетней истории конгресса неуклонно растет.

Хотя такие крупные русские геологи, как Ф. Н. Чернышев, А. П. Павлов, В. И. Мёллер, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. П. Карпинский и др., принимали участие в самых первых сессиях МГК, официальная делегация России начала работу только на III сессии в Берлине (1885 г.); работа делегаций России продолжалась и на всех последующих довоенных

сессиях. Русские геологи активно включились в международную работу по составлению геологической карты Европы и до Великой Октябрьской социалистической революции играли большую роль в бюро конгресса, были активными членами комиссий по унификации геологических обозначений и геологической номенклатуры, по синонимике терминов географии и геологии, по номенклатуре горных пород, по изучению геотермической ступени и многих других.

Большое значение в развитии международной геологической мысли имела VII сессия МГК, которая состоялась в 1897 г. в Петербурге; на ней обсуждались важные методологические проблемы и проблемы общей геологии. Она показала, что русская геологическая наука занимает одно из первых мест в мире.

По предложению России на VIII сессии МГК в Париже (1900 г.) за счет частного пожертвования значительного капитала (4000 руб. золотом), принадлежащего русскому подданному, была установлена почетная премия имени Л. А. Спендиарова за лучшую работу по геологии; эта премия существует и присуждается МГК и доныне.

После первой мировой войны и Великой Октябрьской социалистической революции советские геологи приняли активное участие в работе XIV сессии МГК в Мадриде (1926 г.); с этого времени и вплоть до XVII сессии МГК в Москве (1937 г.) участие советских геологов в работе конгрессов возрастает год от года.

Особое значение в истории Международного геологического конгресса имела XVII сессия, организованная в Москве в 1937 г. по приглашению Советского правительства; в ней приняли участие такие корифеи русской и советской науки, как академики И. М. Губкин, В. И. Вернадский, А. Е. Ферман, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и др. На этой сессии делегация советских ученых была самой многочисленной.

Своеобразным признанием достижений советской науки являлось то обстоятельство, что после XVII сессии МГК русский язык, наряду с французским, английским и немецким языками, был признан официальным языком Конгресса.

После второй мировой и Великой Отечественной войны советская делегация ученых, возглавляемая проф. В. В. Белоусовым, приняла деятельное участие в работе XVIII сессии МГК в Лондоне (1948 г.). С тех пор и вплоть до последней XXVI сессии МГК в Париже (1980 г.) делегации советских геологов на конгрессах всегда были достаточно представительны и, что не менее важно, выносили для обсуждения мировой общественностью наиболее важные, интересные и актуальные проблемы геологической науки, задавали верный тон при их обсуждении и находили правильное направление дальнейших исследований. Поэтому вполне закономерно решение XXVI сессии МГК в Париже (1980 г.) о том, что следующая, XXVII сессия МГК будет организована Национальным комитетом советских геологов совместно с Международным союзом геологических наук в Москве, с 4 по 14 августа 1984 г.

Намеченная XXVII сессия МГК является третьей сессией, которую Россия и СССР проводят на своей территории. Первой была VII сессия МГК в Петербурге (1897 г.); она оставила глубокий след в развитии литологии как науки.

Одним из лидеров VII сессии МГК стал выдающийся русский ученый, литолог, стратиграф и палеонтолог, доктор Н. И. Андрусов (впоследствии профессор и академик). Ведя большую преподавательскую работу в Одесском (Новороссийском) университете, Н. И. Андрусов детально изучал литологию третичных отложений Крымско-Кавказского региона, исследовал донные осадки Черного моря на канонерской лодке «Черноморец» и в течение длительного времени обобщал мировую литературу по глубоководным отложениям морей и океанов. Еще в 90-х годах XIX в. Н. И. Андрусов сделал в Петербургском обществе естествоиспытателей два доклада: «Современное состояние наших знаний о распределении осадков и организмов в глубинах океана» (1889 г.) и «О необходимости глубоководных исследований в Черном море» (1890 г.).

Заручившись поддержкой таких признанных авторитетов в области геологии, как акад. А. П. Карпинский, получив одобрение и поддержку со стороны выдающихся ученых запада — И. Вальтера, Дж. Меррея, К. Циттеля, Э. Геккеля и др., Н. И. Андрусов внес на рассмотрение VII сессии МГК проект о необходимости организации международного плавучего научно-исследовательского института. В предложении Н. И. Андрусова была скрыта новая и чрезвычайно плодотворная мысль о необходимости комплексного подхода к процессам, протекающим в морях и океанах, об участии в исследовании морей и океанов специалистов разного профиля.

Не все участники сессии поняли прогрессивность идей русского ученого. Так, например, немецкий исследователь О. Титце комментировал это предложение следующим образом: «...геолог как таковой не имеет никаких исследовательских целей в открытом море» [8, с. 117].

Между тем объяснительная записка, составленная Н. И. Андрусовым к проекту о создании международного плавучего института, представляет собой документ огромного научного значения; это поистине манифест сравнительно-литологического направления. Она обосновывает тот способ построения литологических исследований, применяя который впоследствии академики А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов уже в XX в. создали учение об осадконакоплении в водоемах прошлого, она обосновывает сравнительно-литологический метод, глубоко чтимый теперь всеми литологами.

Действительно, еще в конце XIX в. Н. И. Андрусов писал: «Мне кажется, что геолог не может полностью понять осадки прежних эпох, если он не знаком с ними в современной обстановке их возникновения. Мы не можем представить себе палеонтолога, изучающего вымерших животных или растения, не располагая сведениями о ныне живущих формах. Бесспорно, можно описывать и изображать окаменелые раковины, кораллы и другие ископаемые, не зная многого об анатомии живых форм; но никто не будет оспаривать, что ценные палеонтологические работы могут быть поставлены только при основательном знании живущих организмов. Столь же трудно хорошо понимать, так сказать, «окаменелые» осадки, не изучив «живущие» [1, с. 73].

И далее: «...Еще другой предмет может интересовать геолога на дне морском, правда, затрагиваемый и исследованиями зоолога, но для геолога представляющий особый интерес, — это изучение фаций. Ведь учение о фациях впервые было введено в науку геологами. Но геологи никогда не будут в состоянии правильно оценить фациальные условия древних осадков, если не будут лично изучать эти условия на дне современного моря в их взаимосвязи и в сочетании с физическими и химическими свойствами моря» [там же, с. 75].

Предложение об организации международного плавучего института на VII сессии МГК в Петербурге было принято единогласно; оно обсуждалось и на VIII сессии МГК в Париже (1900 г.). Однако в дальнейшем в связи со сложностями финансирования этот проект был оставлен, а затем и забыт.

В СССР идея организации плавучей лаборатории, исследующей моря, возродилась под руководством проф. Я. В. Самойлова; в 20-е годы XX в., она реализовалась в создании научно-исследовательского судна «Персей». Примерно в это же время в Германии создается научно-исследовательское судно «Метеор», в Англии — «Джон Меррей». Однако, несмотря на ряд более поздних попыток, организовать международное сотрудничество в океанологических исследованиях в первой половине XX в. так и не удается. Оно возникло лишь в 60-х годах, на базе глубоководного бурения, предпринятого в США с судна «Гломар Челленджер».

Следует также отметить, что VII сессия МГК в Петербурге привлекла к себе внимание геологов разных стран удивительно хорошо организованными экскурсиями и чисто русским гостеприимством.

«Каждому экскурсанту, записавшемуся в члены конгресса и выра-

зившему желание быть участником экскурсии, вручался жетон с надписью «Mente et malleo»<sup>1</sup> и прекрасно изданный путеводитель. В течение двух месяцев членам конгресса представлялось право бесплатного проезда по всем железным дорогам нашей страны. Для экскурсий по Крыму и Кавказу было выделено специальное судно, на котором можно было проводить специальные гидрографические наблюдения и брать пробы донных отложений. Всюду по пути следования экскурсий местные организации оказывали членам конгресса торжественные встречи. Банкеты и вечера следовали один за другим» [3, с. 126, 127].

Ровно через 40 лет после VII сессии МГК, в Москве 21 июля 1937 г. начала свою работу XVII сессия Конгресса. На ней рассматривались следующие проблемы: 1) геология нефти и подсчет ее мировых запасов; 2) геология угольных месторождений; 3) докембрий и его полезные ископаемые; 4) взаимная связь тектонических процессов, магматических образований и рудных месторождений; 5) пермская система и ее стратиграфическое положение; 6) тектонические проблемы Азии; 7) геология Арктики; 8) вопросы геохимии; 9) геофизические методы в геологии.

Несмотря на такой широкий диапазон тематики, в области литологии наиболее яркий след оставил симпозиум, посвященный палеоклиматам Земли. Впервые в истории сессий конгресса в 26 докладах ведущих специалистов мира освещались особенности палеоклиматов четвертичного периода, палеозоя и докембрия. На сессии остро дебатировалась проблема индикаторов климата, рассматривалось значение тиллитов как показателей ледниковой деятельности, обсуждалось положение климатических поясов в разные периоды жизни континентального блока, делались попытки увязать между собой палеогеографические и палеофаунистические данные, рассматривался вопрос о связи климатических зон и распределения осадочных полезных ископаемых (железные руды, скопления рыбных остатков, соли и др.). Наряду с докладами таких известных на западе ученых, как А. Л. дю-Тойт, Д. Н. Вадиа, Ю. Пиа и Б. Ф. Хоуэлл, на симпозиуме с большим интересом были заслушаны доклады А. Н. Криштофовича, Ю. М. Залесского, А. Н. Чуракова, А. Г. Вологодина и других советских геологов.

Симпозиум XVII сессии МГК поднял кардинальные проблемы седиментогенеза; позднее, уже после второй мировой войны, эти проблемы нашли свое дальнейшее развитие в трудах Л. Б. Рухина, К. Брукса, М. Шварцбаха, Ф. Лотце и многих других исследователей, а в конце 50-х годов они были трансформированы в трудах акад. Н. М. Страхова и послужили материалом для создания учения о четырех типах седиментогенеза (аридном, гумидном, ледовом и вулканогенно-осадочном), а также об их эволюции в истории Земли.

Перед началом работы конгресса и после заседаний состоялся ряд геологических экскурсий по стране; они охватили Карелию и Кольский полуостров, Донбасс и Крым, Кавказ, Пермское Приуралье, Урал, Кузбасс и другие районы Сибири, Новую Землю, Подмоскovie.

Для всех экскурсий были подготовлены подробные путеводители с картами, планами и профилями; кроме того, каждый участник экскурсии получил геологическую карту СССР на 8 листах. Экскурсиями руководили советские геологи, хорошо изучившие все маршруты заранее. Организацию и обслуживание экскурсий выполнял «Интурист».

XVII сессия Международного конгресса прошла на высоком научном и организационном уровне. Она продемонстрировала всему миру достижения советской геологии и принесла большую пользу ее участникам.

На XXVII сессии МГК, которая откроется в Москве 4 августа 1984 г., проблемы литологии и осадочного рудообразования будут также обсуждаться достаточно широко. В основном они прозвучат в работе секции С.04.1, возглавляемой членом-кор. АН СССР П. П. Тимофеевым. Здесь литологическая тематика будет сгруппирована вокруг тем: 1. Гиперге-

<sup>1</sup> Умом и молотком.

нез и седиментогенез. Транспортировка и аккумуляция осадков в различных условиях. 2. Процессы литогенеза и факторы, их определяющие. 3. Литолого-фациальный и палеогеографический анализ. 4. Роль климата в процессах седиментогенеза и литогенеза.

Наряду с этими темами два направления литологических исследований будут рассмотрены в рамках межсекционных симпозиумов: первое — на симпозиуме 04.2.1 «Осадконакопление и геотектонический режим» под руководством д-ра геол.-минералог. наук Г. А. Каледы; второе — на симпозиуме 04.2.2 «Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли» под руководством д-ра геол.-минералог. наук В. Н. Холодова.

Кроме того, литологические проблемы в той или иной мере будут затронуты в работах секций С.06 «Геология океанов и морей» (организатор — член-кор. АН СССР Ю. М. Пушаровский), С.11 «Геохимия и космохимия» (организатор — член-кор. АН СССР В. Л. Барсуков), С.12 «Месторождения нефти и газа» (организатор — акад. А. А. Трофимук), С.14 «Месторождения твердых горючих полезных ископаемых» (организатор — д-р геол.-минералог. наук В. С. Борисов), С.15 «Неметаллические полезные ископаемые» (организатор — д-р геол.-минералог. наук В. П. Петров), С.21 «История геологии» (организатор — член-кор. АН СССР В. В. Тихомиров), а также на коллоквиуме К.03 «Палеогеография океанов» под председательством члена-кор. АН СССР А. П. Лищицына.

Отпечатанные тезисы и тексты докладов будут вручены участникам Конгресса до начала заседаний. До и после научных заседаний планируется около 100 геологических экскурсий, которые позволят участникам МГК ознакомиться с геологией Кавказа, Крыма, Украины, Белоруссии, Прибалтики, северо-западных районов Советского Союза, Средней Азии, Урала, Казахстана, Сибири, Дальнего Востока, Сахалина и других районов СССР.

Можно надеяться, что XXVII сессия МГК в Москве пройдет так же успешно, как проходили все предыдущие сессии конгресса на территории нашей страны, что она внесет новый вклад в развитие литологии и учения об осадочных полезных ископаемых, укрепит дружбу и взаимопонимание ученых разных стран и послужит делу мира во всем мире.

#### Литература

1. Андрусов Н. И. Несколько слов о Международном плавучем институте. Избранные труды. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 73—79.
2. Белоусов В. В., Воробьев И. В., Магницкий В. А. и др. XXVI юбилейная сессия Международного геологического конгресса (Париж, июль, 1980 г.).— Вестн. МГУ, сер. 4. Геология, 1981, № 2, с. 3—31.
3. Келлер Б. М. Русские геологи на международных геологических конгрессах (I—XII сессии).— В кн.: Очерки по истории геологических знаний. Вып. I. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 120—137.
4. Крашенинников Г. Ф. Литология на XXIV сессии Международного геологического Конгресса.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6, с. 151—153.
5. Немилова А. В., Васильева Л. П. Международные геологические Конгрессы и участие в них русских геологов. Л.: Изд-во НКТП Главгеология, 1937. 48 с.
6. Тихомиров В. В., Малахова И. Г. Проблемы тектоники на Международных геологических Конгрессах.— Геотектоника, 1984, № 1, с. 3—12.
7. Чехов А. П. Собрание сочинений. Т. 10. М.: Художеств. литература, 1956. 500 с.
8. Tietze E. Zur Frage des internationale Flottanden.— Verhandl. Geol. Beichsanst. in Wien, 1898, В. 4, S. 115—128.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
13.IV.1984



УДК 553. (31 + 32) (267.5)

**МИНЕРАЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА  
МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ КРАСНОГО МОРЯ****СООБЩЕНИЕ II. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛО-  
И РУДООБРАЗОВАНИЯ ВО ВПАДИНЕ АТЛАНТИС-II****БУТУЗОВА Г. Ю.**

На основании проведенных нами исследований и по литературным данным охарактеризованы основные геохимические процессы, определяющие минеральный и химический состав рудного вещества, а также особенности его локализации в осадках впадины Атлантис-II.

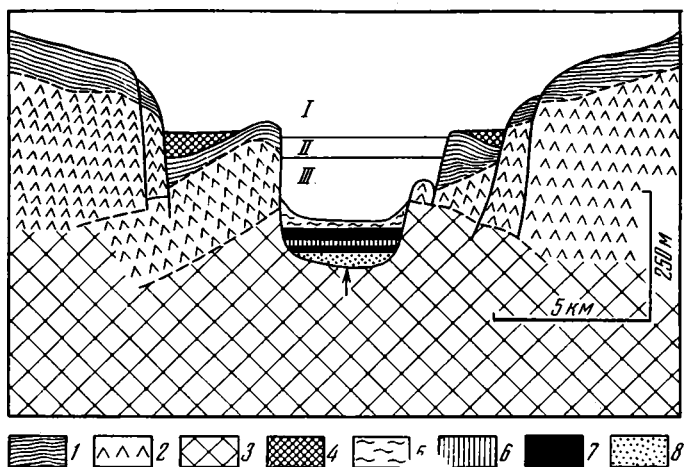
Современный рудообразующий процесс в рифтовой зоне Красного моря дает уникальную возможность непосредственного наблюдения и исследования механизма формирования полиметаллического гидротермально-осадочного месторождения. Получаемая при этом информация позволяет понять многие аспекты генезиса как современных, так и древних месторождений данного типа.

Красное море занимает особое положение в глобальной системе рифтовых зон, с которыми, как известно, связано образование металлоносных осадков. Узкая локализация рудообразующего процесса в осевой, троговой части рифта и наличие геоморфологически выраженных впадин — ловушек рудного вещества создают условия, благоприятные для локального концентрирования гидротермального материала, препятствуют его разубоживанию и рассеиванию на широких площадях морского дна. Заполнение целого ряда впадин термальными высокоминерализованными рассолами пространственно ограничивает и контролирует процессы трансформации поступающих с гидротермами компонентов, образование, осаждение и захоронение в осадках различных минеральных фаз, что способствует формированию линзообразных рудных залежей сложного химического состава.

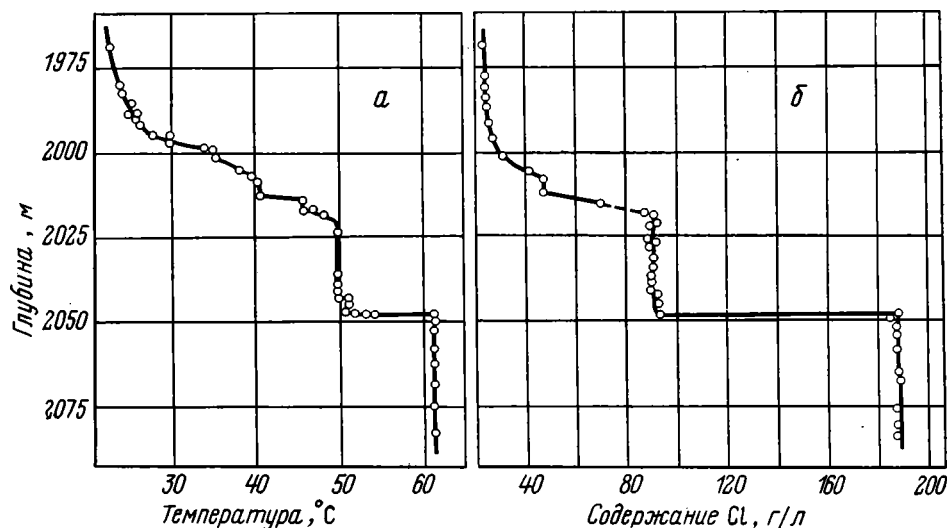
Рассмотренные нами в предыдущих работах общий характер рудного веществ и особенности его распределения в осадках различных впадин [6], а также результаты детального минералогического исследования рудного материала [5] позволяют с учетом литературных данных охарактеризовать совокупность основных геохимических процессов, определяющих минеральный и химический состав рудоносных отложений, на примере самой представительной и лучше всего изученной впадины Атлантис-II.

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВПАДИНЫ И ЗАПОЛНЯЮЩИХ ЕЕ РАССОЛОВ**

Впадина Атлантис-II расположена в осевой части Красного моря и представляет собой удлиненную котловину, вытянутую в северо-северо-западном направлении, размеры которой по изобате 2000 м составляют 14×5 км. Рельеф дна впадины сложный, в юго-западной части расположен участок с максимальными глубинами до 2170 м (юго-западная котловина), протягивающийся в направлении оси впадины и представляющий собой наиболее тектонически активный район, называемый «рифт в рифте». Центральная часть юго-западной котловины площадью в несколько квадратных километров является основным районом разгрузки гидротермальных растворов [27, 41, 56], под действием которых образуются гидротермально-осадочные рудные отложения.



Фиг. 1. Схематический разрез через южную часть впадины Атлантис-II [56]  
 I — морская вода; II, III — соответственно верхний и нижний слои рассольной толщи.  
 I — плиоцен-четвертичные глинисто-карбонатные породы; 2 — миоценовые эвапориты;  
 3 — океанические базальты; 4 — окислы; 5—8 — зоны металлоносных осадков (5 —  
 аморфно-силикатная, 6 — окисная, 7 — сульфидная, 8 — детритно-окисно-пиритная)



Фиг. 2. Распределение температуры (а) и хлора (б) в толще рассолов [41]

Рудная толща во впадине Атлантис-II залегает непосредственно на базальтах молодой океанической коры, в бортах впадины обнажаются верхнемиоценовые эвапориты и плиоцен-четвертичные глинисто-карбонатные породы. Схематический разрез через южную часть впадины, по данным И. Тисса с соавторами [56], приведен на фиг. 1.

Заполняющие впадину высокоминерализованные термальные рассолы максимальной мощностью порядка 170 м характеризуются ярко выраженной вертикальной неоднородностью. При сравнительно сложной стратификации толщи рассолов в ее пределах выделяются два основных слоя (I и II), резко различающиеся по плотности, температуре, солёности, кислотно-щелочным свойствам и химическому составу. Общая характеристика термальных рассолов приведена в табл. 1, а распределение температуры и хлорности — на фиг. 2 [41].

Нижний, самый мощный слой рассольной толщи характеризуется максимальными температурами, достигающими 65° С (в юго-западной части впадины [56]), самой высокой солёностью (до 320‰), низкими значениями рН (5,5—5,6), полным отсутствием кислорода. Важной осо-

бенностью структуры рассольной толщи является наличие резкой границы между верхним и нижним слоями, на которой происходит скачкообразное изменение всех параметров водной массы: температура падает до 51°С, соленость до 153‰, уменьшается плотность воды, увеличиваются значения рН, появляется кислород (см. табл. 1).

Верхний слой мощностью приблизительно 30 м через промежуточный горизонт переходит в нормальную морскую воду. Однако слабое влияние температурных аномалий прослеживается на расстоянии до 70 м над рассолами.

Отличительной особенностью химического состава рассолов по сравнению с нормальной морской водой являются высокие содержания в них таких элементов, как Cl, Na, Ca, K, Si, Ba, Br, Sr, резко повышенные концентрации рудных компонентов (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb), а также низкие (относительно морской воды) содержания Mg, SO<sub>4</sub> (см. табл. 1). Свободный H<sub>2</sub>S в рассолах прямыми анализами не обнаружен.

Крайне интересными для понимания характера рудообразующего процесса представляются данные по динамике изменения температуры и мощности или объема рассолов во времени, отражающие характер изменения гидротермальной активности во впадине Атлантис-II:

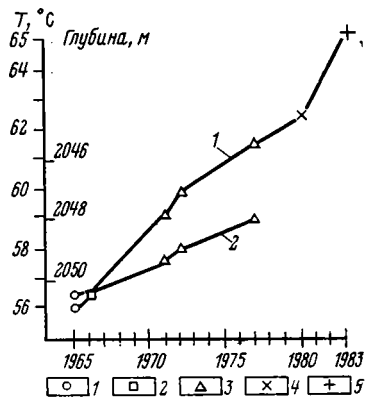
Годы	1965	1971	1972	1977
Объем, 10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	3,0	3,04	3,06	3,1

Как видно из графика (фиг. 3) и приведенных выше данных [41, 51], со времени проведения соответствующих наблюдений (1965 г.) происходит постоянное повышение температуры рассолов и соответственно увеличение их объема, что свидетельствует о продолжающейся активизации гидротермальной активности во впадине Атлантис-II. Конкретные величины изменения объема нижнего слоя рассолов во времени позволили оценить в среднем масштабы поступления во впадину гидротермальных растворов. Оказалось, что среднее увеличение объема нижнего слоя рассолов составляет 9·10<sup>8</sup> м<sup>3</sup>/год, или ~1000 м<sup>3</sup>/ч [41].

Температура рассолов во времени возрастает неравномерно и изменяется от 0,27 до 0,9°С/год, что может быть как следствием неравномерного, пульсационного характера поступления гидротермальных растворов, так и отражением сложных вариаций их температурного режима. Максимальная интенсивность роста температуры рассолов отмечалась в 1971—1972 гг., затем она несколько снизилась и вновь увеличилась за последние три года (см. фиг. 3). Приведенные выше данные характеризуют распределение средних температур во всей впадине Атлантис-II, за исключением ее самой северной части, где температура рассолов несколько ниже. Максимальные температуры отмечены в юго-западной части бассейна.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РУДООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ РАССОЛОВ

Проблема происхождения термальных рудообразующих растворов включает в себя по крайней мере три аспекта: первый, касающийся источников воды и элементов, формирующих основной солевой состав, а также определяющих степень минерализации растворов; второй, связанный с источниками тепла, влияющими на температурный режим гид-



Фиг. 3. Результаты изучения температуры нижнего слоя рассольной толщи (1) и глубины верхней его поверхности (2) с 1965 по 1983 г. по данным: 1 — А. Миллера и др. [47]; 2 — П. Брюера и др. [33]; 3 — М. Шелла, М. Хартмана [51] и М. Хартмана [41]; 4 — А. С. Молина и др. [18]; 5 — И. Тисса и др. [56]

Таблица 1

## Характеристика рассолов впадины Атлантис-II [2, 3, 14, 18, 39, 49]

Слой воды	Интервал глубин, м	Т, °С	Соленость, ‰	Плотность, г/см <sup>3</sup>	О <sub>2</sub> , мл/л	рН	Средние содержания элементов, г/кг				
							Cl	Br	SO <sub>4</sub>	Na	K
I (нормальная морская)	<2000	22—26	38—45	Не опр.	3—4	7,9	21,13	0,073	2,96	11,75	0,42
Рассольная толща											
II переходный	2000—2015	26—33	48—72	»	1—2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,63
III верхний	2015—2048	45—51	130—153	1,1	0,05—0,06	5,9	80,04	0,10	2,26	46,9	1,24
IV нижний	2048—2170	62—65	316—320	1,2	Нет	5,5—5,6	156,03	0,13	0,84	92,6	2,63
Коэффициент концентрации в слое IV по сравнению со слоем I	—	—	—	—	—	—	7,38	1,78	0,28	7,88	6,2

Слой воды	Средние содержания элементов, г/кг										
	Ca	Mg	Ba	Sr	Si	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Co
I (нормальная морская)	0,45	1,41	16,7·10 <sup>-6</sup>	8,9·10 <sup>-3</sup>	2,4·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-5</sup>	4,2·10 <sup>-6</sup>	5·10 <sup>-6</sup>	5,5·10 <sup>-6</sup>	3·10 <sup>-8</sup>	3·10 <sup>-6</sup>
Рассольная толща											
II переходный	Не опр.	1,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,6·10 <sup>-4</sup>	1,4·10 <sup>-4</sup>	6,7·10 <sup>-4</sup>	2,2·10 <sup>-4</sup>	5·10 <sup>-5</sup>	5·10 <sup>-6</sup>
III верхний	2,47	1,18	»	2,7·10 <sup>-3</sup>	»	9,6·10 <sup>-4</sup>	8,1·10 <sup>-2</sup>	3,7·10 <sup>-3</sup>	2,9·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	1,2·10 <sup>-5</sup>
IV нижний	5,15	0,77	9·10 <sup>-4</sup>	4,8·10 <sup>-3</sup>	2,76·10 <sup>-3</sup>	9,15·10 <sup>-2</sup>	8,9·10 <sup>-2</sup>	6,9·10 <sup>-3</sup>	2,1·10 <sup>-4</sup>	2,4·10 <sup>-4</sup>	6·10 <sup>-6</sup>
Коэффициент концентрации в слое IV по сравнению со слоем I	11,4	0,55	53,8	5,39	11,5	~4500	~21 000	~1000	~40	~10 000	~2

ротермальной системы, и третий, относящийся к происхождению рудообразующих металлов, их источникам и формам переноса.

В настоящее время первый аспект проблемы в основных чертах, по-видимому, можно считать решенным. Большинство исследователей разделяется точка зрения К. Эмери и др. [26], согласно которой формирование основного солевого состава рассолов происходит в процессе циркуляции морской воды через мощные толщи верхнемиоценовых эвапоритов и их растворения. Эвапориты, состоящие в основном из галита и ангидрита, широко развиты как в прибортовых частях осевого трога (см. фиг. 1), так и на дне в северной части Красного моря. Одно из подтверждений этого положения — близкие значения изотопов серы в ангидритах рудных осадков и миоценовых эвапоритах [39].

Нагревание циркулирующих подземных вод, растворяющих минералы эвапоритовых толщ, обусловлено как внедрением базальтовой магмы, так и высокими значениями теплового потока, которые в пределах красноморского рифта составляют  $1,5\text{--}8$  мккал/(с·см<sup>2</sup>), максимальные их величины ( $15\text{--}20$  мккал/с·см<sup>2</sup>) отмечены в районе впадины Атлантис-II [26]. Температура рассолов, заполняющих разные впадины Красноморского рифта, существенно различна, что связано как с большим разбросом величин теплового потока, так и с возможным локальным подтоком высокотемпературных глубинных флюидов.

Исследование изотопного состава кислорода и водорода в красноморских рассолах, проведенные М. Шеллом и Е. Фабером [52], выявили заметные различия в изотопных значениях, характеризующих современные воды Красного моря и рассолы впадины Атлантис-II. Величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  соответственно равны в современных водах плюс 1,89 и 11,5‰, в рассолах впадины Атлантис-II плюс 1,19 и 7,3‰. Авторы делают вывод, что рассолы впадины Атлантис-II соответствуют водам Красного моря последнего межледникового периода, т. е. являются палеоводами, возраст которых составляет 5—8 тыс. лет [52].

Поскольку гидротермально-осадочное рудообразование часто генетически связывается с высокоминерализованными рассолами, следует попытаться оценить их истинную роль в образовании металлоносных или рудных накоплений по крайней мере для современных гидротермально активных регионов.

Накопленный за последнее время большой фактический материал по составу и свойствам рудообразующих растворов показывает, что общая минерализация термальных вод в вулканически активных районах варьирует в очень широких пределах. Так, соленость металлоносных растворов в районе Калифорнийского залива составляет 19 г/кг [57], минерализация гидротерм мыса Рейкьянес (Исландия) не превышает 52 г/кг [11]. По данным Е. Спунера и К. Брея [54], минерализация палеогидротерм, формирующих металлоносные осадки Кипра, определенная на основании анализа жидких включений, соответствует минерализации нормальной морской воды. Вместе с тем известно, что в областях развития эвапоритовых толщ (Красное море, район оз. Солтон-Си, Эфиопский рифт) соленость термальных вод достигает 320, 300 и 500 г/кг соответственно [11, 39].

В целом в работе В. И. Кононова [11], где проанализирован огромный материал по составу термальных вод областей современного вулканизма, подчеркивается, что характерной особенностью высокотемпературных гидротермальных растворов в рифтовых зонах с океаническим типом земной коры является низкая степень их минерализации.

Даже в единой геотермальной системе Красноморского рифта рудоносные отложения развиты как в рассолоносных впадинах (Атлантис-II, Дискавери и др.), так и в депрессиях с нормальной морской водой (Тетис, Гипсум); наряду с этим имеются впадины, заполненные рассолами и практически не содержащие в осадках гидротермального рудного вещества (Кебрит, Океанограф).

По-видимому, рассолы или степень минерализации гидротерм не играют решающей роли в гидротермально-осадочном рудообразовании,

значение их ограничивается прежде всего созданием определенных физико-химических условий среды, влияющих на образование, отложение и захоронение в осадках различных минеральных фаз рудного вещества. Возможно также, что с увеличением солености возрастает агрессивность гидротермальных растворов. Это в свою очередь интенсифицирует процесс выщелачивания взаимодействующих с ними пород, что было подтверждено экспериментально [36].

## ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ И ФОРМЫ ИХ МИГРАЦИИ

Вопрос об источниках химических элементов, поступающих в гидротермальные растворы, является предметом дискуссий и не может в настоящее время считаться решенным не только применительно к рудным отложениям Красного моря, но и к гидротермально-осадочному рудообразованию вообще.

Существуют две основные точки зрения относительно источника металлов. Одна из них предполагает, что главная их часть переходит в гидротермальный раствор в результате взаимодействия морской воды или рассолов с океаническими базальтами [49, 53]. Это положение основывается прежде всего на экспериментальных работах по выщелачиванию базальтов морской водой.

Сторонники другой точки зрения главную роль в поставке металлов отводят глубинным флюидам [30, 31, 38] либо остаточным магматическим растворам, в которых концентрируются элементы, не вошедшие в решетки твердых фаз при кристаллизации базальтов [34]. Д. Кронен в своей последней работе [15] высказал мнение, что в формировании химического состава гидротермальных растворов могут принимать участие разные механизмы поставки металлов, причем в зависимости от конкретных геологических условий соотношение роли этих источников, вероятно, меняется.

Нам представляется эта точка зрения наиболее правдоподобной и отражающей реально протекающие природные процессы, в том числе и в геотермальной системе Красного моря. Ее подтверждением являются многочисленные исследования как химического состава и изотопии ряда элементов в современных геотермальных растворах [12, 13, 35], так и экспериментальные работы по взаимодействию термальных вод и вмещающих их пород и осадков [28, 36, 48].

Таким образом, по нашему мнению, гидротермальные растворы Красного моря, вероятнее всего, имеют сложное, полигенное происхождение. Их водная составляющая представляет собой нормальную морскую воду; основной солевой состав формируется при растворении эвапоритов, а источником металлов могут быть как базальты дна и осадочные породы, залегающие в толще эвапоритов, так и глубинные магматические флюиды. Одним из доказательств участия в составе красноморских гидротермальных растворов является величина изотопного отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , равная  $1,34 \cdot 10^{-5}$ , что характерно для мантийного гелия [44]. Другим свидетельством присутствия в гидротермах магматических растворов являются данные по изотопам серы [50], и, наконец, В. И. Кононов [11] при расчете гидродинамических моделей для геотермальной системы Красного моря показал, что температура рассолов во впадине Атлантис-II может быть обеспечена только при дополнительном поступлении в систему высоконагретого глубинного флюида.

Для окончательного решения вопроса об источнике рудообразующих элементов при формировании химического состава гидротермальных растворов, в том числе и красноморских, требуются изучение в растворах и рудах изотопных отношений целого ряда элементов (H, O, S, Ag, He, Pb, Nd и др.) и дополнительные экспериментальные исследования с детальными балансовыми расчетами.

К числу важнейших проблем гидротермально-осадочного рудообразования относится проблема химических форм переноса элементов,

прежде всего металлов, участвующих в образовании рудной минерализации, и особенно сульфидной.

В настоящее время в литературе широко распространено положение о главенствующей роли хлоридных комплексов в процессе переноса металлов в сульфидсодержащих растворах при условии, что общая концентрация металлов в растворе намного превосходит содержание восстановленной серы [20, 23, 24, 42]. Это условие в полной мере соответствует общему характеру гидротермальных растворов Красного моря, что позволяет рассматривать хлоридные комплексы как основную форму переноса элементов; важную роль в процессе транспортировки могут играть также гидросульфидные комплексы. Экспериментально доказанное резкое увеличение растворимости сульфидов в результате комплексобразования свидетельствует о возможности переноса металлов и серы одними и теми же растворами.

Следует, однако, отметить, что источники  $H_2S$  и металлов в пределах одной и той же геотермальной системы могут быть пространственно разделены. Так, в Красном море рассолы некоторых впадин (Океанограф, Кебрит) характеризуются высокими концентрациями сероводорода при практически полном отсутствии (либо крайне незначительном развитии) в них металлоносных осадков. Отложения же других впадин резко обогащены рудным веществом, практически не содержащим в своем составе эндогенных сульфидов, что свидетельствует об отсутствии (либо крайне незначительном поступлении) сульфидной серы в гидротермальных растворах.

Та же картина наблюдалась нами в кальдере о. Санторин (Греция), где в составе одних термальных источников выносятся как металлы (Fe, Mn), так и  $H_2S$ , в других — сероводород полностью отсутствует. Таким образом, гидротермальные растворы могут широко варьировать по соотношению в них металлов и сульфидной серы.

### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА РУДНОЙ ТОЛЩИ И ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ПРОЦЕССА ВО ВРЕМЕНИ

В сообщении I настоящей работы приведены результаты исследования минерального состава рудного вещества и особенности его вертикальной и латеральной зональности [5].

Прежде чем говорить о механизме образования главных минеральных фаз, необходимо напомнить основные черты строения рудной толщи, особенности ее минерального состава, а также коротко остановиться на эволюции рудного процесса во времени. На фиг. 1 схематически показан разрез рудных осадков во впадине Атлантик-II.

В соответствии с представлениями X. Беккера и X. Рихтера [27] рудная толща подразделяется на пять литолого-фациальных зон. По данным радиоуглеродного датирования осадконакопление во впадине началось в позднем плейстоцене 20—30 тыс. лет назад с образования осадков детритно-окисно-пиритной зоны, состоящей в основном из нормально осадочного, биогенно-терригенного материала с тонкими прослоями гидроокислов железа и сульфидов гидротермального генезиса. Активность гидротермального процесса была чрезвычайно слабая, источник растворов предположительно находился сначала в западной части бассейна, а затем в северной и восточной ее частях [50]; по мнению других исследователей [27], область разгрузки гидротерм в это время находилась на севере. Нашими колонками осадки этой зоны не пройдены.

Активизация гидротермальной деятельности началась ~15 тыс. лет назад с образования осадков нижней сульфидной зоны. К этому времени во впадине появились рассолы, создались условия, благоприятные для образования и сохранения в осадках сульфидов, представленных глав-



ным образом пиритом [27]. Наши исследования подтверждают это предположение. На основании распределения мощностей осадков Х. Беккер и Х. Рихтер предполагают, что область питания в период образования нижней сульфидной зоны находилась в западной части впадины.

Характерными особенностями вышележащих отложений центральной окисной зоны являются крайне низкие содержания сульфидов, широкое развитие окисных минералов железа, появление в отдельных колонках прослоев, состоящих в основном из гидроокислов марганца, заметное увеличение в осадках по сравнению с сульфидными зонами биогенно-терригенной примеси. Все эти признаки позволяют предполагать уменьшение активности гидротермального подтока в период формирования отложений этой зоны. Подтверждением этого предположения являются и данные изотопного состава серы в сульфидах, именно появление сульфидов с отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , тогда как в сульфидных зонах эти значения колеблются в узких пределах — от +3,1 до +9,8‰ [10]. Предположение о снижении гидротермальной активности во время образования осадков центральной окисной зоны высказано и в работе [50]. Источник гидротермальных растворов начиная с этого периода и до настоящего времени находится в юго-западной части впадины Атлантис-II, именно в этом районе в отложениях окисной зоны развиты прослои, резко обогащенные гематитом.

Осадки верхней сульфидной зоны имеют сложный минеральный состав, включающий аморфные фазы железа и кремнезема, гётит, железистые смектиты, карбонаты Fe и Mn, сульфаты Ca и Ba, разнообразные сульфиды сложного состава. Важно отметить, что максимальные количества, относительно высокая степень окристаллизованности и наиболее широкий спектр сульфидных минералов присущи осадкам юго-западной части, в районе разгрузки гидротерм. Там обнаружен комплекс сульфидов, включающий сфалерит, марматит, пирротин, пирит, халькопирит и сульфосоли меди. Все сульфиды отличаются сложным химическим составом. На остальных площадях впадины широко развиты рентгеноаморфные сульфиды, среди окристаллизованных фаз преобладает сфалерит, сульфиды меди практически отсутствуют. В юго-западной части бассейна локально развиты пачки, состоящие в основном из крупнокристаллического ангидрита с включениями сульфидов и кремневого геля.

Венчает разрез рудной толщи наиболее однородная по строению и составу верхняя аморфно-силикатная зона, состоящая главным образом из рентгеноаморфного материала: кремнево-железистого геля, гидроокислов Fe и сульфидов. В осадках этой зоны отмечаются лишь начальные стадии процессов раскристаллизации аморфного вещества, при этом образуются плохо окристаллизованные сфалерит, маггемит, гётит, железистые смектиты.

Общими особенностями рудных осадков являются низкая окристаллизованность и высокая дисперсность основных минеральных фаз, а также широкое развитие метастабильных образований.

Итак, на протяжении плейстоцен-четвертичного времени во впадине Атлантис-II происходила как миграция источников гидротермальных растворов, так и изменение интенсивности рудообразующего процесса. Образование осадков сульфидных и верхней аморфной зоны, существенно обогащенных разнообразными сульфатами, по-видимому, соответствует периодам наибольшей активизации гидротермальной деятельности и максимально высоким уровням рассольной толщи. Обильная примесь в осадках центральной окисной и особенно детритно-окисно-пиритной зон биогенно-терригенного вещества, низкие содержания в них эндогенных сульфидов, появление гидроокисных форм марганца свидетельствуют о снижении гидротермальной активности и соответственно о частичной или полной редукции рассольной толщи. Таким образом, в строении рудной толщи отражается пульсационный характер рудообразующего процесса и изменение его во времени.

На основании проведенных нами [5—8] исследований состава рудного вещества, минеральных парагенезов характера их локализации и вторичных преобразований, а также анализа литературных данных составлена обобщенная схема ведущих процессов формирования, отложения и преобразования основных минеральных фаз рудного вещества во впадине Атлантис-II (фиг. 4).

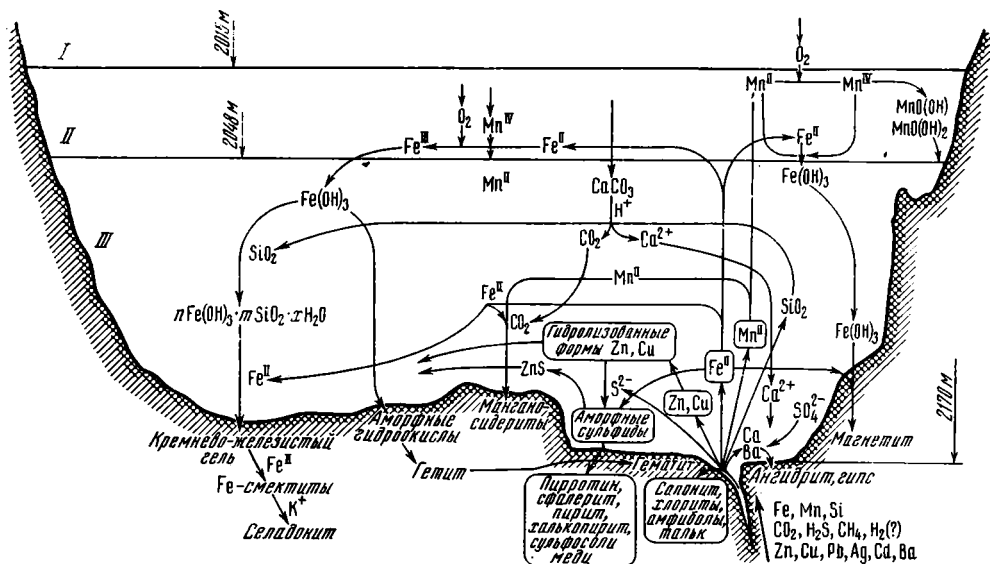
Прежде чем приступить к конкретному анализу этих процессов, напомним, что в настоящее время в юго-западной, наиболее глубокой части впадины через локальные каналы происходит излияние гидротермальных растворов, температура которых до их выхода на дно оценивается в 200—250° С [50], а по последним данным — в 350—400° С [56], pH~5, Eh —100 мВ. Главными компонентами, поступающими в составе этих растворов, являются: Na, K, Ca, Ba, Sr, Cl, Br, Si, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Ag, Cd и, возможно, некоторые другие микроэлементы. В составе газовой фазы гидротермальный флюид содержит H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, возможно H<sub>2</sub> и HCl. При выходе горячих кислых высокоминерализованных рассолов на дно моря происходит их охлаждение, разбавление и нейтрализация. При этом часть компонентов формирует основной солевой состав рассольной толщи, не образуя собственных минеральных фаз; комплексы металлов в основной массе гидролизуются, разрушаются и элементы вступают в сложные реакции минералообразования, контролируемые их химической природой и физико-химическими условиями среды осаждения.

**Распределение рудных элементов в толще рассолов.** Для понимания рудообразующего процесса чрезвычайно информативными являются данные о характере распределения рудных элементов (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb) в толще рассолов от границы с морской водой до контакта с донными осадками. В работе [2] приведены содержания элементов в шести гидрографических колонках, расположенных в различных участках впадины Атлантис-II. Отбор проб проводился с интервалом в 5—15 м, что позволило построить детальные графики распределения элементов по всей толще рассолов.

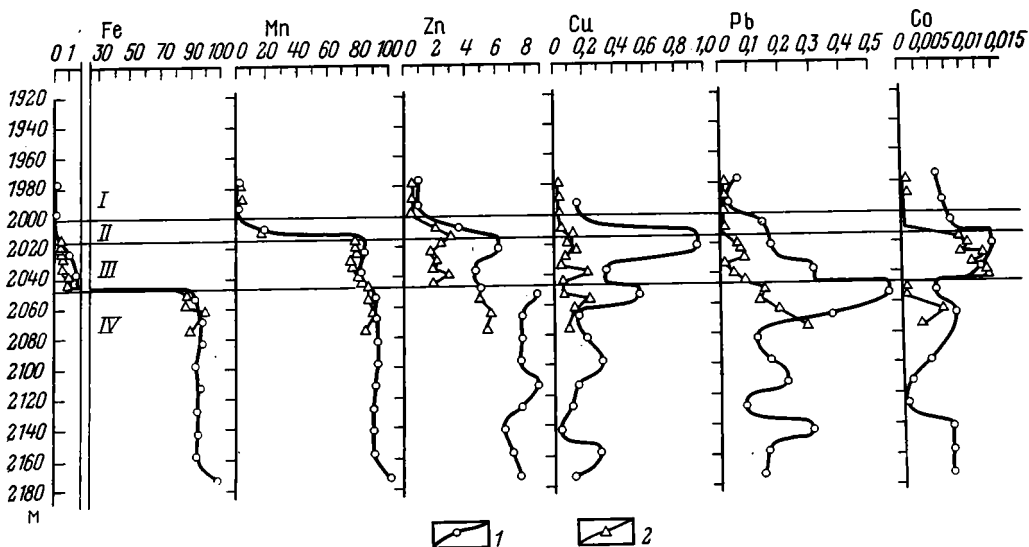
На фиг. 5 представлены кривые распределения элементов для двух наиболее представительных станций, одна из которых расположена в юго-западной котловине (ст. 715), другая в северной части впадины (ст. 727); в табл. 2 приведены содержания тех же элементов в верхнем и нижнем слоях рассола для тех же колонок. Приведенные на графиках и в табл. 2 содержания элементов включают как их взвешенные, так и растворенные формы, поскольку предварительная подготовка проб для анализа (добавление 6 н. раствора HCl и слабый подогрев) предполагает перевод твердой фазы вещества в раствор.

Анализ графиков наглядно демонстрирует наличие четко выраженных порогов (скачков) содержаний практически для всех элементов на границах различных слоев рассольной толщи. Для железа этот скачок происходит на границе нижнего и верхнего слоев рассолов, на глубине около 2048 м. Если в нижнем слое рассола концентрация Fe меняется крайне незначительно (от 87 до 97 мг/кг, составляя в среднем 92 мг/кг), то в верхнем слое его содержание падает почти на два порядка (в среднем до 1,08 мг/кг), а в переходном — до 0,01 мг/кг, постепенно достигая величины концентрации Fe в морской воде.

В отличие от Fe резкое изменение содержания в растворе Mn происходит в области перехода верхнего слоя рассола к нормальной морской воде на глубинах порядка 2010—2020 м. Высокие и стабильные концентрации в нижнем слое рассола (86—93 мг/кг), практически не отличающиеся от концентраций Fe, крайне незначительно уменьшаются в верхнем горизонте (77—84 мг/кг) и резко падают в переходном слое и нормальной морской воде (до 0,004 мг/кг). Важно отметить, что содержание как Fe, так и Mn в рассолах не обнаруживает значительных колебаний по площади в пределах всей впадины Атлантис-II.



Фиг. 4. Схема основных минералообразующих процессов во впадине Атлантис-II  
 I — морская вода; II, III — соответственно верхний и нижний слой рассольной толщи



Фиг. 5. Распределение элементов в толще рассолов, мг/кг  
 I — нормальная морская вода; II — переходный слой от рассолов к морской воде;  
 III, IV — верхний и нижний слой рассолов; 1 — ст. 715 (юго-западная часть впадины);  
 2 — ст. 727 (северная часть впадины)

Распределение малых рудных элементов (Zn, Cu, Pb, Co) в толще рассолов имеет более сложный характер. Однако и для них на границах различных сред наблюдаются заметные перепады концентраций (см. фиг. 5). В отличие от Fe и Mn для малых элементов характерны широкие вариации содержаний как по площади впадины, так и по вертикали толщи рассолов, однако наблюдается заметное возрастание концентраций в гидрографических пробах, расположенных в юго-западной части впадины (см. табл. 2).

Картина распределения химических элементов в водной массе рассолов является результатом сложных процессов, включающих окислительно-восстановительные реакции, процессы сорбции — десорбции, образование твердофазных химических соединений и их растворение, что в значительной степени контролируется структурой толщи рассолов и их составом.

Содержание рудных элементов в рассолах впадины Атлантис-II, мг/кг [2]

Слой	Fe		Mn		Zn	
	1	2	1	2	1	2
Верхний	$\frac{1,05-1,50}{1,27}$	$\frac{0,48-1,18}{0,82}$	$\frac{81-84}{83}$	$\frac{77-82}{79}$	$\frac{4,68-6,12}{5,4}$	$\frac{1,89-3,02}{2,3}$
Нижний	$\frac{92-97}{94}$	$\frac{87-97}{90}$	$\frac{90-93}{91}$	$\frac{86-90}{88}$	$\frac{6,66-8,82}{7,8}$	$\frac{4,91-5,90}{5,4}$

Слой	Cu		Pb	
	1	2	1	2
Верхний	$\frac{0,35-0,95}{0,65}$	$\frac{0,004-0,23}{0,11}$	$\frac{0,17-0,31}{0,25}$	$\frac{0,01-0,08}{0,05}$
Нижний	$\frac{0,04-0,56}{0,23}$	$\frac{0,07-0,22}{0,14}$	$\frac{0,08-0,56}{0,24}$	$\frac{0,13-0,29}{0,19}$

Примечание. 1— юго-западная часть впадины, ст. 715; 2— северная часть впадины, ст. 727; в числителе приведены пределы колебаний, в знаменателе — средние содержания.

**Образование минеральных фаз Fe, Mn, SiO<sub>2</sub>.** Исследования многих природных рудообразующих флюидов показали, что при большом разнообразии их по составу и соотношениям растворенных компонентов растворы, как правило, существенно обогащены железом и марганцем. Эти металлы являются главными по массе рудными элементами и в красноморских гидротермальных растворах. Изливаясь на дно впадины Атлантис-II и попадая в толщу бескислородных рассолов, элементы сохраняются в исходных восстановленных формах Fe(II) и Mn(II).

Как известно, Mn(II) имеет более высокий потенциал окисления по сравнению с Fe(II) и именно поэтому процесс его перехода в форму Mn(IV) происходит при наличии достаточных количеств кислорода, т. е. в верхней части рассольной толщи, куда проникает кислород морской воды. Активный процесс окисления марганца с образованием нерастворимых форм и создает отмеченный выше четкий порог концентраций элемента на глубине порядка 2010—2020 м, на границе с переходным кислородсодержащим слоем (см. фиг. 5). Прямым подтверждением массового образования твердой фазы элемента в этой зоне рассолов являются данные М. Хартмана [40] по исследованию взвешенного (суспензионного) материала. Если в нижнем слое рассольной толщи содержания Mn во взвеси находятся ниже предела чувствительности метода определения (рентгенофлуоресцентный анализ) либо составляют доли микрограмма на 1 л, то в горизонте, переходном к морской воде, количество элемента во взвеси возрастает в отдельных пробах до 100—200 мкг/л. К сожалению, полное отсутствие данных по формам твердофазного Mn не позволяет восстановить последовательный ход окисления Mn(II). По данным Г. Р. Тэйлора (55), эксгалитивный Mn(II), поступающий в депрессию на дне моря в районе Соломоновых островов, последовательно окислялся по схеме  $Mn(II) \rightarrow \gamma Mn(OH)_2 \rightarrow \gamma Mn \cdot OH$  или  $\alpha Mn \cdot OH \rightarrow MnO_2$ .

Образующиеся те или иные гели гидратированных окислов Mn вновь переходят в раствор главным образом на границе верхнего и нижнего рассолов, восстанавливаясь ионами Fe<sup>2+</sup>, диффундирующими из нижнего слоя (см. фиг. 4).

В подобных условиях окисные формы Mn выпасть в осадок не могут, что в полной мере объясняет практически полное отсутствие минеральных форм Mn(IV) в рудных осадках на широких площадях впа-

дины Атлантис-II. Химические определения форм Mn в осадках отдельных станций впадины не обнаружили ни в одной из проб подвижного Mn(IV). Основной минеральной фазой накопления Mn в осадках являются Fe—Mn-карбонаты — манганосидериты, где элемент находится в форме Mn(II). Постоянно идущий процесс перевода твердых фаз Mn(IV) в растворенную форму обуславливает накопление элемента в растворе и объясняет крайне высокие его концентрации в рассольной толще (80—90 мг/кг), которые ~ в 20 000 раз превышают средние содержания Mn в морской воде (см. табл. 1).

Локальное образование прослоев, состоящих в основном из окислов и гидроокислов Mn и приуроченных к осадкам центральной окисной зоны, очевидно, связано с периодом ослабления, а возможно, и временного прекращения гидротермальной деятельности (о чем говорилось выше) и соответственным уменьшением объема толщи рассолов и понижением ее уровня. При понижении уровня рассолов происходит сближение поверхности осадка с кислородсодержащей морской водой, сокращается путь Mn(IV), необходимый для его восстановления двухвалентным железом, и тем самым создаются условия, благоприятные для выпадения в осадок минеральных форм, содержащих Mn(IV).

Убедительным подтверждением такого допущения является пространственная локализация марганцеворудных прослоев, а именно их строгая приуроченность к относительно приподнятым участкам морского дна. Так из десяти исследованных нами колонок во впадине Атлантис-II только в двух (ст. 1905-4 и 1905-5) присутствуют марганцеворудные горизонты мощностью 15—20 см с содержанием Mn до 35%. Именно эти колонки расположены на глубинах с относительно низкими гипсометрическими отметками (2065—2070 м) вдоль восточного борта впадины. Дж. Бишоффом [1] было изучено семь разрезов рудной толщи, только в трех из них обнаружены прослои мощностью от 15 до 40 см с содержанием Mn до 45%, при этом две колонки расположены также вдоль восточного борта на глубинах 2020—2040 м, а одна — на возвышенности, выступающей над рассолами. Основная же область развития марганцеворудных осадков — краевая прибортовая часть впадины, расположенная за пределами зоны распространения рассолов (см. фиг. 1) [27].

Процесс окисления основной массы Fe(II) и переход его в твердую фазу происходит раньше, чем окисление Mn(II), — в зоне контакта верхнего и нижнего слоев рассолов (см. фиг. 4). Этот процесс резко ограничивает диффузионное проникновение ионов  $Fe^{2+}$  в верхний слой рассола и создает четко выраженный порог концентраций элемента в пограничной зоне (см. фиг. 5). Прямым подтверждением образования основной массы гидроокислов Fe на границе двух рассольных слоев является резкое возрастание в этой зоне концентрации элемента во взвеси — до 1000 мкг/л [40]. Как было показано выше, содержание Fe в нижнем слое рассольной толщи почти на два порядка выше, чем в верхнем (см. табл. 2). Окислителями для Fe(II) являются как кислород, так и Mn(IV), который при этом восстанавливается и вновь переходит в раствор.

Образующиеся в ходе окисления Fe(II) гидроокислы Fe(III) способствуют полимеризации находящегося в растворе кремнезема, обуславливая совместное выпадение в осадок гидроокислов железа и кремнезема в виде глобулярных масс кремнево-железистого геля. Соосаждение кремнезема и окислов железа, видимо, происходит путем хемосорбции  $SiO_2$  на аморфных гидроокислах. Частично аморфные гидроокислы Fe выпадают в осадок в чистом виде, что особенно характерно для юго-западной части бассейна, где процесс коагуляции золей происходит с максимальной интенсивностью в условиях относительно более высоких температур. Н. Холмом с соавторами [43] в толще рассолов установлена минеральная фаза  $\beta FeOOH$  (акаганейт). Эта фаза метастабильна и в осадках не фиксируется благодаря быстрому переходу в более стабильные железистые фазы — гётит и гематит.

Выпадающие в осадок аморфные гидроокислы Fe и кремнево-желе-

зистый гель являются преобладающими по массе компонентами металлоносных осадков впадины Атлантис-II и широко развиты в пределах всех литолого-фациальных зон на всей площади впадины.

При описании минерального состава рудного вещества было отмечено, что характерной особенностью кремнево-железистой фазы осадков является наличие участков и линз, окрашенных в зеленый цвет и содержащих Fe(II). Основная причина присутствия в осадках Fe(II) — по-видимому, локальное соосаждение совместно с кремнеземом и аморфными гидроокислами Fe(III) некоторых количеств двухвалентного железа. Частично источником Fe(II) может быть процесс взаимодействия гидроокисных форм Fe(III) с сульфидной серой, протекающий в самом осадке, в результате которого образуются сульфиды и выделяется Fe(II) [19]. Вероятность этого источника подтверждается обычной приуроченностью сульфидной минерализации к зеленым участкам кремнево-железистого геля.

Совместное соосаждение в определенных соотношениях гидроокисных форм Fe(II) и Fe(III) может привести к образованию магнетита. К. Берц [29] в 1922 г. указал на возможность образования магнетита в результате выпадения смешанного геля гидроокиси и гидроокиси железа. Теоретическое (термодинамическое) обоснование формирования магнетита в условиях низких температур и давления приведено в работе М. Ф. Стащук [25] и экспериментально показано О. Н. Лаптевой [16] и А. Л. Павловым [21]. Однако конкретные условия формирования магнетита в условиях глубоководных впадин Красного моря нами пока не ясны. В осадках впадины Атлантис-II небольшие количества этого минерала отмечены лишь в юго-западной котловине в ассоциации с гематитом. В других же впадинах нами установлено широкое развитие магнетита в различных литолого-фациальных типах осадков [6].

В том случае если совместно с гидроокисными формами Fe(II) и Fe(III) соосаждаются некоторые количества Mn(II) и Zn, происходит формирование сложных окислов типа феррофранклинита  $(Fe, Zn, Mn) \cdot (Fe, Mn)_2O_4$ , диагностированного нами в виде редких шлаковидных скоплений в осадках впадины Атлантис-II.

Основные процессы образования кристаллических фаз минералов железа происходят в толще осадков в ходе его старения и дегидратации. Главным продуктом раскristаллизации аморфных гидроокислов Fe является гётит, количество и степень окристаллизованности которого закономерно возрастает сверху вниз по разрезу рудной толщи. Вблизи выходов гидротермальных растворов, в условиях повышенных температур, образуется гематит, развитие которого ограничивается осадками юго-западного бассейна, преимущественно в центральной окисной зоне.

В процессе раскristаллизации кремнево-железистого геля при наличии его в составе Fe(II) и при условии, что концентрации  $SiO_2$  соответствует стехиометрическому составу новообразованных минералов, происходит формирование ряда слоистых силикатов. На ранних стадиях процесса образуется слабоокристаллизованный высокожелезистый смектит, который при постепенной фиксации из иловых вод калия через ряд неупорядоченных смешанослойных образований переходит в минерал с структурными и кристаллохимическими особенностями, близкими типичному селадониту. Механизм и динамика этого процесса детально рассмотрены нами совместно с В. А. Дрицем и его сотрудниками [7, 8]. В экспериментальных условиях во многом аналогичный процесс был воспроизведен Г. Хардером [37]. Железистые смектиты широко развиты в осадках различных литолого-фациальных зон в пределах всей впадины Атлантис-II, за исключением ее юго-западной части. В области основной разгрузки гидротерм комплекс новообразованных силикатных минералов представлен главным образом Mg-содержащими силикатами, такими, как сапонит (стивенсит?), хлорит, тальк и амфиболы. Условия образования этих минералов пока недостаточно ясны. Можно лишь предположить, что амфиболы, а возможно, и тальк формируются на путях миграции гидротермальных растворов в условиях высоких темпе-

ратур с последующим переносом их в осадок при разрушении минерализованных трещин, вероятно, при вулканических выбросах.

О таком способе образования амфиболов, в частности, свидетельствуют обнаруженные нами в ангидритовых осадках одной из станций юго-западного бассейна многочисленные плотные включения размером до 2—5 см, состоящие из массы аморфного кремнезема с включениями сульфидов, сидерита и радиально-лучистых амфиболовых агрегатов.

**Образование сульфидных фаз.** Важной геохимической особенностью рудных осадков впадины Атлантис-II является наличие в них высоких концентраций целого ряда малых элементов и в первую очередь Zn, Cu и Pb. Максимальные содержания этих элементов характерны для сульфидсодержащих горизонтов рудной толщи, %: Zn до 15—17; Cu до 1—1,5; Pb до 0,2—0,4.

Поскольку гидротермальные растворы наряду с металлами поставляют также  $H_2S$ , часть металлов выпадает в осадок в виде сульфидов при их взаимодействии с эндогенным  $H_2S$ , либо при распаде гидросульфидных комплексов. Основная их масса образуется в нижнем слое рассольной толщи вблизи источников гидротерм (см. фиг. 4). Интенсивность образования сульфидных фаз, последовательность их осаждения, общий характер локализации и минеральные парагенезы контролируются, с одной стороны, количеством и пульсационным характером поступления  $H_2S$ , с другой — устойчивостью хлоридных комплексов соответствующих металлов по отношению к действию  $H_2S$ .

В работе Г. Хелгесона [42] показано, что по устойчивости хлоридных комплексов при  $T$  равной  $25^\circ C$  тяжелые металлы располагаются в следующий ряд:  $Cu^{2+} < Zn^{2+} < Pb^{2+} < Ag < Hg^{2+}$ . Этот порядок относительной устойчивости хлоридных комплексов в хлоридных растворах сохраняется и при более высоких температурах, хотя общая устойчивость комплексов металлов при повышении температуры возрастает.

Наименьшая устойчивости хлоридных комплексов меди при наличии в растворе сульфид-иона предполагает, что в первую очередь будут образовываться и выпадать в осадок сульфидные соединения меди. Это в полной мере подтверждается как характером локализации сульфидов в осадках впадины, так и особенностями распределения элемента в толще рассола.

Как было показано, для сульфидных соединений меди, представленных в верхней сульфидной зоне халькопиритом и сульфосолями, а в верхней аморфной зоне рентгеноаморфными сульфидами, характерна узкая локализация в районах, расположенных вблизи выходов гидротермальных растворов. Другим прямым доказательством выпадения основной массы сульфидов меди в зоне разгрузки гидротерм является выявленное М. Хартманом [40] значительное возрастание ее содержания во взвеси и относительно низкая общая концентрация элемента в рассолах (см. табл. 1, 2).

Последовательность образования сульфидных фаз в условиях впадины Атлантис-II сохраняется и в ряде других геотермальных систем и, по-видимому, имеет общий характер для гидротермально-осадочного рудообразования. Так, данные по составу гидротермальных отложений в районе Солтон-Си (Калифорния) свидетельствуют о выпадении в осадок в первую очередь сульфидов меди. Содержание Cu в сульфидсодержащих осадках достигает 20%, тогда как концентрации Zn и Pb в них крайне низкие. В составе же гидротермальных растворов содержание всех трех элементов (Cu, Zn, Pb) очень высокое, при этом, так же как и в Красном море, количество металлов в растворах резко преобладает над содержанием серы [9]. В районе Галапагосского рифта, по данным А. Малахова, Д. Кронана и др. [45], на  $86^\circ$  з. д. установлены гидротермальные источники, в устьях которых наблюдаются конуса, сложенные в основном сульфидами и гидроокислами железа, при этом среди сульфидных минералов преобладает халькопирит, а содержание Cu достигает 27%.

Сульфиды Zn, как рентгеноаморфные, так и окристаллизованные



(сфалерит, марматит), широко распространены по всей площади впадины Атлантис-II и количественно являются преобладающими сульфидными минералами рудной толщи. Содержание Zn в богатых сфалеритом прослоях достигает 17%, а в сульфидсодержащих горизонтах верхней аморфной зоны 4—5%. При широком площадном развитии сульфидов цинка все же самые высокие содержания сфалерита и максимальная его окристаллизованность характерны для осадков верхней сульфидной зоны в юго-западной части впадины.

Более широкое распространение сульфидов Zn в осадках впадины Атлантис-II, по-видимому, связано с относительно большей, чем у Cu, устойчивостью хлоридных комплексов и выпадением сульфидных минералов в осадок в моменты, соответствующие более интенсивному поступлению  $H_2S$ , когда из определенных объемов рассола в сульфидную фазу выпадает не только Cu, но и другие элементы, в частности Zn. Не исключено также, что в хлоридных растворах при относительно высоком содержании в их составе  $H_2S$  образуются гидросульфидные комплексы, которые распространяются по всему объему рассольной толщи и при разрушении образуют сульфиды Zn.

Сульфиды Pb как самостоятельные минеральные фазы в рудных осадках не обнаружены. Однако относительно повышенные концентрации Pb в сульфидных горизонтах главным образом юго-западной части впадины позволяют предполагать наличие этого элемента в составе сульфидов сложного состава.

Главной причиной отсутствия сульфидов Pb в осадках является, по-видимому, высокая устойчивость хлоридных комплексов Pb, что позволяет элементу удерживаться в растворе. Чрезвычайно показательны с этой точки зрения данные по соотношению Cu, Zn и Pb в толще рассолов и иловых водах осадочной толщи. В нижнем слое рассола содержание меди ~ в 40 раз выше, чем в нормальной морской воде, цинка ~ в 1000 раз, а свинца в 10 000 раз (см. табл. 1). По данным З. В. Пушкиной с соавторами [22], коэффициенты концентрирования микроэлементов в иловых водах осадочной толщи в юго-западной части впадины по сравнению с морской водой соответственно равны: для Cu 107—654, для Zn 1600—2600, для Pb 88 000—190 000. Иными словами, степень обогащения рассолов и иловых вод свинцом в сотни раз выше, чем медью, и в десятки раз выше, чем цинком. Данные по величинам концентрирования Cu, Zn и Pb в рассолах и иловых водах в полной мере отвечают ряду устойчивости хлоридных комплексов этих элементов.

Основная масса сульфидов железа образуется также в нижнем слое рассола при разгрузке гидротерм. Преобладающей минеральной формой на этом участке впадины является кристаллический моносульфид Fe — пирротин. Его строгая приуроченность к районам выходов гидротермальных растворов естественна и связана как с высокими концентрациями там Fe(II) и сульфидной серы, так и с повышенной температурой, что является необходимым условием образования этого минерала.

В составе сульфидных минералов, развитых в верхней сульфидной зоне юго-западного бассейна, в отдельных интервалах встречается пирит, который, по всей вероятности, является продуктом взаимодействия эндогенного сероводорода со свежесажденными из рассолов гидроокислами Fe. Подобный процесс образования пирита мы наблюдали в железорудных осадках кальдеры о. Санторин [4]. Возможность формирования пирита в результате прямого взаимодействия сероводорода с аморфными гидроокислами Fe подтверждена экспериментально [19].

Значительно труднее интерпретировать появление в осадках нижней сульфидной зоны одной из колонок, расположенной в северо-западной части впадины, прослоя, обогащенного хорошо окристаллизованным пиритом и отличающегося от других сульфидсодержащих прослоев низкими содержаниями Zn, Cu, Pb и заметно повышенными концентрациями P и TR. Можно лишь предположить, что такой минеральный и химический состав сульфидной составляющей отражает специфику рудообразующего процесса в этом временном интервале, что, возможно, связано

с изменением химического состава рудообразующих растворов и другим местоположением их источников. Предположение о преимущественном развитии пирита среди сульфидных минералов в нижней сульфидной зоне высказано в работе Х. Беккера и Х. Рихтера [27]. Для подтверждения этого предположения требуются дополнительные данные по минеральному и химическому составу осадков нижней сульфидной зоны.

Важно отметить, что все образующиеся в нижнем слое рассолов и выпадающие в осадок сульфиды находятся в рентгеноаморфном состоянии. Прямым доказательством этого является проведенное Г. Хартманом [40] рентгеновское изучение взвеси, не выявившее присутствия каких-либо окристаллизованных фаз, а также резкое преобладание в осадках верхней аморфной зоны рентгеноаморфных сульфидов. Следы плохо окристаллизованного сфалерита появляются лишь в толще илов начиная с глубины 60—100 см. Сложный комплекс хорошо окристаллизованных сульфидных образований наблюдается только в осадках, расположенных в наиболее высокотемпературной области, в местах разгрузки гидротермальных растворов.

*Формы нахождения в осадках Zn и Cu.* Важным аспектом исследования рудных отложений является определение форм нахождения в них химических элементов. Изучение минерального и химического состава осадочной толщи показывает, что далеко не все количество металлов связано с сульфидными минералами.

Основная масса гидротермального железа выпадает в осадок в виде гидроокислов и силикатов, значительные количества цинка также не образуют сульфидных фаз, а соосаждаются, как будет показано ниже, с гидроокислами Fe и Mn главным образом, по-видимому, в сорбированной форме, в более редких случаях Zn входит в состав окислов сложного состава типа феррофранклинита.

Даже такой халькофильный элемент, как медь, частично осаждается не в виде сульфидов, а также сорбируется на гидроокислах либо входит в состав силикатов, минералогически представленных хризокolloй, или оксихлоридов — атакамита.

Убедительным доказательством соосаждения или сорбции микроэлементов на свежесоосажденных гидроокисных формах Fe и Mn является характер распределения Zn, Cu и Pb в толще рассола, а именно наличие перепадов их концентраций на границе верхнего и нижнего слоев и в переходной зоне от рассолов к нормальной морской воде, т. е. там же, где образуется основная масса взвешенных частиц гидроокислов Fe и Mn (см. фиг. 5).

Не зная конкретных форм существования микроэлементов в толще рассолов, можно лишь в самой общей форме предположить, что одна из причин сложного и несинхронного распределения микроэлементов в рассолах — различная сорбционная активность гидроокисных форм Fe и Mn по отношению к этим элементам.

Попытка ориентировочно оценить количественное распределение форм Zn и Cu в осадках впадин Атлантис-II была сделана на основе анализа данных, приведенных в работе О. Брокампа и др. [32]. Эти исследователи путем последовательного растворения образцов, отобранных в разных частях впадины Атлантис-II, проанализировали содержания Cu и Zn в полученных фильтрах, и нерастворимых остатках. Всего было исследовано 10 образцов, из них два из осадков юго-западной котловины. Основные результаты исследования приведены в табл. 3.

Согласно предположениям авторов [32], при первой обработке (А) в раствор переходит основная масса рентгеноаморфных сульфидов, при второй обработке (В) растворяются аморфные гидроокислы железа, при третьей и четвертой обработках (С и D) — оставшиеся в образцах как рентгеноаморфные, так и окристаллизованные легкорастворимые сульфиды. Конкретные минеральные формы сульфидов, растворяющихся при этих обработках, в работе не указаны. Нерастворимый остаток с удельным весом  $>2,5$  г/см<sup>3</sup> (Е) состоит преимущественно из труднораство-

Таблица 3

## Результаты последовательной обработки образцов из осадков впадины Атлантик—II [32]

Часть впадины	Номер образца	Литолого-фациальная зона	Оксиды	Содержание в образце, %	А		В		С		D		E		F	
					I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Восточная	271	Верхняя сульфидная	CuO	0,46	0,07	15	0,01	2	0,36	77	0,01	2	Не обн.	—	0,02	4
			ZnO	1,74	1,16	66	0,01	0,5	0,20	12	0,10	6	0,21	12	0,06	3,5
	274	Окисная	CuO	0,40	0,10	25	0,01	2	0,07	17	0,01	2	0,20	50	0,02	5
			ZnO	0,85	0,66	77	0,01	1	0,10	12	0,05	6	Не обн.	—	0,04	4
Западная	3328	Верхняя сульфидная	CuO	0,61	0,40	65	0,04	6	0,12	22	0,02	4	»	—	0,02	3
			ZnO	0,32	0,17	54	0,05	15	0,07	22	0,01	3	0,01	3	0,01	3
	3332	Окисная	CuO	0,76	0,29	39	0,01	1	0,39	51	0,02	3	0,02	3	0,02	3
			ZnO	0,62	0,35	56	0,005	1	0,07	10	0,19	30	Не обн.	—	0,02	3
Юго-западная	288	Окисно-ангидритная	CuO	0,83	0,004	0,5	0,01	1	0,45	54	0,05	6	0,27	32	0,05	6
			ZnO	2,74	1,00	36	0,003	0,1	0,16	6	0,05	2	1,41	51	0,12	4
	170	Сульфидно-аморфная	CuO	1,33	0,04	3	0,01	0,7	1,19	89	0,05	4	Не обн.	—	0,04	3
			ZnO	7,72	4,66	60	0,01	0,1	0,86	11	0,37	5	0,71	9	0,11	1,5
Центральная	275	Аморфно-силикатная	CuO	0,76	0,37	48	0,07	9	0,26	34	0,02	3	Не обн.	—	0,04	5
			ZnO	3,44	2,51	73	0,04	1	0,19	6	0,19	6	0,44	13	0,07	2
	278	То же	CuO	0,46	0,32	69	0,005	1	0,09	19	0,02	4	0,01	2	0,02	4
			ZnO	0,36	0,14	39	0,06	16	0,05	13	0,05	13	0,05	13	0,02	5
	279	»	CuO	0,67	0,38	57	0,01	1	0,22	33	0,04	6	Не обн.	—	0,02	3
			ZnO	0,85	0,35	41	0,05	6	0,06	7	0,20	23	0,14	16	0,05	6
	280	Окисная	CuO	0,48	0,27	56	0,01	2	0,15	31	0,01	2	0,01	2	0,02	4
			ZnO	1,44	1,09	75	0,01	1	0,09	6	0,05	3	0,20	14	0,04	3

Примечание. А—D—фильтраты после обработок. А—1 н. раствором ацетата Na при pH 4,5; В—дигнионом Na по методу О. Мера и М. Джексона [46]; С—0,2 н. раствором KCN с NH<sub>4</sub>Cl при pH 8,7; D—0,2 н. раствором HCl.

Е, F — нерастворимые остатки плотностью, г/см<sup>3</sup>, E>2,5 (преобладают сульфиды); F<2,5 (представлен чистым контонитом); I—содержания оксидов в фильтратах и нерастворимых остатках %; II — процент от суммарного содержания оксидов в образце.

римых сульфидных минералов, а фракция с удельным весом  $< 2,5 \text{ г/см}^3$  (F) представлена чистым нонтронитом.

Анализ этих данных приводит нас к выводам, отличным от выводов авторов работы [32]. Нам представляется, что после первой обработки образцов в раствор переходят в основном не рентгеноаморфные сульфиды, а элементарные, сорбированные на свежесоздаваемых гидроокислах. Это предположение подтверждается следующими фактами. Как видно из табл. 3, по формам нахождения элементов, особенно меди, резко выделяются две пробы, взятые в юго-западной части впадины (обр. 288 и 170). После первой их обработки при максимальных содержаниях меди в образцах в раствор переходят ничтожные ее количества как из окисно-ангидритовой зоны (обр. 288 — 0,5%), так и из сульфидно-аморфной (обр. 170 — ~3%).

Учитывая тот факт, что сульфиды выпадают в осадок в рентгеноаморфном виде, трудно представить столь низкие содержания меди, а следовательно, и аморфных сульфидов, особенно в верхней аморфной зоне. Логичнее предположить крайне низкие содержания меди, сорбированной на гидроокислах в районах выходов гидротерм, где, как было показано выше, происходит интенсивная садка сульфидов и в первую очередь сульфидов меди. Основная часть (90%) элемента в обр. 170 переходит в раствор после третьей обработки (С), в результате которой происходит растворение основной массы сульфидов, концентрирующих медь.

Анализ приведенных в табл. 3 данных показывает также, что доля элемента, перешедшая в раствор после первой обработки, не зависит от стратиграфической локализации образца; более того, в целом ряде случаев пробы из центральной окисной зоны, где сульфиды развиты крайне незначительно, отдадут в раствор гораздо больше металлов, чем образцы из верхней аморфной и сульфидной зон при широком развитии в них рентгеноаморфных сульфидов. Следует отметить также, что непосредственный количественный анализ содержания сульфидной серы в фильтрах не производился, что тем более не дает оснований связывать элементы, перешедшие в раствор после первой обработки, с рентгеноаморфными сульфидами.

В рассматриваемой работе [32] при анализе форм нахождения элементов в той или иной минеральной фазе существование их в сорбированном виде как бы само собой исключается и не учитывается то обстоятельство, что в условиях резкого дефицита  $\text{H}_2\text{S}$  при преобладании в растворе металлов и широком развитии свежесоздаваемых гидроокисных форм, процессы сорбции должны играть существенную роль в накоплении металлов в осадках. О важности сорбционных процессов свидетельствует и наличие градиентов концентраций  $\text{Cu}$  и  $\text{Zn}$  в толще рассолов, совпадающих с соответствующими градиентами для  $\text{Fe}$  и  $\text{Mn}$  (см. фиг. 5).

Учитывая все сказанное выше, на основании опубликованных в работе О. Брокампа с соавторами данных мы попытались в общем виде количественно оценить формы нахождения  $\text{Cu}$  и  $\text{Zn}$  в изученных осадках. Из табл. 4, где приведены результаты этих расчетов, следует, что в осадках юго-западной котловины практически вся медь входит в состав сульфидов, на остальной площади впадины значительные количества элемента (от 15 до 69% в разных образцах, в среднем 50%) находятся в легкорастворимой, по-видимому, преимущественно сорбированной форме; частично медь может входить в состав несulfидных минеральных фаз (хризокolla, атакамит).

Цинк в отличие от меди на всей площади впадины присутствует как в составе сульфидов, так и связан с аморфными гидроокислами (от 36 до 77% от общего количества), реже образует самостоятельные несulfидные минералы. В составе аморфных гидроокислов (после снятия сорбированного комплекса) и в железистых слоистых силикатах присутствуют ничтожные количества обоих элементов.

*Характер поступления  $\text{H}_2\text{S}$  и его источники.* Важной особенностью

Формы нахождения элементов в рудных осадках (% от общего содержания) [32]

Окислы	I		II		III		IV		V	
	A	Б	A	Б	A	Б	A*	Б	A	Б
CuO	$\frac{3-0,5}{1,75}$	$\frac{15-69}{46}$	$\frac{0,7-1}{0,85}$	$\frac{1-9}{3}$	$\frac{60-93}{76,5}$	$\frac{19-79}{39}$	32	$\frac{2-3}{2,3}$	$\frac{3-6}{4}$	$\frac{3-5}{4}$
ZnO	$\frac{36-60}{48}$	$\frac{39-77}{60}$	0,1	$\frac{0,5-16}{5}$	$\frac{9-16}{12}$	$\frac{8-32}{21}$	$\frac{9-51}{30}$	$\frac{12-16}{13}$	$\frac{1-4}{2,5}$	$\frac{2-6}{4}$

Примечание. I—элементы, сорбируемые на гидроксиды; II—элементы, связанные с гидроксидами, после снятия сорбирующей части; III—растворимые сульфиды; IV—труднорастворимые минералы, преимущественно сульфиды; V—железистые смеси (пирит). А—юго-западная часть впадины (среднее из двух образцов); Б—остальная часть впадины (среднее из восьми образцов).

\* рентгенометрически определены халькопирит, сфалерит и пирит. В числителе—пределы колебаний, в знаменателе—среднее значение.

рудообразующего процесса в Красном море является общий дефицит сероводорода при резком преобладании металлов, а также неравномерный, пульсационный характер его поступления в составе гидротермальных растворов. При усиленном поступлении  $H_2S$  преобладающей формой фиксации металлов являются сульфиды, при ослабленной — сорбция их на гидроксиды и образование несulfидных минеральных форм (окислы, силикаты, хлориды). Большой разброс соотношений этих форм фиксации металлов, отражающий неравномерность поступления сероводорода, в значительной мере определяет пестроту распределения сульфидных минералов как по площади впадины, так и в разрезе рудной толщи.

В целом же состав сульфидных минералов, их парагенезы, характер зональности и особенности распределения как по площади, так и в разрезе рудной толщи контролируются сложным сочетанием таких основных факторов, как локализация рудообразующих растворов, интенсивность и режим поступления в наддонную воду эндогенного сероводорода, а также устойчивость комплексных ионов соответствующих металлов.

Источником  $H_2S$  в условиях впадины Атлантис-II являются процессы абиогенной сульфатредукции, о чем однозначно свидетельствуют полное отсутствие в рассолах и осадках сульфатредуцирующих бактерий и результаты исследования изотопного состава серы в сульфидах. Величины  $\delta^{34}S$  в сульфидах из осадков верхней аморфной зоны и сульфидных зон сходны и колеблются в пределах +3,1 — +9,8%, что не характерно для диагенетических сульфидов, образованных при бактериальной сульфатредукции, значения  $\delta^{34}S$  которых составляют —15 — 25‰.

По мнению И. Каплана и др. [10], узкие пределы колебаний изотопного состава серы в сульфидах всех литолого-фациальных зон, за исключением центральной окисной зоны, свидетельствуют о поступлении сульфидной серы из единого источника, которым могут быть мощные толщи миоценовых эвапоритов, содержащие прослой глинистых сланцев. Образование основной массы  $H_2S$  происходит, по-видимому, при высокотемпературном восстановлении иона  $SO_4^{2-}$  органическим веществом глинистых сланцев. В. Шенкс и Дж. Бишофф [49] в качестве восстановителя сульфатов рассматривают двухвалентное железо океанических базальтов. Одним из возможных источников  $H_2S$  в условиях высокотемпературных гидротермальных систем может служить, по-видимому, и процесс восстановления сульфат-иона газообразным глубинным водородом, высокая концентрация которого характерна для гидротермальной деятельности в глобальной системе рифтовых зон [11, 12, 58]. Вероятность этого процесса при температурах выше 200°С экспериментально показана в работе С. Д. Малинина и Н. И. Хитарова [17]. Не исключено присутствие в растворах также магматогенного, глубинного  $H_2S$ .

**Образование карбонатов и сульфатов.** Как отмечалось в сообщении I данной работы, одним из характерных минеральных компонентов руд-

ных илов являются аутигенные карбонаты железа и марганца с переменным соотношением этих элементов, или манганосидериты. Их образование происходит в процессе взаимодействия ионов  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  с двуокисью углерода, по-видимому, преимущественно эндогенной, поступающей в рассолы в составе газовой фазы гидротерм. Это подтверждается величинами  $\delta^{13}C$  в  $CO_2$  из рассола, которые в среднем составляют минус 3—5‰, что соответствует изотопному составу углерода в  $HCO_3^-$  других геотермальных районов мира [10]. В процессе образования железомарганцевых карбонатов может принимать участие и биогенная углекислота, выделяющаяся при растворении карбонатных организмов в толще рассола. Не исключено, что частично манганосидериты могут формироваться и в самом осадке при замещении  $Ca^{2+}$  в биогенном кальциевом материале на  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  из иловых вод.

Вопрос об условиях и механизме образования ангидрита в рудных осадках пока нельзя считать окончательно решенным. Как уже отмечалось [5], массовое выпадение в осадок ангидрита с образованием мощных (до 2,5 м) пачек, состоящих в основном из этого минерала и содержащих практически мономинеральные прослои крупнокристаллического ангидрита, происходит в самых глубоких частях впадины, в районах выходов на дно гидротермальных растворов. По данным Х. Беккера и Х. Рихтера [27], ангидрит заполняет также стенки открытых трещин в базальтах, по которым поступали высокотемпературные флюиды.

Как известно, ангидрит обладает обратной зависимостью его растворимости от температуры. По всей вероятности, массовое выпадение ангидрита происходит при встрече высоконагретого богатого кальцием флюида с рассолом, содержащим ионы  $SO_4^{2-}$  в самых «горячих» точках морского дна. Изотопный состав серы в ангидрите идентичен изотопному составу серы сульфатов в нормальной воде Красного моря, что подтверждает источник сульфат-иона. С массовым выпадением в осадок ангидрита частично связано и обеднение нижнего слоя рассольной толщи ионом  $SO_4^{2-}$ . Поступление кальция с гидротермальными растворами не вызывает сомнения, поскольку его содержания в нижнем слое рассолов на порядок выше, чем в морской воде (см. табл. 1).

\* \* \*

В заключение следует отметить, что представленная в работе схема основных минералообразующих процессов во впадине Атлантис-II является первой попыткой свести воедино всю совокупность конкретных механизмов, приводящих в конечном итоге к формированию рудной залежи крайне сложного минерального состава.

Основными процессами, определяющими как вещественный состав рудных осадков, так и поведение элементов в рассольной толще являются: частичное разрушение и гидролиз комплексных ионов металлов вследствие понижения температуры гидротерм и их нейтрализации; связывание металлов в сульфидные фазы и выпадение их в осадок при наличии в составе гидротерм сульфид-ионов; процессы окисления восстановленных форм железа и марганца с образованием гидроокислов, сорбция на них элементов и осаждение на дно; накопление в рассолах химических элементов, не образующих твердофазных соединений.

Следует иметь в виду, что представленная схема не является законченной моделью рудообразующего процесса и требует дальнейшей, более углубленной разработки с уточнением ряда вопросов, касающихся физико-химических механизмов взаимодействия компонентов и образования минеральных фаз, деталей их состава, взаимных переходов, кристаллохимических особенностей и др. Требуют изучения также условия, контролирующие направленность диагенетических преобразований многих минералов и определяющие их структурные и морфологические особенности.

Учитывая, что рудообразующий процесс в Красном море не ограничивается впадиной Атлантис-II, а многочисленные и разнообразные по

составу и условиям локализации рудопроявления наблюдаются еще в ряде впадин [6], для познания рудообразующего процесса в Красном море в целом необходимо выявить комплекс конкретных факторов, определяющих специфику состава металлоносных осадков в каждой из впадин.

#### Литература

1. Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химия и генезис).— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, с. 157—194.
2. Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, с. 76—96.
3. Брюер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, с. 70—76.
4. Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 194. М.: Наука, 1969. 108 с.
5. Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение I. Минеральный состав осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1984, № 2, с. 3—23.
6. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря (геохимические особенности и характер распределения рудного вещества).— Литология и полезн. ископаемые, 1983, № 3, с. 16—33.
7. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудных осадках впадины Атлантис-II (Красное море).— Литология и полезн. ископаемые, 1979, № 1, с. 30—41.
8. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Ципурский С. И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в рудоносных осадках Красного моря.— Литология и полезн. ископаемые, 1983, № 5, с. 82—88.
9. Вейсберг Б. Д., Браун П. Р. Л., Сьюард Т. М. Рудные элементы в активных геотермальных системах.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с. 578—609.
10. Каплан И., Суини Р., Ниссенбаум А. Изотопы серы в геотермальных рассолах и осадках Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, с. 229—257.
11. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг).— Тр. ГИН АН СССР, вып. 379. М.: Наука, 1983. 214 с.
12. Кононов В. И., Поляк Г. Б. Геохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 163—165.
13. Кононов В. И., Мамырин Б. А., Поляк Б. Г., Хабарин Л. В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, вып. 1, с. 172—175.
14. Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, с. 96—141.
15. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
16. Лаптева О. Н. О зависимости окислительно-восстановительного потенциала раствора, содержащего ферри- и ферро-ионы от значения рН.— Журн. прикл. химии, 1958, вып. 8, № 3, с. 6—10.
17. Малинин С. Д., Хитаров Н. И. К восстановлению сульфатной формы серы водородом в гидротермальных условиях.— Геохимия, 1969, № 11, с. 1312—1319.
18. Монин А. С., Плахин Е. А., Прохоров В. И. О горизонтальной неоднородности вод красноморских впадин.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 483—487.
19. Морозов А. А. Исследование взаимодействия железа с сульфидной серой: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. хим. наук. М., ГЕОХИ АН СССР, 1980. 24 с.
20. Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981. 211 с.
21. Павлов А. Л. Низкотемпературный гидротермальный синтез гематита и магнетита.— Геология и геофизика, 1964, № 11, с. 25—31.
22. Пушкина З. В., Степанец М. И., Орлова Л. П., Синани Т. И. Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, V, Si в иловых водах рудоносных осадках Красного моря (впадины Атлантис-II и Дискавери).— Литология и полезн. ископаемые, 1981, № 6, с. 62—69.
23. Рафальский Р. П. Растворимость сульфидов Zn, Pb и Ag в гидротермальных растворах.— Геохимия, 1982, № 12, с. 1780—1797.
24. Скиннер Б. Дж. Генетическое разнообразие гидротермальных минеральных рудных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений/Под ред. Барнса Х. Л. М.: Мир, 1982, с. 10—27.
25. Стацук М. Ф. Парагенезис минералов гидрат окиси железа — сидерит — магнетит — гидрат закиси железа в осадочных породах.— Геол. журн., 1969, т. 29, № 1, с. 93—100.
26. Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Дегенс Э., Росс Д. М.: Мир, 1974, с. 7—26.

27. *Bäcker H., Richter H.* Die rezente hydrothermal — sedimentäre lagerstätte Atlantis-II Tief im Roten Meer.— *Geol. Rund.*, 1973, B. 62, S. 697—741.
28. *Bischoff J. L., Dickson F. W.* Seawater — basalt interaction at 200° C and 500 bars: implications for origin seafloor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 25, № 3, p. 385—397.
29. *Berz K. C.* Über Magnetiteisen in marinen Ablagerungen. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*. Stuttgart, 1922, s. 569—577.
30. *Boström K.* The origin and fate ferromanganese ridge sediments. *Stockholm Contr in Geology.— Acta Univ. Stockholmiensis*, 1973, v. 27, p. 149—243.
31. *Boström K., Farquharson B., Eyl W.* Submarine hot springs as a source of active ridge sediments.— *Chem. Geol.*, 1971, v. 10, № 3, p. 189—203.
32. *Brockamp O., Goulart E., Harder H., Heydemann A.* Amorphous Copper and Zink sulfides in the metalliferous sediments of the Red Sea. *Contribs.— Mineral and Petrol.*, 1978, v. 68, № 1, p. 85—88.
33. *Brewer P. G., Densmore C. D., Munns R., Stanley R. J.* Hydrography of the Red Sea brines.— In: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*. New York: Springer-Verlag, 1969, p. 138—147.
34. *Corliss I. B.* The origin of metal bearing submarine hydrothermal solutions.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, p. 8128—8138.
35. *Craig H., Lupton J. E.* Helium isotopes variations: evidence for mantle plumes at Yellowstone, Kilauea and the Ethiopian rift valley — E. O. S. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1978, v. 59, № 12, p. 194.
36. *Ellis A. I., Mahon W. A. J.* Natural hydrothermal systems and experimental hot.— water/rock interactions.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1964, № 28, p. 1323—1357.
37. *Harder H.* Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions.— *Clays and clay minerals*, 1978, v. 26, № 1, p. 65—72.
38. *Hart R.* Chemical exchange between seawater and deep ocean basalts.— *Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 9, p. 269.
39. *Hartmann M.* Bercht über geochemische untersuehungen in den hydrothermallaugenbecken am Boden und Roten Meers.— *Geol. Rund.*, 1970, B. 1, № 60, S. 31—33.
40. *Hartmann M.* Untersuchungen von suspendiertem material in den hydrothermal laugen des Atlantis-II — Tiefs.— *Geol. Rund.*, 1973, v. 62, N 3, S. 742—754.
41. *Hartmann M.* Atlantic-II Deep geothermal brine system. Hydrographic situation in 1977 and changes-since 1965.— *Deep-Sea Res.*, 1980, v. 27, № 2A, p. 164—171.
42. *Helgeson H. C.* Thermodynamics of hydrothermal systems et elevated temperatures and pressures.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, p. 729—804.
43. *Holm N. G., Wadsteu T., Dowler U. I.*  $\beta$ -FeOOH (akaganeite) in Red Sea brine.— *Etud. Geol.*, 1982, v. 38, № 3—4, p. 367—371.
44. *Lupton J. E., Weis R. F., Craig H.* Mantle helium in the Red Sea brines.— *Nature*, 1977 and changes-since 1965.— *Deep-Sea Res.*, 1980, v. 27, № 2A, p. 164—171.
45. *Malahoff A., Cronan D. S., Embley R. W., Skirrow R.* The geological setting and chemistry of hydrothermal sulfides and associated deposits from the Galapagos Rift at 86° N.— *Marin. Mining*, 1983, v. 4, № 1, p. 123—137.
46. *Mehra O. P., Jackson M. L.* Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system buffered with Na-bicarbonate.— *Clays and Clay Minerals*, 1958, v. 7.
47. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarrein P. F., Pocklington R., Jokela A.* Hot brines and recent iron deposits in deepes of the Red Sea.— *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1966, № 30, p. 341—343.
48. *Seyfried W. E., Bischoff J. L.* Experimental seawater-basalt interaction as 300° C, 500 bars; chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals.— *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1981, v. 45, p. 135—147.
49. *Shanks W., Bischoff J.* Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal system: a geochemical model.— *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1977, v. 41, p. 1507—1519.
50. *Shanks W. C., Bischoff J. L.* Geochemistry, sulfur isotope composition and accumulation rates of Red Sea geothermal deposits.— *Econ. Geol.*, 1980, v. 75, p. 445—459.
51. *Schoell M., Hartmann M.* Detailed temperature structure of the hot brines in the Atlantic-II Deep area (Red Sea).— *Marine Geol.*, 1973, v. 14, № 1, p. 1—14.
52. *Shoell M., Faber E.* New isotopic evidence for the origin of Red Sea brines.— *Nature*, 1978, v. 275, p. 436—438.
53. *Spooner E. T. C., Fyfe W. S.* Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transport.— *Contr. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 42, p. 287—304.
54. *Spooner E. T. C., Bray C. J.* Hydrothermal fluids of sea water salinity in ophiolitic sulfide ore deposits in Cyprus.— *Nature*, 1977, № 266, p. 808—812.
55. *Taylor G. R.* Manganese oxide mineralogy in an exhalative environment from the Solomon Islands.— *Mineral deposita*, 1983, v. 18, № 1, p. 113—125.
56. *Thisse Y., Guennoc P., Pouit G., Nawab Z.* The Red Sea: a natural geodynamic and metallogenic laboratory.— *Episodes*, 1983, v. 1, № 3, p. 3—9.
57. *Vidal V. M., Vidal F. V., Isaacs J. D., Young D. R.* Coastal submarine hydrothermal activity of northern baja California.— *Geophys. Res.*, 1978, № 4, p. 1757—1774.
58. *Welhan J., Craig H.* Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids.— *Geophys. Res. Lett.*, 1979, v. 6, № 11, p. 829—831.



УДК 550.42

## О ФОРМАХ ВОССТАНОВЛЕННОЙ СЕРЫ В ОСАДКАХ МАРОККАНСКОЙ И ИБЕРИЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

МОРОЗОВ А. А., РОЗАНОВ А. Г.

Исследовано распределение форм восстановленной серы по вертикали донных отложений глубоководных котловин Атлантического океана. Установлено наличие слабого сульфатредукционного процесса, обусловленного низкими содержаниями реакционноспособного органического вещества и отличающегося характерными особенностями начальной стадии развития. Интерпретация результатов дана на основе рассмотрения динамического окислительно-восстановительного равновесия в системе восстановленная сера — растворенный кислород.

Практически все имеющиеся на сегодняшний день данные по содержанию и распределению отдельных восстановленных форм серы в океанских донных отложениях получены при изучении осадков Тихого [3, 5] и Индийского [6, 8] океанов. Для осадков Атлантического океана подобных исследований еще не проводилось, известны лишь немногочисленные результаты определений общей ( $\sum S_{SO_4} + \sum S_{H_2S}$ ) и общей

восстановленной ( $\sum S_{H_2S}$ ) серы [12]. Эти результаты, за исключением данных, приведенных в работе [14], относятся главным образом к мелководным прибрежным осадкам отдельных участков шельфа. Имеются также данные по содержанию серы пирита в древних осадках [13].

Изучение форм восстановленной серы в глубоководных осадках Атлантического океана представляет интерес в связи с особенностями этого бассейна по сравнению с Тихим и Индийским океанами, а именно существенно меньшими его размерами и расчлененностью рельефа дна на отдельные более или менее крупные котловины. При интенсивном круговороте как поверхностных, так и глубинных вод [1] и достаточно высоком уровне биологической продуктивности [7] можно ожидать более широкого распространения восстановительных процессов по площади глубоководных отложений, а также появления характерных черт в распределении различных форм восстановленной серы.

В таблице<sup>1</sup> приведены результаты химико-аналитических определений сульфидной, элементной, пиритной, органической, а также общей сульфатной форм серы, выполненных по методике фазового анализа [4] в ходе экспедиционных работ НИС «Витязь» (1979 г., аналитики Н. Н. Жабина, Т. П. Демидова) и НИС «Академик Курчатов» (1981 г.). Одна колонка осадков (295 см) была взята на восточной окраине Иберийской котловины (ст. 7939) и шесть колонок различной мощности (ст. 3334—3339) были подняты в Марокканской котловине (фиг. 1). Пробы отбирали прямоточной геологической трубкой, а также дночерпателем.

Осадки указанных районов представляют собой в целом карбонатсодержащие (фораминиферовые) алевроито-пелитовые илы. На современном этапе наблюдается несколько повышенное поступление в осад-

<sup>1</sup> В работе использованы также результаты определений карбоната кальция и органического углерода, выполнявшиеся на борту судна в ходе экспедиций сотрудниками ИОАН СССР по оригинальным методикам. Литологическое описание осадков приведено из отчетов геологических отрядов экспедиций.

Формы соединений S в осадках Марокканской и Иберийской котловин Атлантического океана

Горизонт, см	Характеристика пробы осадка	Влажность, %	pH	Ерт, мВ	Сульфат на влагу	Восстановленная сера, %				ΣSH <sub>2</sub> S, %	Сорг, %	CaCO <sub>3</sub> , %
						сульфидная	элементная,	пиритная	органическая			
<b>Марокканская котловина</b>												
<i>Станция 3334; глубина 4440 м (33°45,1' с. ш., 12°02' з. д.)</i>												
47,5—48,5	Темно-серый прослой в глинистом сером однородном осадке	44,2	7,8	+420	0,186	Не обн.	0,0037	0,044	0,0102	0,064	0,54	36,7
52—60	Ил глинистый, серый, однородный, мягкий	47,7	7,7	+470	0,165	»	0,0064	0,055	0,0264	0,088	0,83	35,7
65—70	То же, светло-серый с мелкими темно-серыми пятнами	51,6	7,8	+480	0,124	»	0,0014	0,060	Не обн.	0,061	0,28	53,0
100—110	То же, серый (с гор. 97 см)	45,9	7,8	-75	0,168	»	0,0012	0,054	»	0,055	—	33,6
130—140	То же, светло-серый с мелкими темно-серыми пятнами	43,0	7,9	-150	0,159	»	Не обн.	0,010	0,0051	0,015	0,17	53,6
180—190	То же, более серый, число пятен увеличивается	43,9	7,7	-260	0,182	»	0,0065	0,027	0,0500	0,083	0,43	33,6
210—220	То же серый, однородный	45,9	7,6	-100	0,149	0,004	0,0024	0,153	0,0045	0,164	0,52	33,6
310—320	То же (на гор. 340, 360, 380 м — тонкие нити пирита)	44,5	7,7	+300	0,140	0,004	0,0025	0,213	0,0149	0,219	0,48	31,5
420—425	«	44,0	7,7	+150	0,165	0,001	0,0020	0,174	0,0191	0,196	0,49	31,5
505—510	Ил глинистый, серый, однородный	39,8	7,7	+100	0,176	Не обн.	0,0022	0,195	0,0087	0,206	0,47	33,3
<i>Станция 3335; глубина 4300 м (33°47,7' с. ш., 10°15,6' з. д.)</i>												
63—65	Охристый прослой, очень плотный в пелитовом глинисто-карбонатном желтовато-сером илу	49,2	7,6	+370	Не опр.	»	Не обн.	0,001	Не опр.	0,001	0,21	34,2
65—76	Ил глинисто-карбонатный, желтовато-серый, с темными примазками	44,6	Не опр.	+70	0,127	»	0,0001	0,001	»	0,001	0,21	34,2
95—105	То же	45,1	»	+180	0,148	»	0,0001	0,001	»	0,001	Не опр.	32,1
130—135	То же, более серый	38,6	»	+20	0,148	0,001	0,0001	Не обн.	»	0,001	0,20	45,4
165—175	То же, мелкие примазки	39,5	7,7	-20	0,169	Не обн.	0,0001	»	»	0,001	0,21	43,8

Станция 3336; глубина 4350 м (33°48' с. ш., 10°28' з. д.)

115—120	Ил пелитовый, глинисто-кокколитовый, светло-коричневый	42,4	7,7	+360	0,145	»	0,0001	0,001	»	0,001	0,31	46,4
---------	--	------	-----	------	-------	---	--------	-------	---	-------	------	------

Станция 3337; глубина 4320 м (34°11,5' с. ш., 9°43,6' з. д.)

50—55	Ил пелитовый, глинисто-кокколитовый, светло-коричнево-серый, мелкие пятна коричневого цвета	40,8	7,8	+180	0,139	Не обн.	Не обн.	0,044	0,0034	0,047	0,27	31,5
58—60	То же, со слабым буроватым оттенком	43,2	Не опр.	+210	0,123	»	»	0,045	0,0064	0,051	0,33	26,3
65—73	Ил глинистый, серый	41,2	8,1	-60	0,117	»	0,0020	0,158	0,0368	0,197	0,81	34,3
75—82	Ил глинистый, палево-серый с темными пятнами: на гор. 81 см—тонкий (0,2 мм) черный прослой	45,0	Не опр.	+50	0,107	»	<0,0001	0,022	0,0109	0,033	0,45	40,4
82—90	То же, однородный	45,2	»	+60	0,119	»	0,0008	0,027	0,0082	0,036	0,39	41,4
100—107	»	44,6	8,0	+20	0,114	»	0,0004	0,017	0,0125	0,030	0,31	35,7
130—140	То же, более серый, редкие темно-серые и желтовато-серые пятна	39,3	Не опр.	+10	0,131	»	0,0015	0,152	0,0114	0,165	0,72	30,3
150—166	Ил (глинисто-карбонатный, пелитовый, светло-коричневый, мелкие темно-серые пятна	40,5	»	+40	0,126	»	0,0004	0,052	0,0041	0,056	0,29	41,4
195—200	Ил глинистый, палево-серый с темными пятнами и прослой (1—1,5 см) конкреций пирита	40,4	7,7	+40	0,123	0,015	0,0008	<0,001	Не опр.	0,017	0,33	40,4
220—230	Ил карбонатно (кокколитовый)-глинистый, светло-коричневый с темными пятнами	38,0	Не опр.	-140	0,128	0,004	0,0005	<0,001	»	0,006	0,35	27,3
230—238	То же, более серый, с неясно выраженной слоистостью, четкая граница на гор. 238 см	37,3	»	+80	0,123	0,004	0,0011	<0,001	»	0,006	0,68	23,7
255—260	То же, коричнево-серый с мелкими темными пятнами	37,5	7,8	+50	0,135	0,003	0,0013	0,117	0,0079	0,129	0,56	28,6

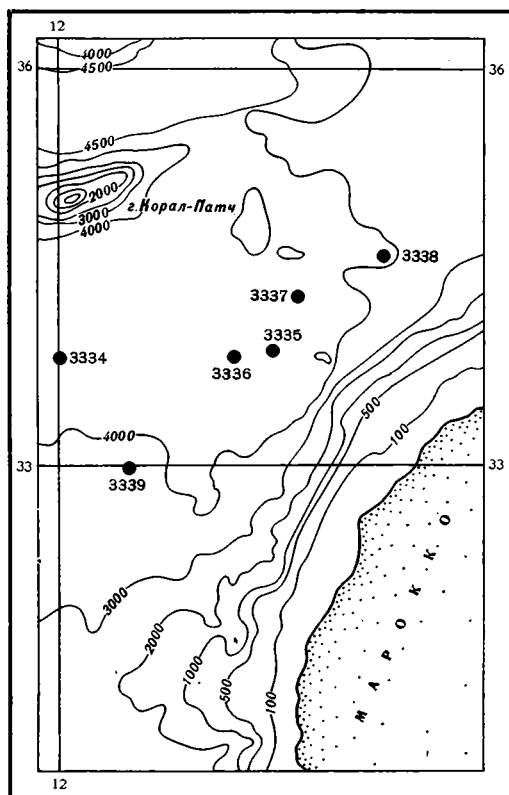
Станция 3338; глубина 3800 м (34°43' с. ш., 8°59' з. д.)

65—70	Ил карбонатно-глинистый; пелитовый, палево-серый	41,1	7,9	+120	0,119	Не обн.	0,0004	<0,001	Не опр.	0,001	0,38	40,8
100—110	То же, с черными примазками и линзами	38,2	7,9	+70	0,111	»	0,0026	<0,001	»	0,004	0,28	43,9
180—185	То же, светло-коричневый с темными	38,2	7,9	+120	0,123	»	0,0006	<0,001	»	0,001	0,23	47,9

(продолжение)

Горизонт, см	Характеристика пробы осадка	Влаж-ность, %	pH	E <sub>pt</sub> , мВ	S <sub>сульфат</sub> , % на влагу	Восстановленная сера, %				ΣS <sub>H<sub>2</sub>S</sub> , %	C <sub>орг.</sub> %	CaCO <sub>3</sub> , %
						сульфид-ная	элемент-ная	пиритная	органи-ческая			
<i>Станция 3339, глубина 3660 м (32°55'7 с. ш., 11°15'7 з. д.)</i>												
240—245	Ил глинисто-карбонатный (кокколито-вый), светлс-коричневый с примесью алеврита; темно-коричневые примазки	40,5	7,9	+380	0,123	Не обн.	<0,0001	<0,001	Не опр.	<0,001	0,17	60,2
<i>Иберийская котловина</i>												
<i>Станция 7938; глубина 5400 м (41°03'0 с. ш., 13°41'0 з. д.)</i>												
0—2	Ил слабокарбонатный (кокколитовый), пелитовый коричневый, полужидкий	53,9	8,0	+560	0,101	Не обр.	Не опр.	0,001	0,0060	0,007	0,45	—
15—20	То же, коричнево-серый, мягкий	50,0	8,0	+540	0,094	»	»	0,001	0,012	0,013	0,27	—
<i>Станция 7939, глубина 5350 м (40°58'1 с. ш., 14°18'3 з. д.)</i>												
15—25	Ил слабокарбонатный (кокколитовый), пелитовый, коричневый с серыми пятнами, мягкий	51,5	7,8	+530	0,100	»	»	0,001	0,0060	0,007	0,27	—
35—42	То же, голубовато-серый, очень мягкий, полужидкий	50,7	8,0	+100	0,096	»	0,0018	0,172	0,0150	0,189	0,39	—
90—100	Ил слабокарбонатный (кокколитовый), пелитовый, голубовато-серый, однородный, мягкий	53,3	7,8	+40	Не опр.	0,014	0,0067	0,235	0,0080	0,264	0,57	—
150—160	То же, более плотный с примазками черного цвета	37,6	7,8	—80	0,132	0,001	—	0,052	0,0070	0,060	0,39	24,52
200—208	То же	31,9	Не опр.	—60	0,092	0,014	0,0066	0,091	0,0080	0,120	0,30	—
208—216	Ил фораминиферовый, алеврито-пелитовый мягкий, белесо- и голубовато-серый	47,1	7,8	0	Не опр.	0,001	—	0,001	0,0110	0,013	0,30	—
220—230	Ил слабокарбонатный (кокколитовый), пелитовый, мягкий, полосчатый	41,6	Не опр.	—50	0,088	0,109	0,0104	0,094	0,0120	0,225	0,48	17,76
265—272	То же, слабополосчатый, серо-черный, мягкий, с черными примазками	44,6	»	—130	Не опр.	0,080	—	0,170	0,0070	0,257	0,54	16,76
285—295	Ил слабокарбонатный, пелитовый с примесью крупного алеврита, серый	46,3	7,8	—170	0,078	0,082	—	0,099	0,0080	0,189	0,51	17,51

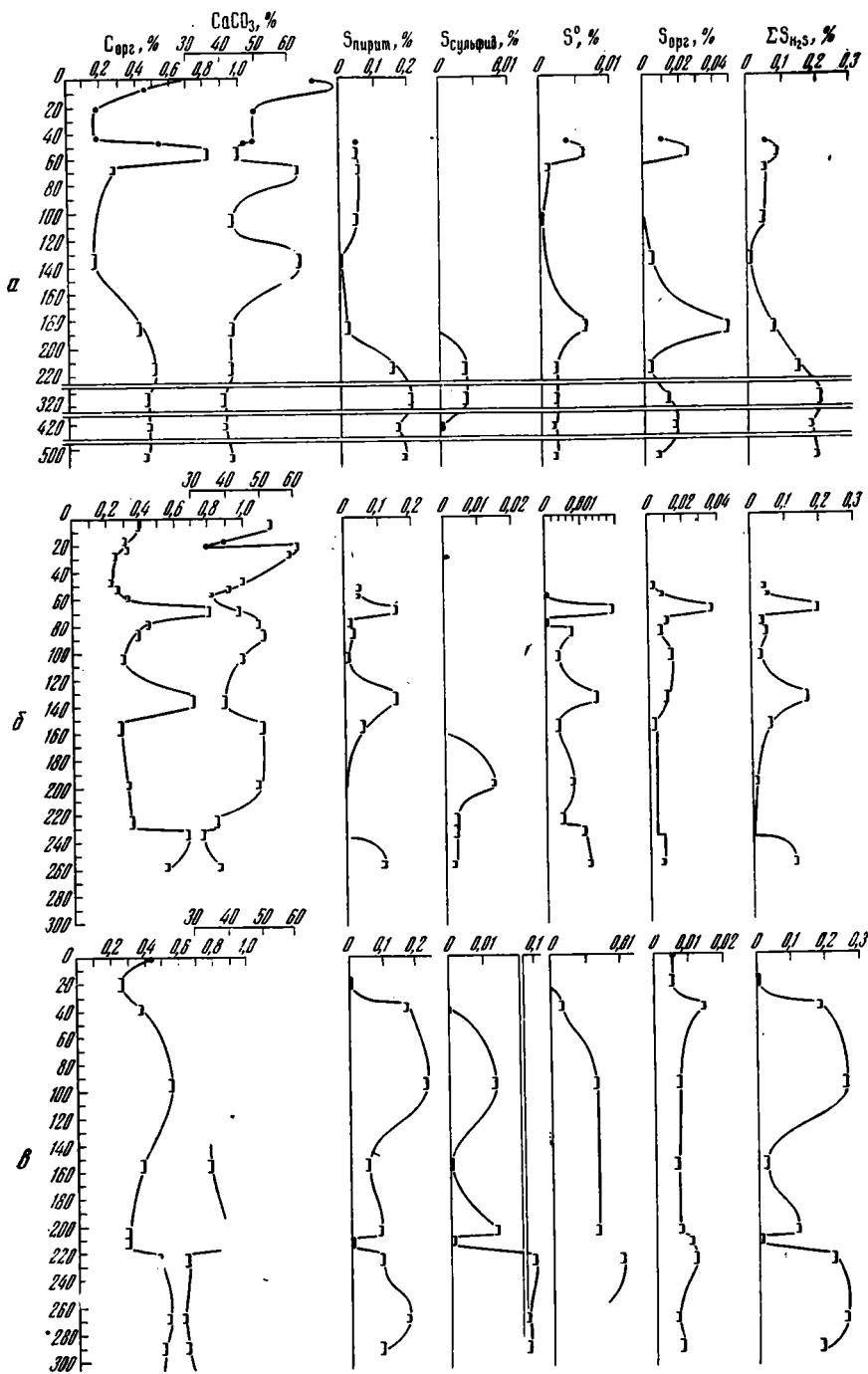
ки карбонатного материала по сравнению с глинистым. Строение осадочной толщи довольно однотипно и характеризуется наличием в верхней части колонок отчетливо выделенных окисленных слоев светло-коричневых осадков с высокими значениями потенциала платинового электрода ( $E_{Pt} = +530 - +560$  мВ). В них хорошо выражены две зоны прослоев: верхняя, обогащенная гидроокислами марганца (более темная), и нижняя (охристого цвета), обогащенная гидроокислами железа (ст. 3334, 3335, 3338), свидетельствующие о происходящем диагене-



Фиг. 1. Схема расположения станций, выполненных в Марокканской котловине

тическом перераспределении этих элементов. Ниже располагаются карбонатно-глинистые серые тонкие илы, пятнистые и полосчатые, в которых в той или иной степени развиты восстановительные процессы.

Из шести станций, выполненных вблизи Африканского побережья, две (ст. 3338 и 3339) расположены у подножия континентального склона и отличаются крайне малыми содержаниями восстановленной серы ( $\sum S_{H_2S}$  0,001–0,004%), а чаще полным ее отсутствием в аналитически определяемых количествах. Из четырех станций, расположенных в пределах ложа Марокканской котловины, только в осадках двух глубоководных станций (ст. 3334 и 3337), наиболее удаленных от берега, обнаружена восстановленная сера, содержание которой (не более 0,22% в отдельных горизонтах) свидетельствует о сравнительно невысоком уровне развития сульфатредукционного процесса; несколько выше он и в осадках ст. 7939 Иберийской котловины (максимальное значение  $\sum S_{H_2S}$  составляет 0,264%, гор. 90–100 см). Это обусловлено прежде всего незначительным количеством поступающего в осадок органического вещества (ОВ). Как видно из данных таблицы, величины содержания остаточного  $C_{org}$  вообще не отвечают условиям накопления восстановленной серы. Интервал изменения величин  $C_{org}$  для осадков ст.



Фиг. 2. Распределение форм серы, а также  $C_{орг}$  и  $CaCO_3$  по вертикали донных отложений  
 а — ст. 3334; б — ст. 3337 (Марокканская котловина); в — ст. 7939 (Иберийская котловина)

3334, 3337, 7939 составляет 0,3—0,8%. При этом практически от самых верхних горизонтов восстановленных илов изменения содержания остаточного  $C_{орг}$  весьма четко соответствуют изменениям  $\Sigma S_{н.с}$  (фиг. 2). Это объясняется, по-видимому, тем, что в глубоководных осадках Марокканской котловины общему низкому содержанию ОВ отвечают весьма малые абсолютные и относительные количества его усвояемой,

лабильной части, способной обеспечить бактериальное восстановление сульфатов. В результате развивается, возможно, и интенсивный, однако кратковременный сульфатредукционный процесс, затухающий с израсходованием реакционноспособного ОВ. При этом малые и, видимо, достаточно постоянные относительные содержания лабильной составляющей ОВ обеспечивают близкие к пропорциональным соотношения  $\sum S_{H_2S}$  и остаточного  $C_{орг}$ , что и отражается в соответствии характера изменений этих величин по вертикали отложений. Таким образом, формирование основного количества восстановленной серы в данных условиях происходит в верхних, подстилающих окисленный слой горизонта. Локализацию современного процесса можно приближенно отнести к слоям осадков 47–70 см (ст. 3334, фиг. 2, а), 50–63 см (ст. 3337, фиг. 2, б), 35–42 см (ст. 7939, фиг. 2, в), которые соответствуют падению величины потенциала платинового электрода.

Известно, что начальная стадия развития восстановительных процессов в морских осадках характеризуется формированием анаэробных микрозон, точно распределенных в массе окисленного ила и возникающих за счет потребления растворенного в иловой воде кислорода при процессах химического и микробиологического окисления частиц захороненного органического вещества [3]. В создавшихся локальных анаэробных условиях развивается процесс бактериальной сульфатредукции и образуется сульфидная сера в подвижных формах  $H_2S$  и  $HS^-$ , а также в формах сульфидов железа (II) и (III) в результате взаимодействия с реакционноспособным железом осадка. Потребление кислорода с момента возникновения и при дальнейшем развитии восстановленных микрозон обуславливает создание градиента концентрации  $O_2$  в иловой воде и обеспечивает диффузионный поток кислорода к границам указанных микрообластей. Таким образом, возникающие восстановленные формы элементов (в том числе и серы) подвергаются на этой стадии постоянному окислительному действию кислорода, в результате чего устанавливается подвижное окислительно-восстановительное равновесие и начинается локальный круговорот элементов, главным образом серы и железа. Поэтому накопление  $\sum S_{H_2S}$  в осадке на начальном этапе развития процесса контролируется двумя основными факторами: количеством усвояемого сульфатредуцирующими микроорганизмами органического вещества и условиями диффузии кислорода к границам окисленных и восстановленных зон. Последнее находится в зависимости от мощности окисленной осадочной толщи и ее гранулометрических характеристик. Рассматривая динамическую сторону процесса, можно видеть, что скорость накопления восстановленной серы определяется соотношением скоростей (интенсивностей) сульфатредукции и диффузии кислорода, зависящей от скорости осадконакопления.

При невысоком уровне развития сульфатредукции, т. е. при малых содержаниях лабильной составляющей органического вещества (что определяется длительностью его предварительной аэробной переработки), практически вся восстановленная сера формируется в условиях контакта с кислородом. Это приводит к отмеченному в осадках Марокканской и Иберийской котловин четко выраженному соответствию остаточного  $C_{орг}$  и  $\sum S_{H_2S}$ . Таким образом, появляется возможность объяснить полученные результаты исходя из химических свойств отдельных форм серы по отношению к кислороду и изменений условий осадкообразования, влияющих на соотношение скоростей указанных выше процессов.

В исследованных осадках, как и в большинстве осадков океана,  $\sum S_{H_2S}$  представлена преимущественно серой пирита, наряду с которой, однако, присутствуют и остальные формы ( $S^{-2}$ ,  $S^0$ ,  $S_{орг}$ ). Распределение этих форм по колонкам осадков показано на фиг. 2 в удобном для каждой формы масштабе, позволяющем отметить характерные для

них колебания. Обычно из-за весьма малых абсолютных содержаний этих форм серы, маскирующих их корреляционные связи, их трудно использовать при интерпретации результатов.

Совокупность данных, отражающих изменения содержаний указанных форм серы, достаточно информативна при учете различий химических свойств этих форм. Эти различия обусловлены главным образом природой химической связи серы ( $S-Fe$ ;  $(S-S)^{2-}$ ;  $S_2^{2-}-Fe$ ;  $S-C$  и т. д.) и ее степенью окисления в соединении (валентным состоянием): сульфидная — II, пиритная — I, элементная 0, органическая — II). Кроме того, на реакционную способность серы влияют дисперсность и окристаллизованность сформировавшихся фаз (прежде всего сульфидных).

В среде морских осадков наиболее склонна к окислению сульфидная сера, как в растворе ( $HS^-$ ,  $H_2S$ ), так и в твердой фазе ( $FeS$ ). Продуктом ее окисления является элементная сера, которая при достаточном количестве кислорода через ряд промежуточных форм переходит в сульфат. Сера пирита более устойчива, она окисляется непосредственно до сульфат-иона [11]. Особенно существенно, что сама сера пирита является продуктом окисления сульфидной серы ( $2S^{2-}-2e \rightarrow S_2^{2-}$ ), где в роли окислителя в природных морских средах могут выступать прежде всего кислород, а также железо (III) [9] и элементная сера [10]. Поэтому взаимодействие кислорода с первоначально образующейся бактериальной сульфидной серой в присутствии железа можно рассматривать как фактор, обеспечивающий образование пирита.

Наиболее устойчивой к действию  $O_2$  является органическая сера. Она образуется при взаимодействии  $S^0$ , а возможно, и  $S^{2-}$  с органическим веществом [2, 10].

Используя приведенные выше представления о начальной стадии развития сульфатредукционного процесса, а также сведения о химических свойствах восстановленных форм серы по отношению к кислороду, отмеченные особенности распределения отдельных форм по вертикали отложений (см. фиг. 2) можно попытаться объяснить следующим образом.

Так, например, для нижних горизонтов трех исследованных колонок (ст. 3334, 3337, 7939) в период формирования в них  $\sum S_{H,S}$  содержание захораниваемого органического вещества и его состав, а также величина скорости осадконакопления обуславливали такой режим развития сульфатредукции, при котором наряду с пиритом ( $S_{пир}$  0,1–0,2%) в осадке накапливалось (не успевало окислиться) некоторое количество сульфидной серы (видимо, в форме  $FeS$  — гидротроилита). При постоянной скорости осадконакопления это количество определяется интенсивностью сульфатредукции, превышающей интенсивность диффузионного проникновения кислорода и создающей зоны строго анаэробных условий. В осадках ст. 7939, судя по значительному содержанию  $S^{2-}$  (~0,1%), интенсивность процесса была гораздо выше, чем для тех же горизонтов Марокканской котловины ( $S^{2-}$  0,004%). Соответственно и процесс окисления  $S^{2-}$  при этом был более развит, что отражается и в больших на порядок количествах  $S^0$  (0,01% ст. 7939 и 0,001–0,002% ст. 3334, 3337). На накоплении органической серы различие в интенсивности процессов существенно не сказывается. Очевидно, накопление  $S_{орг}$  определяется не только продуктивностью элементной серы, но и реакционной способностью в отношении  $S^0$  самого органического вещества. Обогащение осадка сульфидной серой можно связать с более высокой скоростью осадконакопления, замедляющей диффузию кислорода и ускоряющей создание анаэробных зон, однако в этом случае не должно иметь места обогащение элементной серой.

В осадках ст. 3334 (см. фиг. 2, а) с горизонта 310 см начинается постепенное уменьшение  $\sum S_{H,S}$ , которое соответствует уменьшению поступления в осадок органического вещества (по-видимому, сначала падает содержание лабильной его части, а с горизонта 210 см — и об-



щее содержание). Предполагаемое уменьшение реакционноспособной части в составе органики совпадает с уменьшением содержания  $S_{орг}$  (гор. 310—210 см), что при постоянном значении  $S^0$  (0,002%) в данном интервале отражает существенную роль состава органического вещества в формировании  $S_{орг}$ . Постепенное затухание сульфатредукции на определенном этапе приводит к преобладанию процесса окисления восстановленных форм серы над процессом их образования, в результате чего в осадке в первую очередь исчезает сульфидная сера как наиболее склонная к окислению, а также резко падает содержание серы пирита. Окисление  $S^{2-}$  приводит к образованию  $S^0$ , которая, связываясь с органическим веществом, переходит в  $S_{орг}$ .

Указанные процессы на графике распределения форм (см. фиг. 2, а) соответствуют горизонту 190—180 см, где резкое уменьшение  $S^{2-}$  и  $S_{пир}$  совпадает с обогащением осадка формами  $S^0$  и  $S_{орг}$ . Следует отметить, что, поскольку сера пирита окисляется непосредственно до сульфата, а количество сульфидной серы (0,004%) не может обеспечить значительно большего накопления продуктов окисления ( $S^0 + S_{орг} = \sim 0,055\%$ ), наблюдаемые изменения соотношения форм отражают не единичный момент окисления накопившейся сульфидной серы, а именно длительное совместное протекание двух процессов с преобладанием окисления.

Это подтверждает возможность рассматривать процесс накопления  $\sum S_{H_2S}$  в исследованных осадках как результат смещения динамического окислительно-восстановительного равновесия в системе восстановленная сера — кислород. Обращает на себя внимание и тот факт, что при предполагаемом малом содержании лабильной части органики в данном горизонте наблюдается значительное (0,05%) обогащение осадка органической серой. Это связано, очевидно, с тем, что в условиях преобладания процесса окисления продуцируемая сульфидная сера ( $HS^-$ ,  $H_2S$ ) не успевает мигрировать из зоны сульфатредукции и окисляется до  $S^0$  в непосредственном контакте с органическим веществом, что облегчает связывание последней в форму  $S_{орг}$ . Кроме того, переход  $S^0 \rightarrow S_{орг}$ , по-видимому, мог осуществляться (при наличии  $S^0$ ) и в течение всего времени накопления перекрывающей осадочной толщи, по мере замедленного деструктивного распада органического вещества данного горизонта (190—180 см).

Дальнейшее уменьшение поступления органического вещества, связанное и с разбавлением осадка карбонатом кальция (гор. 140—130 см), приводит к практически полному прекращению сульфатредукции.

В период формирования слоя осадков 110—65 см в каждом горизонте (когда он контактировал с окисленными верхними слоями) развивался весьма слабый сульфатредукционный процесс, обеспечивающий накопление ( $\sim 0,05\%$ ) пиритной серы. Характерно, что в этом интервале отсутствуют как элементная, так и органическая сера. Очевидно, что в данном случае имело место динамическое окислительно-восстановительное равновесие (в отличие от гор. 190—180 см, где преобладал процесс окисления), при котором все количество образующейся  $S^{2-}$  расходовалось на реакцию окисления, приводящую к формированию пирита, дальнейшее окисление которого идет сразу до сульфат-иона, что и объясняет отсутствие  $S^0$ , а следовательно, и  $S_{орг}$ . Далее, при формировании верхних восстановленных горизонтов в результате сначала небольшого (гор. 70—65 см), а затем резкого (гор. 60—52 см) обогащения осадка органическим веществом динамическое равновесие смещается в сторону повышения интенсивности сульфатредукции. Отставание диффузионного поступления кислорода от скорости генерации  $H_2S$  привело к некоторому избытку сульфидной серы относительно стехиометрии реакции  $4HS^- + O_2 = 2S_2^{2-} + 2H_2O$ , что при последующем окислении этого избытка ( $4HS^- + O_2 = 4S^0 + 2H_2O$ ) обусловило накопление элементной и соответственно органической серы.

В нижних горизонтах осадков ст. 3337 (см. фиг. 2, б) и 7939 (см. фиг. 2, в) изменение условий осадкообразования происходит довольно

резко (в отличие от ст. 3334, гор. 310—130 см). Оно связано главным образом с увеличением поступления карбонатного материала и сопровождается столь же резкими изменениями в распределении форм серы. В гор. 216—208 см (ст. 7939, см. фиг. 2, в) уменьшение содержания органического вещества и увеличение карбонатности обуславливают, с одной стороны, замедление развития сульфатредукции, а с другой — увеличение диффузионного потока кислорода вследствие большей проницаемости карбонатного осадка (алеаврит). Резкое преобладание процесса окисления при пониженной продуктивности сульфатредукции приводит к исчезновению сульфидной серы, а также серы пирита (аналогично описанным процессам для гор. 180—130 см, ст. 3334, см. фиг. 2, а). Заметного обогащения данного горизонта  $S_{орг}$  не наблюдается (определение  $S^0$  не производилось). Далее вновь развивается сульфатредукционный процесс, протекающий в условиях, обеспечивающих накопление всех форм серы в соответствии с изменениями содержания органического вещества и его реакционноспособной составляющей.

Изменение условий осадкообразования для ст. 3337 (см. фиг. 2, в) в гор. 238—230 см существенно отличается от описанных и сопровождается иным характером изменений соотношения форм серы. В гор. 238—230 см, несмотря на повышенное содержание  $C_{орг}$ , практически полностью исчезает сера пирита, однако содержание  $S^{2-}$  не изменяется (0,004%), а при дальнейшем уменьшении поступления органического вещества (гор. 230—195 см) даже несколько возрастает (до 0,015%). Такое распределение форм обязано отсутствию окислителя, необходимого для образования пирита и исключаящего накопление сульфидной серы. Этот факт, вероятно, можно объяснить резким увеличением скорости осадконакопления, затрудняющим диффузию кислорода и способствующим образованию анаэробных восстановленных зон, что подтверждается также крайне малым содержанием  $S^0$  и  $S_{орг}$  (<0,001%), свидетельствующим о почти полном отсутствии процесса окисления. Таким образом, весьма слабый сульфатредукционный процесс приводит в этих условиях к накоплению только сульфидной серы (0,004—0,015%). Необходимо отметить, что отсутствие серы пирита связано также с весьма малым (0,03—0,06%) содержанием в этих горизонтах реакционноспособного трехвалентного железа, способного обеспечить реакцию окисления серы пирита в анаэробных условиях.

Дальнейшие изменения соотношений форм серы в этой колонке соответствуют рассмотренным выше условиям. Уменьшение скорости осадконакопления активизирует проникновение кислорода, в результате чего исчезает сульфидная сера и начинается накопление пирита. Резкое увеличение поступления органического вещества (гор. 140—130, 73—65 см, см. фиг. 2, в) увеличивает число локальных восстановленных микрозон, в которых происходит образование пирита ( $4HS^- + O_2 = 2S_2^{2-} + 2H_2O$ ) что, в свою очередь, увеличивает расход и диффузионный поток кислорода (вследствие возрастания градиента его концентрации). Это способствует накоплению пиритной серы совместно с  $S^0$  и  $S_{орг}$ . По-видимому, в верхнем восстановленном гор. 60—52 см (ст. 3334, см. фиг. 2, а), обогащенном органикой ( $C_{орг}$  0,8%), этот процесс еще не успел реализоваться, и можно предположить дальнейшее накопление именно серы пирита. При дальнейшем развитии сульфатредукции в осадке с определенного момента ее продуктивность превышает общий поток кислорода (который ограничен гранулометрическими и физико-химическими свойствами перекрывающего слоя), что обуславливает создание анаэробных зон и накопление сульфидной серы. Пример такого уровня развития процесса можно видеть в осадках ст. 7939 (см. фиг. 2, в). В случае если запас усвояемого органического вещества на данном этапе исчерпан, наблюдается распределение форм серы, подобное описанному, а продолжение процесса соответствует созданию анаэробных условий во всей массе осадка в целом. Образование элементной, а вслед за ней и органической серы замедляется, а формирование серы пирита лимитируется присутствием и реакционной способностью гид-

роокисных форм железа [3]. Необходимо отметить, что на всех этапах количество и формы железа в осадке играют существенную роль в накоплении  $\sum S_{H,S}$ . Формирование главной составляющей  $\sum S_{H,S}$  — пирита в рассматриваемых условиях контакта с кислородом безусловно включает и цикл окислительно-восстановительных реакций с участием железа. В данном случае содержание реакционноспособного железа невелико (0,3—1,0%), однако при общем слабом развитии сульфатредукции достаточно для связывания образующейся восстановленной серы.

В заключение следует отметить, что приведенная трактовка результатов оказалась возможной вследствие удачного сочетания в исследованных осадках относительно невысокого уровня развития сульфатредукции с характерными изменениями условий осадкообразования. Часто, при существенно большем развитии процесса, некоторая часть восстановленной серы формируется в анаэробных условиях, поэтому первоначально возникшие при участии кислорода соотношения форм серы изменяются за счет дальнейшего накопления сульфидной и пиритной (окисление:  $2Fe^{3+} + 2S^{2-} \rightarrow FeS_2 + Fe^{2+}$  [9]) серы, которое ограничено только содержанием железа в осадке. Таким образом, особенности условий осадкообразования достаточно выразительно отражаются в распределении форм серы при небольших (в целом по колонке) содержаниях органического вещества и частично маскируются при повышенных его количествах. В данном случае именно резкие изменения  $C_{орг}$  при общем низком его фоне позволяют выделить характерные связи между отдельными формами серы.

#### Литература

1. Бурков В. А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 253 с.
2. Волков И. И. Соединения серы в диагенезе современных осадков.— В кн.: Океанология. Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 381—400.
3. Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н. Соединения серы в диагенезе осадков трансокеанского профиля.— В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Наука, 1980, с. 51—64.
4. Волков И. И., Жабина Н. Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 5—27.
5. Волков И. И., Жабина Н. Н., Демидова Т. П., Соколов В. С. Окислительно-восстановительные процессы в осадках зоны Перуанского апвеллинга.— В кн.: Геохимическая деятельность микроорганизмов в осадках Тихого океана. Пушкино: 1981, с. 92—133.
6. Волков И. И., Жабина Н. Н., Соколов В. С. и др. Соединения серы в осадках Аравийской части Индийского океана.— Геохимия, 1981, № 10, с. 1569—1590.
7. Емельянов Е. М., Романкевич Е. А. Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.
8. Жабина Н. Н., Демидова Т. П., Морозов А. А. Соединения серы в Сомалийской котловине Индийского океана.— Геохимия, 1979, № 12, с. 1868—1882.
9. Морозов А. А., Розанов А. Г. О взаимодействии гидроксида железа с сульфидной серой.— Журн. неорганической химии, 1979, т. 24, № 12, с. 3202—3207.
10. Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1953, т. 7, с. 70—90.
11. Розанов А. Г., Морозов А. А. О диагенетических сульфидах железа.— Литология и полез. ископаемые. 1983, № 5, с. 89—101.
12. Berner R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the Modern ocean. Its geochemical and environmental significance.— Amer. J. Sci., 1982, v. 282, № 4, p. 451—473.
13. Migdisov A. A., Girin Yu. P., Galimov E. M. e. a. Major and minor elements and sulfur isotopes of the mesozoic and cenozoic sediments at sites 415 and 416, Leg. 50.— Deep-Sea Drilling Project, 1979, v. L, p. 675—689.
14. Hartmann M., Müller P. I., Suess E., Van der Weijden C. H. Chemistry of late quaternary sediments and their interstitial waters from the NW African continental margin.— «Meteor» Forsch.-Ergebn., 1976, № 24, S. 1—67.

УДК 550.4(261/264)

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И НАЧАЛЬНЫЕ СТАДИИ  
ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВОГО СТЕКЛА***ГЕПТНЕР А. Р., СЕЛЕЗНЕВА М. А., СМЕЛОВ С. Б., ЛИСКУН И. Г.*

Рассмотрены особенности образования, строения и химического состава вулканических стекол, образующихся при извержении базальтовой магмы. Проанализирован химический состав палагонитов из зон выветривания, промывания холодными подземными водами и изменения пород нагретыми подземными водами. Установлено обогащение вторичных минералов не только калием, но и радиоактивным аргоном.

Вулканическое стекло играет большую роль не только в строении разнообразных базальтовых гиалокластитов. Нередко оно составляет значительную часть базальтовых лавовых тел субаквального и субаэрального происхождения. Выяснение условий образования, особенностей строения и состава вулканических стекол, так же как и продуктов их изменения, важно для уточнения обстановки образования вулканитов, правильной расшифровки способа образования вторичных минералов в толщах базальтоидов.

Условия образования стекла при извержении базальтов, его изменение в разных условиях и комплекс вторичных минералов, возникающий при этом, вполне определенно могут быть установлены на основе изучения современных или относительно молодых слабоизмененных геологических объектов.

В основу настоящей статьи положены исследования состава и преобразования базальтовой гиалокластики Исландии. Основная масса миоцен-плиоценовых и плейстоценовых базальтоидов Исландии относится к толеитовой серии пород. Лишь среди современных и голоценовых образований на острове известны щелочные оливковые базальты [25].

Изменение вулканических стекол происходит в широком спектре условий. На поверхности земли — это зоны выветривания, преобразования материала в ледовой обстановке, на дне пресных и соленых водоемов. Захороненные вулканические стекла изменяются под действием холодных и горячих подземных вод.

В настоящей работе рассматриваются вторичные преобразования в толеитовых гиалокластитах из зоны современного выветривания Исландии и для сравнения в щелочных гиалобазальтах и андезитобазальтах зоны почвообразования на высокогорном плато Армении. Гидротермальные изменения толеитовой и щелочной гиалокластики Исландии сравниваются с изменениями, произошедшими в зоне промывания холодными подземными водами в щелочных базальтах Гавайских островов и в щелочных олигоценых гиалобазальтах и гиалокластитах Монголии.

**Условия образования и состав стекол, образующихся при извержении базальтовой магмы.** В Исландии были изучены состав и структурные особенности гиалокластитов разного типа: десквамационных, генетически связанных с образованием подушечных лав; пульверизационных, образующихся в результате подводной дезинтеграции расплава, извергающегося с большой скоростью; гидроэксплозивных, образующихся при подводных взрывах. Кроме того, петрографические особенности стекла в базальтах изучались в поверхностной корке канатных лав субаэральных потоков, в краевых частях интрузивных тел (дайки, силлы), в тefре субаэральных взрывов, а также в субаэраль-

ных потоках с различной раскристаллизацией лавового материала. Характерные особенности состава и строения стекол щелочных базальтов были изучены на примере олигоценовых субаэральных лав Монголии. В последнем случае исследован непрерывный структурный ряд от витробазальтов до полностью раскристаллизованных микродолеритовых типов пород. В этом же районе установлено наличие витрокластического материала, образовавшегося в результате субаэральных эксплозий.

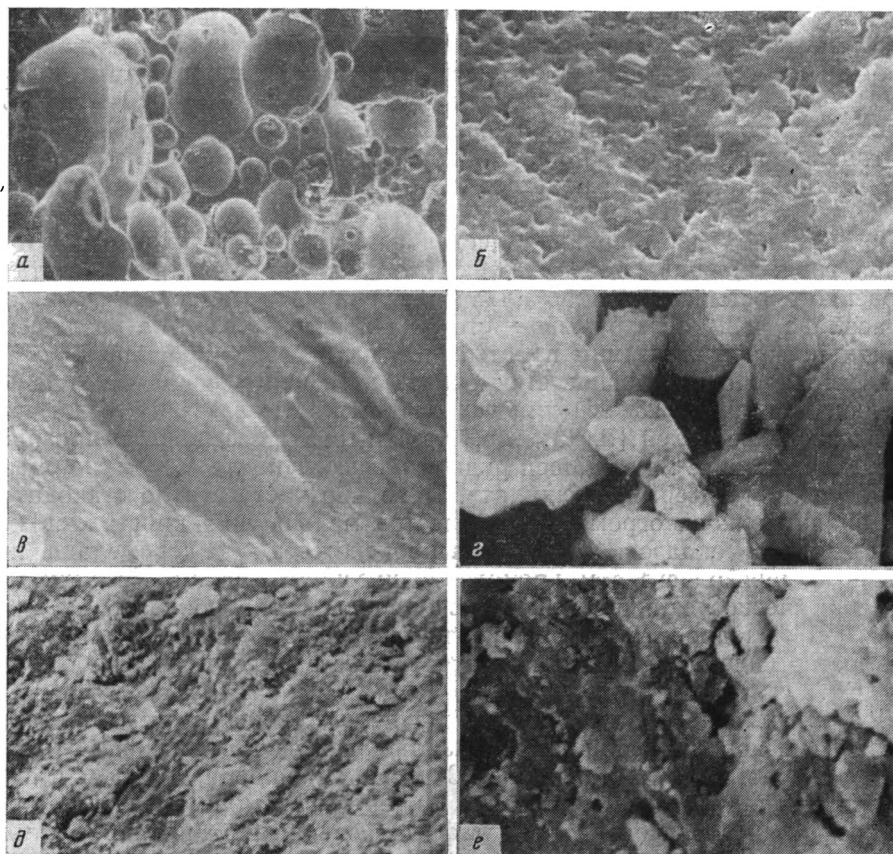
По условиям формирования исследованные стекла подразделяются на два типа: 1) закалочный — стекла, образовавшиеся в результате мгновенного остывания слабо или совершенно нераскристаллизованного расплава, и 2) остаточный — стекла, появляющиеся на различных стадиях раскристаллизации и остывания излившегося расплава.

В литературе закалочное стекло базальтов нередко называют сидеромелановым [2, 13, 23, 25] или тахилитовым [1, 14, 18]. В то же время ряд исследователей [2, 23 и др.] тахилитовым называют непрозрачное стекло, забитое мельчайшей рудной пылью. Иногда в этом же смысле употребляется термин «тахилит». Довольно часто стекло становится непрозрачным из-за огромного количества мельчайших кристаллов пироксена и плагиоклазов. Закалочное происхождение сидеромелана, постепенный переход его в микрокристаллическую породу (тахилит) и петрографическое отличие этих типов породы четко показано Е. Фуллером [21]. Подробная петрографическая характеристика и химический состав сидеромеланов приводятся также в ряде других работ [29, 30 и др.].

Постепенный переход закалочного сидеромеланового стекла в тахилитовый тип породы неоднократно наблюдался в шлифах при изучении даек, субаэральных (лава вулкана Суртсей, извержение 1967 г.) и субаквальных (подушечные лавы ряда районов Исландии) лавовых тел, крупных обломков субаэральной тефры (извержение вулкана Эльдфедль, 1973 г., о. Хеймаэй), пульверизационных гиалокластиков (Южная Исландия) [3]. Везде внешние порции застывшей лавы состояли из бледно окрашенного в желто-коричневые тона прозрачного стекла, включающего иногда небольшое количество микролитов плагиоклаза, пироксена и оливина. При движении в глубь породы или крупного обломка тефры в стекле появляются микролиты. Постепенно количество их увеличивается, иногда появляются отдельные, сначала редкие вариолитовые скопления микролитов, затем стекло исчезает полностью и внутренняя часть корки закала оказывается состоящей из раскристаллизованной породы с микрокристаллической радиально-лучистой сферолитовой или призматически-зернистой структурой.

В зоне интенсивного парообразования, например при гидроэксплозивных извержениях, закалочные стекла очень часто бывают сильнопористыми, пемзовидного облика. Образующиеся при этом поры достаточно крупные, хорошо видны в оптическом микроскопе (фиг. 1, а). Десквамационная и пульверизационная гиалокластика обычно содержит небольшое число крупных газовых пустот. Мельчайшие газовые пустоты в большом количестве обнаружены при исследовании десквамационных и гидроэксплозивных сидеромелановых стекол под сканирующим микроскопом там, где в стекле располагаются отдельные микролиты, «скелетные» кристаллы и вариолитовые сростки кристаллов (см. фиг. 1, б). Там, где вариоли достигают значительных размеров, газовые пустоты увеличиваются настолько, что их можно наблюдать в оптическом микроскопе. Такое соотношение кристаллов и ассоциирующих с ними газовых пустот указывает на интенсивное выделение газа в процессе кристаллизации расплава.

Сходство химического состава сидеромелановых стекол и генетически связанных с ними базальтов подчеркивалось многими исследователями, изучавшими корки закала подушечных лав. Аналогичные результаты получены нами при сравнении химического (%) состава подушечных лав (А), гидроэксплозивных сидеромелановых туфов (Б) и субаэ-



Фиг. 1. Структура поверхности свежих (современных) и слабопалагонитизированных (голоцен) сидеромелановых стекол гидроэксплозивных извержений  
*a* — *г* — сидеромелановый пепел вулкана Суртсей; (*a* — общий вид вспененного, пузырьчатого стекла, ув. 500, *б* — микропористость в зоне образования кристаллических микродендритов, ув. 5000, *в* — поверхность мельчайшего газового пузыря, ув. 20 000, *г* — обломки стекла пелитовой размерности, ув. 5000); *д* — *е* — сидеромелановое стекло с начальной стадией палагонитизации (*д* — «рыхлая» гидратированная поверхность сидеромеланового стекла из толщи современного ледника, ув. 7000, *е* — гидратированная, со следами растворения поверхность сидеромеланового стекла из современных золотых отложений, ув. 10 000)

ральных потоков толеитовых базальтов (В), слагающих единый интрагляциальный вулканический комплекс хр. Каульфстиндар Юго-Западной Исландии [3]:

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O-	H <sub>2</sub> O+	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
А	46,79	1,44	14,50	2,41	9,95	12,16	10,48	0,18	2,18	0,25	0,04	0,11	0,07	99,66
Б	46,27	1,40	14,57	2,83	8,38	11,83	9,02	0,18	1,87	0,23	1,64	1,21	0,07	99,54
В	46,89	1,40	14,35	2,05	9,67	12,15	10,56	0,18	2,03	0,20	0,06	Нет	0,09	99,63

Сходные данные имеются и для щелочных оливиновых базальтов. Так, практически не отличимы результаты химического анализа сидеромелановой гидроэксплозивной тефры и лав вулкана Суртсей или сидеромелановой тефры субаэральных эксплозий и лав вулкана Эльдфедль [17, 25]. Замещение сидеромеланового стекла в пределах корки закала субаэральных и субкавальных базальтов тонкозернистой полнокристаллической породой, не отличающейся от стекла по химическому составу, происходит в результате очень быстрой кристаллизации в зоне соприкосновения расплава с воздухом или паром.

Остаточное стекло в толеитовых и щелочных оливиновых базальтах Исландии играет, как правило, очень небольшую роль, заполняя мельчайшие интерстиционные промежутки в породах лавовых потоков и даек с микродолеритовой структурой. Обычно это прозрачное, бесцвет-

Химический состав базальтов Исландии и Монголии, %

Компонент	Исландия						Монголия		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	45,20	46,40	47,92	71,93	47,27	45,21	41,62	43,95	43,40
TiO <sub>2</sub>	2,33	1,99	0,76	0,47	0,82	0,59	2,29	2,55	2,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,16	13,01	17,06	13,06	15,63	11,80	12,26	12,34	12,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,15	2,89	3,21	2,81	1,80	1,64	9,29	5,56	5,54
FeO	7,59	8,28	3,69	0,46	7,67	8,37	3,44	6,16	6,51
MnO	0,19	0,18	0,14	0,05	0,16	0,18	0,40	0,28	0,35
CaO	11,89	12,62	16,91	1,38	13,95	10,66	11,39	10,00	10,14
MgO	9,77	11,58	9,11	0,11	11,20	20,49	9,34	9,70	9,12
Na <sub>2</sub> O	2,20	1,95	1,52	3,06	1,50	1,08	2,50	4,38	4,45
K <sub>2</sub> O	0,88	0,67	0,22	4,57	0,06	0,06	2,11	1,36	1,34
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,60	0,25	—	1,62	0,26	0,05	2,49	1,56	1,61
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,40	0,43	0,18	0,44	0,06	0,04	2,23	0,80	0,72
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,24	0,32	0,12
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,26	0,05	0,04	—	—	0,92	0,92	1,34
Σ	100,76	100,51	100,77	99,99	100,38	100,17	100,52	99,88	99,90

Примечание. 1—4 — субаэральный лавовый поток базальтов с сегрегационными выделениями, плещен: 1 — базальт без сегрегационных выделений, 2 — базальт с сегрегационными выделениями, 3 — сегрегационное выделение в базальте, 4 — стекло из сегрегационного выделения; 5—6 — подущечные лавы, плещен: 5 — верхний уровень подущечной отдельности, 6 — нижний уровень подущечной отдельности, обогащенный крупными кристаллами оливина, пироксена и плагиоклаза; 7—9 — субаэральные лавовые потоки базальтов верхний олигоцен.

ное или слабоокрашенное в бледно-коричневый цвет стекло с низким показателем преломления (1,550 и ниже). Этим остаточные стекла базальтов четко отличаются от закалочных сидеромелановых стекол, имеющих значительно больший показатель преломления (1,600 до 1,615).

Низкие показатели преломления остаточных стекол указывают на значительно более кислый их состав по сравнению с валовым химическим составом породы в целом. Это хорошо видно при сравнении данных химических анализов субаэрального потока базальтов и остаточного стекла в нем (табл. 1). Образцы собраны М. А. Ахметьевым в 1978 г. на территории Западной Исландии. Характерная особенность этого лавового потока — наличие многочисленных, гнездообразных сегрегационных скоплений крупных кристаллов оливина, пироксена и плагиоклаза. Распределение крупных кристаллов и их скоплений в породе неравномерное. В некоторых случаях крупные кристаллы ассоциируют с бесцветным стеклом, постепенно замещающимся основной массой раскристаллизованного базальта. Как видно из полученных данных (см. табл. 1), различия в составе базальтов, содержащих крупные кристаллы оливина, пироксена и плагиоклаза и не содержащих их, заметны, но не выходят за рамки вариаций химического состава базальтов этой провинции. В то же время стекло, встреченное только в местах скопления крупных кристаллов, по химическому составу отвечает липариту (см. табл. 1, 4). Важно обратить внимание на то, что остаточное стекло здесь обогащается щелочами и особенно сильно калием.

Как было показано ранее [4], в толеитовой сидеромелановой гиалокластике Ti и K концентрируются в стекле и отсутствуют в плагиоклазах, пироксенах и оливинах. Кремний и кальций довольно равномерно распределены между стеклом, пироксенами и плагиоклазами, Al и Na значительно больше в плагиоклазах, чем в стекле. Железо, магний, титан и калий равномерно распределены в стекле, а в оливинах и пироксенах содержание Mg по сравнению со стеклом резко увеличивается. Характер распределения элементов в стекле и кристаллической фазе сидеромелановой гиалокластики важно иметь в виду при интерпретации валовых химических анализов слабоизмененных, палагонитизированных гиалокластитов.

В литературе неоднократно указывалось на кислый состав и повышенное содержание щелочей в интерстиционных стеклах базальтов, в том числе и толеитов Исландии [18, 27]. Здесь уместно сослаться также и на результаты определения состава остаточных стекол толеитовых базальтов лавового озера на Гаваях [20]. Интересные результаты о распределении калия и его связи с остаточным стеклом в базальтах Исландии получены при сопоставлении химического состава верхней и нижней раскристаллизованных частей неизменных плейстоценовых подушечных лав. Образцы отбирались из толщи интрагляциальных подушечных лав, обнажающихся на восточном берегу оз. Тингвадлататн, из нижней части возвышенности Мидфедль. В обнажении хорошо видно обогащение нижних частей подушек осевшими крупными кристаллами оливина, пироксена и плагиоклаза. Результаты химического анализа верхней и нижней частей лавовой подушки приведены в табл. 1. Различия в содержании  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  объясняются большим количеством оливина и пироксенов в нижней части подушек. Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в разных частях подушки различается мало, а калия практически не изменяется. Это обусловлено тем, что щелочи связаны в основном с недифференцированной стеклянной фазой толеитового базальта, содержание которой в верхней и нижней частях подушек одинаково.

Кислый состав остаточного стекла определяет его относительную устойчивость при изменении породы. Так, например, свежее стекло (от 7 до 10% породы) встречено в интерстициях гидротермально-измененных базальтовых даек Восточной Исландии (Брейддалур). В этих же породах пироксены частично, а плагиоклазы часто полностью замещены смектитами. Глинистое вещество заполняет все газовые пустоты.

Аналогичное соотношение степеней изменения стеклянной и кристаллической фаз обнаружено в щелочных гиалобазальтах Монголии. Химические анализы некоторых исследованных субаэральных лав Монголии приведены в табл. 1. Эти породы очень слабо изменены. Стекло прозрачное, окрашено в светло-коричневый или фиолетово-коричневый цвет. Показатель преломления меньше 1,540. Иногда в стекле видно большое количество мельчайших прозрачных кристаллов. Вокруг редких кристаллов рудных минералов в окрашенном стекле расположены белые «дворики» обесцвеченного стекла. Это указывает на то, что окраска стекла обусловлена в основном наличием в нем железа. Стеклянная фаза, составляющая от 3 до 30% базальтов, свежая, а оливины частично или полностью замещены глинистыми минералами. Напомним, что на начальных этапах разрушения закалочной сидеромелановой гиалокластики не только плагиоклазы и пироксены, но и оливины, содержащиеся в стекле, остаются свежими [2].

**Содержание воды в стеклах.** Характерной особенностью свежих базальтовых стекол является очень низкое содержание воды. Мало воды и в свежих базальтах с остаточным стеклом и без него [7, 25 и др.]. В условиях нормальных давлений вода может входить в структуру сидеромелановых стекол. Интенсивность гидратации в основном зависит от температуры.

Начальные этапы разрушения структуры стекла в период его гидратации четко устанавливаются при изучении содержания в стеклах радиоактивного изотопа  $^{40}\text{Ar}$ . Хорошо известно, что закалочные сидеромелановые стекла подушечных лав по сравнению с базальтами основной части подушки содержат в большом количестве заимствованный из расплава избыточный радиоактивный изотоп  $^{40}\text{Ar}$ , «захваченный» стеклом при его мгновенном образовании [19]. Захват закалочными стеклами радиоактивного изотопа аргона удалось подтвердить при исследовании сидеромелановых стекол современного вулкана Суртсей в Исландии. Туфы вулканической постройки этого времени, состоящие почти целиком из сидеромелана, накопились в 1963—1964 гг. в период гидрозксплозивной деятельности вулкана. При таких извержениях в результате контакта воды и магмы происходили мгновенная закалка и остывание мелких порций остеклованного расплава. Стекло гидро-



эксплозивных туфов содержит большое количество захваченного аргона ( $2,69 \pm 0,27$   $^{40}\text{Ar}$  рад  $\cdot 10^{-7}$  см<sup>3</sup>/г) и поэтому рассчитанный возраст гиалокластике оказывается очень древним ( $13 \pm 1,5$  млн. лет). В то же время сидеромелановая корка закала канатных лав, извергавшихся этим же вулканом в 1965—1967 гг., практически не содержит радиоактивный изотоп аргона.

В отличие от мгновенно остывающих туфов медленное остывание лав способствовало дегазации и удалению из стекла корки закала лавового потока захваченного расплавом аргона.

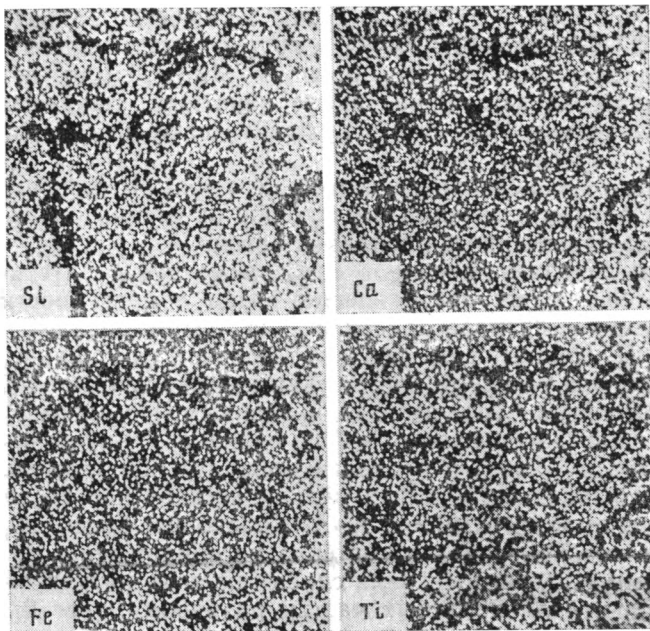
Во время извержения гидроэксплозивные туфы интенсивно смачивались морской водой, испарявшейся затем с поверхности насыпного конуса. При этом на поверхности стекла формировались кристаллы ангидрита [2]. Несмотря на такое интенсивное смачивание, вулканическое стекло туфов во время извержения и несколько лет после него оставалось в основной массе негидратированным. По данным С. П. Якобсона [23], палагонитизация в туфах вулкана Суртсей впервые была зафиксирована в 1969 г. в пределах прикратерной термальной площади. На северо-западных склонах вулканического конуса за пределами термальной аномалии в 1972 г. А. А. Красновым были собраны образцы тефры, в которой изменение стекла не обнаружено. Зафиксированные по данным ИК-спектроскопии слабые полосы поглощения ОН-групп отмечены только для пепловых частиц размером менее 0,001 мм [2]. Наиболее вероятно, что это явление связано со слабой гидратацией поверхности обломков стекла без изменения его структуры и удаления захваченного радиоактивного изотопа  $^{40}\text{Ar}$ .

Отсутствие следов изменения на поверхности песчаных и алевроитовых пепловых частиц подтверждено при исследовании их на электронном микроскопе. Поверхность пепловых частиц совершенно свежая, ровная, с сохранившимися следами пластических деформаций и мельчайших газовых пузырьков. Обломки грубой пелитовой размерности характеризуются острыми углами и гранями. Для сравнения изучалась поверхность слабогидратированных сидеромелановых пеплов из толщи современного ледникового покрова (ледник Брейдамерйёкудль) и из современных эоловых отложений центральных районов Исландии (см. фиг. 1, *г—е*)<sup>1</sup>. Полученные данные позволяют утверждать, что при низких температурах (0—17°С) и высокой влажности (1450 мм/год) [24, 26] в течение нескольких лет сидеромелан остается неизменным.

Стекло разрушается значительно интенсивнее при повышении температуры. Начальные стадии разрушения сидеромеланового стекла при соприкосновении с нагретой водой исследовались в гидротермально-измененных десквамационных гиалокластитах плейстоценовых подушечных лав юго-западной Исландии (гора Мосфедль, обр. Р-1). Здесь крупные открытые трещины, некоторые газовые пустоты, открывающиеся наружу и пространство между обломками стекла в гиалокластитах, заполнены смектитами, цеолитами и кальцитом. Сидеромелановое стекло по краям обломков и по трещинкам палагонитизировано. Хорошо развита зона «корешкового» палагонита с отдельными крупными каналами растворения, глубоко проникающими в стекло. Многочисленные закрытые трещинки пересекают центральные участки обломков стекла. В оптический микроскоп на этих участках не видно никаких минеральных новообразований. Однако удалось установить, что оптически свежее стекло содержит намного больше воды (0,45%) по сравнению с современной неизменной сидеромелановой гиалокластикой (0,05%) уже упоминавшегося подводного вулкана Суртсей [31].

Рентгеноспектральный микронзондированием в сидеромелановом стекле (обр. Р-1) из гидротермально-измененных подушечных лав установлено перераспределение вдоль системы тончайших трещинок таких элементов, как железо, титан и кальций. Миграция этих элементов

<sup>1</sup> Структура базальтовых стекол изучалась в лаборатории физических методов осадочных пород Геологического института АН СССР совместно с Е. В. Покровской.



Фиг. 2. Распределение Si, Ca, Fe и Ti в сидеромелановом стекле, разбитом системой тонких трещин (обр. P-1a).

выявлена при сопоставлении данных распределения в зоне трещин петрогенных элементов (фиг. 2). Из этого сопоставления хорошо видно, что трещинки в стекле, прекрасно выраженные на фотографиях распределения Si, Al, Na и Mg, отсутствуют или очень плохо распознаются на снимках распространения Ti, Fe и Ca. Это явление интерпретируется нами как перераспределение кремния, алюминия, натрия и магния уже на самой ранней стадии изменения структуры стекла, связанное с его гидратацией. Изотопными исследованиями «свежих» участков этого же закалочного сидеромеланового стекла установлена полная потеря захваченного радиогенного аргона (табл. 2, обр. P-1a). Здесь уместно добавить, что валовой анализ этой породы, состоящей из стекла, смектита, цеолитов и кальцита, показал аномально большое содержание радиогенного изотопа  $^{40}\text{Ar}$  (см. табл. 2, обр. P-1б).

Таким образом, проникновение воды в глубь базальтового стекла и удаление из него радиогенного аргона при гидротермальной переработке и нагреве породы сопровождаются разрушением структуры стекла, перераспределением ряда компонентов и этим существенно отличаются от эффекта низкотемпературной поверхностной гидратации сидеромелановых стекол, сохраняющих большое количество «захваченного» радиогенного аргона.

Следовательно, слабые изменения химического состава сидеромелана при гидротермальном воздействии начинаются еще до того, как появляются уверенно диагностируемые петрографические признаки его разрушения, связанные с формированием палагонита. Палагонит — это рентгеноаморфное вещество, образующееся в результате изменения сидеромеланового стекла [2, 29, 30 и др.]. Структура палагонита подробно рассматривается в ряде работ [2, 11, 29 и др.]. Здесь важно подчеркнуть, что на границе стеклопалагонит структурные особенности меняются очень резко. Эта граница также четко выделяется по смене химического состава на растровых снимках рентгеноструктурного микрозондирования. Палагонит формируется без изменения его объема при полном растворении стекла [24, 22]. Петрографическим подтверждением этого являются точное соответствие границ обломка стекла и распространения палагонита, а также отсутствие деформаций газовых

Результаты измерений содержания радиогенного аргона

Номер образца	K, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} \cdot 10^{-7}, \text{ см}^3/\text{г}$	Кажущийся возраст, млн. лет	Предполагаемый возраст, млн. лет	Избыточный $^{40}\text{Ar}, \%$
P-1a	0,23	0	0	Плейстоцен (0,5)	0
P-16	0,23	$1,67 \pm 0,16$	$19,2 \pm 1,9$	»	89
70 165	0,38	$1,35 \pm 0,14$	$9 \pm 0,9$	Эоплейстоцен	88
70 165a	0,85	$27,2 \pm 1,56$	$82 \pm 4$	»	97,5
7372	4,4	$32 \pm 1,6$	$19 \pm 0,9$	» (0,7—1,0)	89

Примечание. В сидеромелановых стеклах — P-1a и 70 165; в породе, включающей стекло и вторичные минералы — P-16 и 70 165a; во вторичных минералах — 7372.

пустот и смещения кристаллов, попавших в зону палагонитизации.

**Вторичные образования начальных стадий изменения стекла.** Изменение базальтового стекла и формирование палагонита сейчас известны для различных условий: при очень низкой температуре в теле движущегося льда [6], на дне морских водоемов [28], в зоне действия холодных подземных вод [22], при гидротермальном изменении в прикратерной части вулканов [24] и в результате воздействия нагретых подземных вод с погребенными гиалокластитами, отложившимися на большом удалении от центров извержения [2]. Сравнительно слабо изучены особенности химических изменений в процессе палагонитизации в различных природных обстановках.

В настоящей работе рассмотрены некоторые особенности изменения толеитового и щелочного стекла в зонах: 1) выветривания, 2) действия холодных подземных вод и 3) взаимодействия с горячим паром или нагретыми подземными водами.

**Зона выветривания.** Современные климатические условия Исландии характеризуются низкими годовыми температурами ( $3-5^\circ\text{C}$ ) и большой влажностью (до 4000—8000 мм); средние летние температуры не превышают  $10-11^\circ\text{C}$ ; наибольшее количество осадков (1000—8000 мм) приходится на южную половину острова [26]. Несмотря на низкую температуру, отложения молодых сидеромелановых гиалокластитов с поверхности повсеместно имеют следы интенсивного изменения, отчетливо фиксирующегося по смене темно-оливковой окраски свежих пород на ярко-желтые и ржаво-бурые измененных.

Сидеромелановые гиалокластиты, измененные в поверхностных условиях, изучались на породах, образовавшихся при извержении в толще льда позднплейстоценовых ледников. После отступления ледникового покрова эти отложения никогда не перекрывались более поздними накоплениями и почвенный покров на их поверхности не развивался. Молодые гиалокластитовые отложения слагают протяженные высокие хребты и массивы неправильной формы, рассеченные оврагами. Гиалокластиты в основном состоят из сильно пористого сидеромеланового стекла, в котором в небольшом количестве встречаются мелкие кристаллы и редкие мезокристы оливина, пироксена и плагиоклаза.

Измененные в зоне выветривания обломки стекла с поверхности замешены тоненькой ( $10-100 \text{ мкм}$ ) коркой палагонита, равномерно окрашенного в охристый цвет. Хорошо развит ячеистый тип контакта его со стеклом [2]. При большом увеличении в палагонитовой кайме видно несколько полос, отличающихся различной плотностью окраски и повторяющих контур обломка стекла. Вторичные минералы в межзерновом пространстве и в газовых пустотах обломков оптически исследованы не обнаружены. Однако большая прочность выветренных пород (с трудом раздавливаются в руках) по сравнению с совершенно рыхлыми свежими гиалокластитами позволяет предположить наличие новообразованных тончайших пленок, скрепляющих обломки стекла.

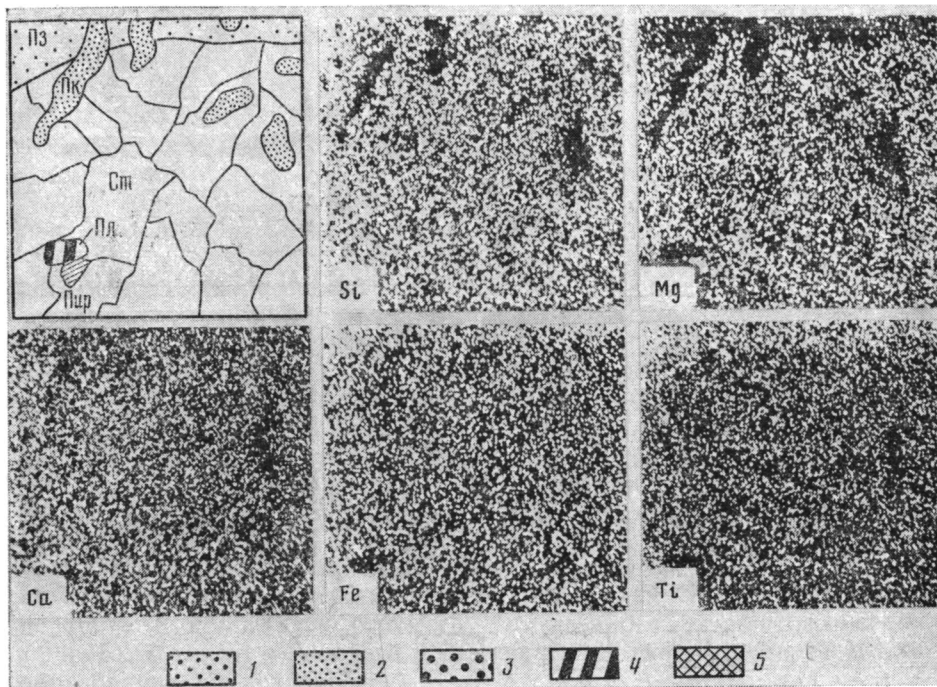
Химический состав свежих (I) и измененных (II) пород, %

Компо- нент	Сидеромелановые гиалокластиты (Исландия)						Андезит-базальты (Армения) [8]		
	I	II	III	I	II	I	II	I	II
SiO <sub>2</sub>	47,95	44,40	23,48	47,84	28,84	47,71	32,91	59,26	45,76
TiO <sub>2</sub>	1,86	1,95	2,93	1,57	2,42	1,75	2,12	0,85	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,42	15,75	20,55	14,59	19,57	15,09	18,84	16,78	21,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	5,42	21,87	13,71*	19,09*	13,05*	18,77*	1,07	7,60
FeO	10,25	8,82	0,27	He	He	He	He	4,38	1,35
MnO	0,19	0,23	0,26	опр.	опр.	опр.	опр.		
CaO	11,90	10,09	0,80	0,25	0,39	0,21	0,27	0,41	0,07
MgO	7,13	6,06	0,84	11,82	3,00	12,22	4,59	6,24	4,06
Na <sub>2</sub> O	2,16	1,85	0,14	7,34	1,64	7,94	2,73	3,36	2,17
K <sub>2</sub> O	0,33	0,28	0,10	1,96	0,49	2,07	0,68	3,74	1,43
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,37	2,34	11,75	0,23	0,20	0,27	0,13	2,21	0,22
				He	He	He	He	1,39	7,78
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,34	2,16	16,35	опр.	опр.	опр.	опр.		
CO <sub>2</sub>	—	—	—	»	»	»	»	0,38	6,87
C	0,20	0,08	0,25	»	»	»	»	0,04	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,27	0,22	»	»	»	»	—	—
п.п.п.	He	He	He	0,23	0,37	0,29	0,33	0,19	—
	опр.	опр.	опр.	0,74	25,66	Нет	20,13	He	He
								опр.	опр.
Σ	99,68	99,70	99,81	100,28	101,39	100,60	101,50	100,00	100,00

\* Суммарное железо.

Для изучения химического состава свежих и измененных гиалокластитов в зоне выветривания образцы отбирались в районе Кризувика (Юго-Западная Исландия). По составу — это гиалокластиты толеитовых базальтов. Обильные осадки, достигающие в этом районе более 2000 мм/год, обеспечивают постоянное и интенсивное промывание пористых туфов. Зона измененных пород мощностью 10—20 см (максимум до 50 см) развита на выложенных участках склонов гор, спускается к днищам оврагов.

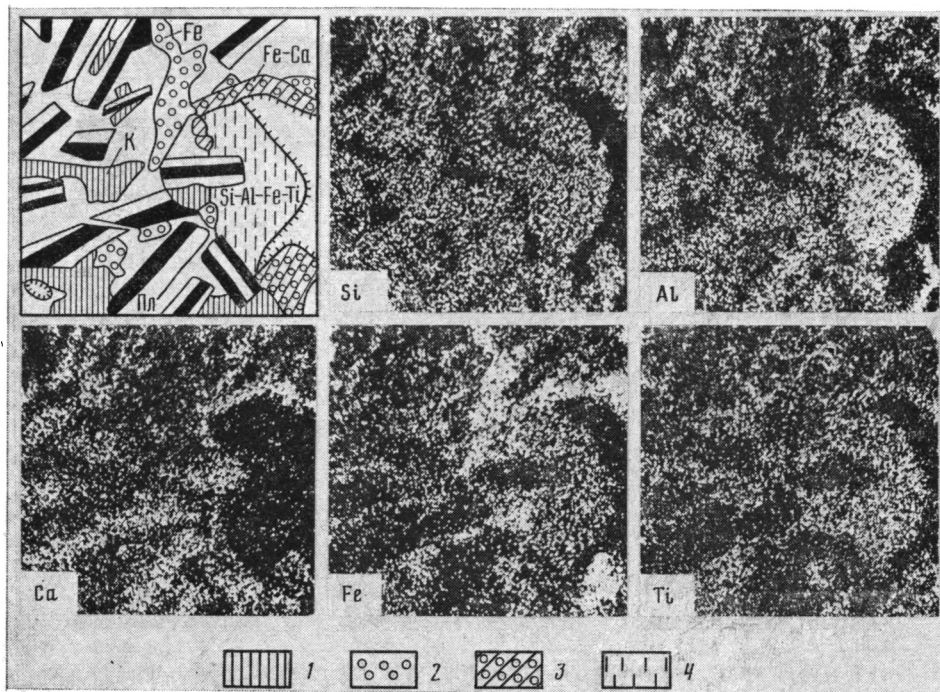
Сопоставление состава свежих и измененных гиалокластитов показало, что в условиях достаточно низких температур и промывного режима формирования коры выветривания в процессе палагонитизации происходит интенсивное растворение стекла. Это хорошо видно из сравнения данных химического анализа свежего сидеромелана и палагонита (табл. 3). Палагонит содержит большое количество воды, и, что особенно важно учитывать, пористость его значительно больше, чем у стекла. Это прекрасно видно при оптических и электронно-микроскопических исследованиях [2]. Как отмечалось выше, процесс палагонитизации происходит без изменения объема стекла. Поэтому для выявления абсолютных количеств удаленных из стекла элементов необходимо учитывать различия удельных весов стекла и палагонита. Для исследованных образцов соответствующих данных нет, а для расчетов приняты значения удельного веса, известные в литературе [22, 29, 30] (для стекла и палагонита они соответственно приняты равными 2,75 и 2). Конечно, данные, полученные с помощью этих значений, необходимо рассматривать как ориентировочные. При палагонитизации сидеромелана в зоне выветривания Ti, Al, Fe, Mn и P являются неподвижными компонентами или даже наблюдается некоторое увеличение их содержания в палагоните. Из стекла выносятся Ca, Na, Mg, K и Si (фиг. 3). Сидеромелановое стекло анализировавшихся гиалокластитов не содержит рудных минералов. Выше указывалось, что весь титан входит в состав стекла. Поэтому наблюдающееся увеличение его содержания в палагоните, так же как и Al, Fe, Mn и P, является кажущимся и вызвано отсутствием точных данных об удельном весе стекла и палагонита для каждого образца.



Фиг. 3. Распределение Si, Mg, Ca, Fe и Ti в зоне корешкового палагонита (обр. P-1a)  
 1 — стекло; 2 — поры зоны корешкового палагонита; 3 — зона крупнопористого палагонита; 4 — плагиоклаз; 5 — пироксен

Неподвижность Ti, Al, Fe, Mn и P легко выявляется по анализу выноса из стекла компонентов методом элемента свидетеля [12]. Таким элементом был выбран титан, исходя из общей малой подвижности этого элемента. Кроме того, нет никаких оснований ожидать привноса титана в современную зону выветривания молодых гиалокластитов. Согласно произведенным расчетам, из стекла наиболее интенсивно выносятся Ca, Na и Mg, менее интенсивно K и Si. Ряды подвижности для этих элементов, рассчитанные изоволюметрическим методом и методом элемента свидетеля, хорошо совпадают. Для изученных двух образцов этот ряд выглядит так:  $Ca > Na > Mg > K > Si$ . Для одного образца получена несколько иная последовательность подвижности компонентов:  $Ca > Mg > Na > Si > K$ .

Рассмотренные результаты интересно сравнить с данными, полученными при исследовании более кислого ( $N=1,535$ ) и, следовательно, более устойчивого остаточного стекла андезито-базальтов, измененных в почвенно-элювиальном профиле Лорийского нагорья Армении. Результаты химического и минералогического анализов свежих и измененных пород приведены в работе Б. П. Градусова и А. Г. Черняховского [8]. Образцы для исследования характера распределения петрогенных элементов в стеклянной фазе свежих и измененных пород с помощью микроанализатора предоставлены из коллекции А. Г. Черняховского. Установлено, что изменение этих пород начинается с интенсивного разрушения стеклянной фазы и сопровождается перераспределением и выносом из нее всех петрогенных элементов, включая и титан (фиг. 4). Часть вынесенных элементов фиксируется в пределах изменяющейся породы в аморфном минеральном веществе, синтезированном в газовых пустотах. Значительная интенсивность разрушения остаточного стекла и миграция из него таких компонентов, как Ti, Al и Fe, обусловлены не столько более высокими среднегодовыми температурами зоны изменения, сколько более низкими значениями pH и наличием активного органического вещества в почвах.



Фиг. 4. Распределение петрогенных элементов в стекле и вторичных минералах, синтезированных в газовой пустоте. Выветренный андезит (Армения). Зоны относительного обогащения: 1—K; 2—Fe; 3—Fe, Ca; 4—Si, Al, Fe, Ti. Остальные обозначения см. на фиг. 3

Зона действия холодных подземных вод. Изменение сидеромеланового стекла в результате воздействия холодных подземных вод изучено на примере верхнеолигоценых отложений Монголии (свита шант-гол, Центральная Монголия). Здесь в толще красноцветных терригенных отложений кроме покровов щелочных базальтов присутствуют и маломощные (3—3,5 м) линзы вулканогенно-осадочных отложений, иногда с большим количеством сидеромелановой гиадокластике.

Породы осадочной толщи, сложенные главным образом алевропелитами, лишены каких-либо признаков воздействия нагретых подземных вод. Литология этих отложений подробно рассмотрена И. Г. Лискун [9].

В базальтах и вулканогенно-осадочных отложениях, служивших водоносным горизонтом, в некоторых разрезах удается установить значительные изменения вулканогенного материала. Вулканическое стекло тефры палагонитизировано, в базальтах частично изменены темноцветные минералы (главным образом оливины).

В ряде исследованных разрезов вулканогенно-осадочный материал в подошве базальтовых потоков обожжен. Сидеромелановое стекло на этих участках приобретает красноватый оттенок и совершенно неизменное. Большая устойчивость процессам даже высокотемпературного изменения обожженных сидеромелановых стекол отмечалась нами ранее при изучении изменения сидеромелановых стекол Исландии [2]. Петрографические исследования сидеромеланового стекла из свиты шант-гол показали неравномерный, мозаичный характер распределения как палагонита, так и вторичных минералов, образовавшихся в результате изменения базальтового материала. В составе вторичных минералов вулканокластитов обнаружены (в порядке образования): натрий-алунит, смектиты, калиевые цеолиты и кальцит. Концентрически-зональная микроструктура выделений кальцита в пористых частях этих отложений четко отличается от рассеянного во вмещающих терригенных отложениях пелитоморфного кальцита. Смектиты и калиевые цео-

литы встречаются в основном в газовых пустотах обломков стекла. Мельчайшие кристаллики натрий-алунита распространены на поверхности обломков стекла и многих газовых пустот. Важно подчеркнуть, что состав вторичных минералов на участках палагонитизированного и неизмененного обожженного стекла остается одинаковым. Этот факт позволяет считать, что вторичные минералы, обнаруженные в зоне обжига, были синтезированы из раствора, минеральная составляющая которого образовалась в основном в результате разрушения необожженной базальтовой гиалокластике.

Изучить химический состав палагонита в этих отложениях не удалось. О поведении петрогенных компонентов при разрушении стекла можно судить исходя из состава вторичных минералов, парагенетически связанных с процессом палагонитизации. На интенсивный вынос натрия из разрушающегося щелочного стекла указывает образование натрий-алунита первым в ряду вторичных минералов. С помощью рентгеновского микроанализатора удалось установить некоторые особенности распределения петрогенных элементов в глинистом веществе. Здесь основными компонентами являются кремний и алюминий, роль железа незначительна, очень мало кальция, магния и титана. Однако на некоторых участках распространения глинистого вещества (например, в газовых пустотах сидеромелановой гиалокластике) выявлены отдельные зоны, обогащенные железом или калием. Границы этих зон секут концентрически-полосчатую структуру аутигенного глинистого вещества (фиг. 5). Помимо глинистого вещества калий входит в состав цеолитов, образовавшихся позднее.

Интересные данные о характере изменения щелочного сидеромеланового стекла в зоне промывания гиалокластитов холодными водами на Гавайских островах приводятся в работе Р. Л. Хейя и А. Иджимы [22].

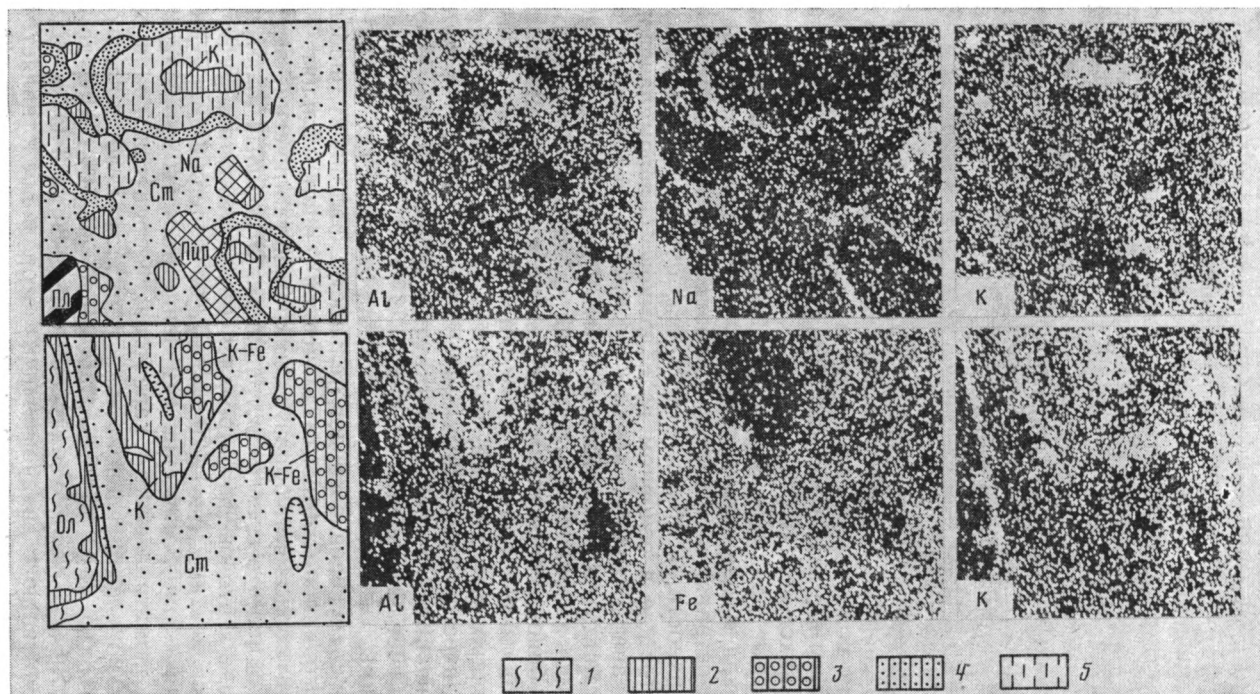
С поверхности, в почве, отложения, слагающие разрушенный кратер, и состоящие в основном из обломков сидеромеланового стекла, глинизованы и сцементированы опалом. Встречающиеся в гиалокластике кристаллы оливина в почве изменены. За пределами зоны почвообразования гиалокластиты в верхней части кратерной постройки свежие. С глубиной они сменяются породами в различной степени палагонитизированными. Характерно, что даже в зоне интенсивной палагонитизации микролиты оливина, пироксена и плагиоклаза остаются свежими. Количество аутигенных минералов соответствует интенсивности палагонитизации. Это свидетельствует о формировании вторичных минералов за счет разрушения стекла.

Аутигенные минералы палагонитизированных гиалокластитов образовались в следующей последовательности: филлипсит, шабазит, анальцит, монтмориллонит (диоктаэдрический), опал, кальцит, Mg-кальцит и гипс. Монтмориллонит образует микрокристаллические агрегаты в цементе и проникает в стекло по трещинам. В поровых пространствах отчетливо видно, что он формировался после цеолитов. Судя по его оптическим свойствам ( $N=1,420-1,540$ ), он содержит мало железа.

При выяснении химических изменений расчеты производились с учетом изоволюметрического характера, процесса палагонитизации. В среднем по всем исследованным образцам в зоне палагонитизации стекло потеряло  $\text{Na}_2\text{O}$  до 96%,  $\text{CaO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  до 74%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 54%,  $\text{MgO}$  до 47% и  $\text{SiO}_2$  до 28%. Увеличение содержания  $\text{TiO}_2$  в палагоните до 16% по сравнению с сидеромеланом авторам представляется аномальным и, возможно, объясняется тем, что данные микрозондирования и изменения объемного веса были установлены на разных образцах. Содержание железа в стекле и палагоните почти одинаковое.

На основе приведенных в этой работе данных химического анализа нами рассчитаны коэффициенты устойчивости (подвижности). Они рассчитывались для абсолютных количеств исследуемых элементов, а также исходя из предположения, что содержание Ti при палагонитизации сидеромелана не менялось. По данным, рассчитанным этими методами, получены идентичные ряды устойчивости (подвижности) эле-





Фиг. 5. Распределение петрогенных элементов в сидеромелановой гиауокластике и вторичных минералах, выполняющих газо-  
вые пустоты (Монголия)  
1 — оливия, 2—4 — зоны обогащения вторичных минералов (2 — калием, 3 — калием и железом, 4 — натрием); 5 — бесцветный  
сметит. Остальные обозначения см. на фиг. 3



ментов, причем для разных образцов порядок элементов в них не остается постоянным. В качестве примера ниже приводятся ряды подвижности для палагонитовых туфов с различным составом исходного сидеромеланового стекла: 1) сидеромелан нефелинового состава ( $K_2O$  3,0 вес. %) —  $Na > K > Al > Ca > Mg > Si > Fe = Ti$ ; 2) сидеромелановое стекло ( $K_2O$  — 0,9 вес. %) —  $Na > Mg > K > Ca > Al > Si > Fe = Ti$ ; 3) сидеромелановое стекло толеитового состава ( $K_2O$  0,6 вес. %) —  $Na > Ca > K > Mg > Al > Si > Fe = Ti$ . Как видно из приведенных примеров, за исключением  $Na$ , подвижность  $K$ ,  $Al$ ,  $Ca$  и  $Mg$  зависит, видимо, от конкретных условий растворения стекла и его состава. Железо и титан во всех случаях остаются неподвижными элементами во время образования палагонита.

Итак, при палагонитизации в зоне холодных подземных вод состав и последовательность образования вторичных минералов цемента в значительной степени определяются составом исходных пород. При разрушении щелочных сидеромеланов наряду с другими элементами в раствор переходит особенно большое количество  $Na$ ,  $K$  и  $Ca$ . Этим и определяется формирование в первую очередь в составе цемента гиалокластитов натрий-алунита (Монголия) и цеолитов (Гавайские острова).

Зона гидротермального изменения. Особенно интенсивно палагонитизация сидеромелановых стекол происходит при повышенной температуре. В поверхностных условиях на термальных площадках стекло изменяется в результате воздействия на него горячего пара, а за их пределами — в области циркуляции нагретых подземных вод. Наиболее определенно условия формирования палагонита устанавливаются при исследовании современных вулканических построек.

Детальное исследование процесса палагонитизации проведено С. П. Якобсоном [23, 24] на острове-вулкане Суртсей, образовавшемся в 1963—1967 гг. при подводном извержении щелочных оливиновых базальтов. Насыпной конус сложен в основном сидеромелановым стеклом (82—88 об. %) с небольшим количеством обломков гиалобазальтов и микролитов оливина, плагиоклаза и хромшпинели.

Первые проявления палагонита в пределах термальной площади вулкана Суртсей обнаружены С. П. Якобсоном в 1969 г. Наблюдение процесса палагонитизации свежих сидеромелановых туфов позволило установить, что интенсивность изменения стекла в основном зависит от температуры. За исключением самого верхнего слоя, мощностью от 0,5 до 2 м, прогревавшегося до  $40^\circ C$ , палагонитизация на термальной площади происходила при значительно более высоких температурах. В трещинах с особенно интенсивным выделением пара температура достигала  $100^\circ C$ . Резкое снижение интенсивности разрушения стекла наблюдалось на участках с температурой ниже  $50^\circ C$ .

Пар, пронизывавший туфовую постройку, в значительной степени состоял из морской воды со значениями  $pH$  от 7,7 до 8,3. Образовавшийся в этих условиях палагонит окрашен в красно-коричневый цвет и имеет четкую концентрически-зональную структуру, свидетельствующую, по мнению С. П. Якобсона, о периодических изменениях температуры и количества пронизывающего гиалокластиду пара.

Палагонитизация на поверхности обломков распространена неравномерно. Впервые появился и получил широкое развитие палагонит на нижних поверхностях обломков, обращенных к поднимающемуся пару. В зоне палагонитизации обнаружены вторичные минералы, цементирующие гиалокластиду. По времени образования они образуют следующий ряд: опал, шабазит, кальцит, филлипсит и смектиты. В 1969 г. в зоне палагонитизации впервые обнаружен опал, в 1970 г. его количество значительно увеличилось. В 1971 г. обнаружены первые цеолиты (шабазит). Так же как и другие вторичные минералы о. Суртсей, опал и шабазит образовались за счет компонентов, выделившихся из стекла при его палагонитизации. За пределами зоны палагонитизации вторичные минералы не обнаружены и в более поздние годы [2, 24].

Состав стекла и палагонита исследовался С. П. Якобссоном с помощью микрозонда. Установлено, что в процессе палагонитизации из стекла были вынесены  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$ , перечисленные в порядке уменьшения относительного количества удаленных из стекла компонентов. Малоподвижными в зоне палагонитизации оставались  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ti}_2\text{O}$  и  $\text{FeO}$  окислявшееся до  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Содержание воды в палагоните достигало 35%.

Особенности состава палагонита, образовавшегося в гидротермальной обстановке, рассматривается на примере уже упоминавшейся сидеромелановой десквамационной гиалокластики толеитовых подушечных лав горы Мосфедль Юго-Западной Исландии (обр. Р-1)<sup>2</sup>.

Исследованные гиалокластиты состоят на 85–90% из сидеромеланового стекла с небольшим количеством обломков микрокристаллических базальтов. Стекло и замещающий его палагонит содержат до 3% микролитов оливина, плагиоклазов и пироксенов и очень редко мелкие кристаллы рудных минералов. Все минералы, включая и оливин, в зоне палагонитизации остаются свежими. Палагонит распространен по всей поверхности обломков сидеромелана и проникает вглубь по трещинам. Палагонитизация отсутствует на поверхности газовых густот, расположенных внутри обломков сидеромелана. На границе с незональным палагонитом стекло имеет отчетливые следы растворения («корешковый» палагонит [2]). Палагонитизированные обломки сцементированы (в порядке образования) смектитами, цеолитами и кальцитом.

Важно подчеркнуть, что вторичные минералы в крупных межзерновых пространствах нередко образуют стратиформные выделения, «упирающиеся» в зону палагонитизации. Подобные соотношения свидетельствуют о существовании разрыва во времени образования палагонита и комплекса вторичных минералов в гиалокластитах.

Анализ распространения петрогенных элементов в разных зонах палагонита проводился по растровым снимкам, сделанным в характеристическом рентгеновском излучении на микрозонде КАМЕКА, MS-46. На снимках распространения Si, Al, Na и Mg в стекле, непосредственно примыкающему к палагониту, четко выявляются вытянутые и изометричные поровые пространства зоны растворения, лишённые этих элементов. В то же время поры отсутствуют или очень слабо выражены на снимках распространения Ti, Fe и K (фиг. 3)<sup>3</sup>. Это явление можно объяснить перераспределением петрогенных элементов в зоне «корешкового» палагонита и выносом в первую очередь Na, Mg, Si и Al из растворяющегося стекла. Плотный незональный палагонит по сравнению со стеклом наиболее заметно обеднен Na и Mg. Оба эти элемента практически отсутствуют в палагоните. Изменяется содержание и других элементов, но распределение их в палагоните разное. Можно говорить о близком характере распределения (содержания) Si и Al в стекле, незональном палагоните и глинистом цементе породы. Неравномерно распределен в зоне палагонитизации кальций. Его заметно меньше там, где больше поровых пространств, т. е. в местах наиболее интенсивного растворения стекла. По данным микрозондового анализа, в палагоните заметно больше Ti, Fe и K по сравнению как со свежими участками стекла, так и с глинистым веществом цемента.

Кажущееся увеличение содержания Ti, Fe и K в палагоните, как упоминалось выше, обусловлено разницей удельных весов исследуемых объектов. Отсутствие заметного выноса из стекла Si, Ti, Al, Fe, Mg, K и P в процессе низкотемпературного гидротермального изменения сидеромелана хорошо видно из данных классического (мокрого) хими-

<sup>2</sup> Образцы отобраны А. Р. Гептнером в 1970 г.

<sup>3</sup> В статье приводится иллюстрация только части исследованной площади для Si, Mg, Ca, Fe и Ti.

ческого анализа, пересчитанных на безводный состав и выраженных в виде отношения содержания исследованных окислов к  $TiO_2$  (табл. 4). Нет никаких оснований предполагать, что палагонит обогащается титаном за счет изменяющегося стекла или приносится с гидротермальными растворами. Нет данных и для того, чтобы утверждать об удалении  $Ti$  из зоны палагонитизации. В глинистом веществе, примыкающем непосредственно к незначительному палагониту, при рентгеноспектральном микроанализе титан не был обнаружен. Некоторое увеличение содержания  $MgO$  в палагоните по данным мокрого химического анализа

Таблица 4

Химический состав сидеромелана и палагонита гидротермально измененных десквамационных гиадокластитов (обр. P-1), %

Компонент	Сидеромелан			Палагонит		
	исходный	пересчитанный на безводный состав	отношение к $TiO_2$	исходный	пересчитанный на безводный состав	отношение к $TiO_2$
$SiO_2$	47,30	47,65	0,03	37,88	48,80	0,03
$TiO_2$	1,54	1,55	—	1,22	1,57	—
$Al_2O_3$	14,87	14,98	0,01	11,45	14,75	0,01
$Fe_2O_3$	2,91	2,93	—	11,25	14,49	—
$FeO$	8,70	8,76	—	1,25	1,55	—
$FeO^*$	13,46	13,54	0,1	13,44	17,29	0,09
$CaO$	12,25	12,34	0,12	5,11	6,58	0,23
$MgO$	8,85	8,91	0,17	8,68	11,18	0,14
$MnO$	0,20	0,20	7,75	0,18	0,23	6,82
$Na_2O$	2,25	2,26	0,68	0,29	0,37	4,24
$K_2O$	0,27	0,27	5,74	0,25	0,32	4,90
$H_2O^-$	0,21	—	—	12,47	—	—
$H_2O^+$	0,24	—	—	9,92	—	—
$P_2O_5$	0,11	0,11	14,09	0,09	0,11	14,27
$\Sigma$	99,50	99,85		100,00	99,84	

\* Суммарное железо, пересчитанное на  $FeO$ .

находится в противоречии с результатами микроанализа, указывающими на отсутствие здесь этого элемента (см. фиг. 3). Противоречивость полученных результатов объясняется тем, что палагонит для химического анализа отбирался вручную под биноклем и оказался обогащенным  $Mg$  за счет включенных в него остатков неизмененного сидеромелана и микролитов оливина.

Итак, при формировании палагонита в гидротермальных условиях из стекла выносились только (или в основном)  $Mg$ ,  $Na$  и  $Ca$ . Ряд подвижности этих элементов мог быть таким:  $Mg > Na > Ca$ . Остальные компоненты петрогенного состава сидеромеланов практически полностью наследовались палагонитом, а это означает, что значительная часть компонентов, слагающих минералы цемента, приносилась в гиадокласты с гидротермальными растворами. Это подтверждается также более поздним по сравнению с временем палагонитизации образованием цемента.

Петрогенные компоненты могли быть заимствованы и перемещены гидротермальными растворами с различных уровней изменяющейся толщи базальтов. Значительные масштабы перераспределения элементов гидротермами подтверждается при сопоставлении содержания радиогенного изотопа  $^{40}Ag$  в исходных породах и вторичных минералах цемента. Установлено, что комплекс вторичных минералов, состоящий из глинистых минералов, цеолитов, апофиллита или аморфного кремневидного вещества, может содержать значительно большее количество  $^{40}Ag$  по сравнению с его содержанием даже в древнейших породах Исландии.

Специально исследовались три образца гидротермально измененных пород и вторичных минералов цемента. Образцы были отобраны из разных районов северной (п-ов Тьоднес, обр. 70165), юго-западной (обр. Р-1) и южной (Свинафедль, обр. 7372) Исландии, за пределами участков с современной гидротермальной деятельностью. Во всех трех районах анализирующиеся породы были изменены в верхней, смектит-цеолитовой зоне регионального гидротермального метаморфизма.

В табл. 2 приведены результаты измерения содержания радиогенного аргона. Вторичные минералы подушечных лав (70165а) и гиалокластитов состоят из аморфного кремнезема, глинистого вещества и цеолитов. Основными компонентами цемента тиллитов [7372] являются глинистые минералы и апофиллит. Исследование глинисто-апофиллитового цемента ( $K_2O$  5,29%, К 4,4%) показало, что в этом образце 89% избыточного аргона генетически не связано с калием. Гидротермально измененные породы дают значения «возраста» и содержания избыточного аргона значительно большие, чем неизмененные, захватившие аргон при быстром остывании расплава в зоне закала.

Большое количество избыточного радиоактивного  $^{40}Ar$  во вторичных минералах цемента вулканогенных и осадочных пород, отобранных из разных районов Исландии, определенно указывает на поступление его в смектит-цеолитовую зону минералообразования с гидротермальными растворами. Сложнее решить вопрос, на каком уровне земной коры аргон был захвачен гидротермами. Содержание больших количеств радиогенного  $^{40}Ar$  в современных флюидах некоторых гидротермальных систем Исландии обычно связывается с процессами дегазации мантии [15, 16]. Другим источником радиогенного аргона могли быть вулканические породы, «освобождавшиеся» от него во время переработки на различных уровнях гидротермального метаморфизма.

\* \* \*

Рассмотренные выше материалы позволяют сделать следующие основные выводы. При закалке толеитовых и щелочных базальтовых расплавов образуется сходное в структурном отношении сидеромелановое стекло. В толеитовых и щелочных базальтах стекло, заполняющее интерстиционные промежутки или входящее в состав частично раскристаллизованных пород (гиалобазальты), характеризуется более кислым составом и обогащено щелочами. В свежих, не подвергавшихся гидротермальному изменению стеклах базальтов (закалочных и остаточных) очень мало воды. Начальные этапы изменения сидеромелановых стекол (петрографически неуловимые) связаны с их гидратацией и перераспределением некоторых элементов по зонам тончайших трещин.

Формирование палагонита происходит в узкой зоне растворения сидеромеланового стекла (зона «корешкового» палагонита) и одновременного синтеза ряда компонентов в виде аморфного сильнопористого вещества. При неравномерном периодическом увлажнении гиалокластике основным является зональный тип палагонита, особенно характерный в изученных объектах для зоны выветривания и парящих термальных площадей. При промывании холодными и горячими подземными водами образуются зональные и незональные палагониты. В последнем случае особенно четко выражена зона растворения стекла.

Состав палагонита зависит от состава исходного стекла и условий, в которых оно растворяется. Особенно важную роль играют температура и режим увлажнения (промывания).

Во всех рассмотренных в этой работе обстановках процесса палагонитизации Ti и Fe были неподвижными элементами. В зоне выветривания толеитовых сидеромеланов в палагоните Al почти столько же, сколько в стекле ( $SiO_2 : Al_2O_3$  от 1,1 до 1,7). Наиболее интенсивно из-

зоны палагонитизации выносятся Ca, слабее Na и Mg и еще меньше Si и K.

При палагонитизации щелочных сидеромеланов в зоне холодных подземных вод в раствор наиболее интенсивно переходит Na. Содержание Ca, K, Mg, Al и Si в палагоните для разных образцов переменное. Наибольшее количество натрия удаляется из стекла, изменяющегося при повышенных температурах. В этих условиях из щелочных стекол выносятся также много K, Ca и Al, а из толеитовых — Mg и Ca.

В поверхностных условиях состав, структурные соотношения и общее количество вторичных минералов цемента изменяющейся гиалокластики определяются интенсивностью и набором элементов, уходящих из зоны палагонитизации. В зоне промывания гиалокластики нагретыми подземными водами состав вторичных минералов в значительной степени формируется за счет элементов, принесенных гидротермами.

При определении K-Ar-методом возраста базальтов, испытавших погружение ниже уровня подземных вод, необходимо учитывать не только потери K и  $^{40}\text{Ar}$ , но и привнос в определенных условиях K и (или)  $^{40}\text{Ar}$  и концентрацию их во вторичных минералах [5, 10]. Выделение толщ, в которых вторичные минералы пород обогащены K или радиогенными  $^{40}\text{Ar}$ , важно и потому, что данные о распределении этих элементов могут быть использованы для восстановления характерных черт преобразования пород при глубинных процессах.

#### Литература

1. Геологический словарь. Т. II. Л.: Недра, 1979. 213 с.
2. Гентнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 5, с. 113—130.
3. Гентнер А. Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии.— В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия, литология. М.: Наука, 1978, с. 155—185.
4. Гентнер А. Р., Селезнева М. А. Распределение петрогенных элементов в свежих и измененных базальтовых стеклах Исландии.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6, с. 60—70.
5. Гентнер А. Р. Об источниках калия в цеолитах Исландии.— В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с. 76—83.
6. Гентнер А. Р. Особенности ледового литогенеза в обстановке активного вулканизма.— Тр. ГИН, 1980, вып. 350, с. 136—146.
7. Герасимовский В. И., Поляков А. И., Дурасова Н. А. и др. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.
8. Градусов Б. П., Черняховский А. Г. Плейстоцен-голоценовые коры выветривания лесных ландшафтов центрального и восточного Закавказья.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 15. М.: Наука, 1976, с. 97—119.
9. Девяткин Е. В., Лискун И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Д. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение.— Тр. ГИН, 1973, вып. 7, с. 13—46.
10. Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
11. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 10—31.
12. Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.— Тр. ГИН, 1973, вып. 231. 225 с.
13. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 430 с.
14. Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.
15. Поляк Б. Г., Виноградов В. И., Кононов В. И. и др. Особенности изотопного состава вулканических экзальций рифтовой зоны Исландии.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. М.: Наука, 1977, с. 194—202.
16. Смелов С. Б., Виноградов В. И., Кононов В. И., Поляк Б. Г. Изотопные состав аргона в термальных флюидах Исландии.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 2, с. 429—432.
17. Холодкевич И. В., Гентнер А. Р. Экспериментальное исследование гидротермального преобразования базальтов Исландии.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 68—78.
18. Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 506 с.

19. *Dalrymple G. B., Lanphere M. A.* Potassium-argon dating. Principles, Techniques and Applications to Geochronology, USA, 1969. 250 p.
20. *Evans B. W., Moore J. G.* Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Ma-kaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii.—*Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 17, № 2, p. 85—115.
21. *Fuller E.* Concerning basaltic glass.—*Amer. Mineralogist*, 1932, v. 17, № 3, p. 104—107.
22. *Hay R. L., Iijima A.* Petrology of palagonite tuffs of Koko craters, Oahu, Håwaii.—*Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 17, № 2, p. 141—154.
23. *Jakobsson S. P.* On the consolidation and palagonitization of the tephra of the Surtsey volcanic island, Iceland.—*Surtsey Res. Progress Report*, 1972, v. 1, p. 121—128.
24. *Jakobsson S. P.* Environmental factors controlling the palagonitization of the Surtsey tephra, Iceland.—*Bull. geol. Soc. Denmark, Special Issue*, 1978, v. 27, p. 91—105.
25. *Jakobsson S. P.* Petrology of recent basalts of the Eastern volcanic zone, Iceland.—*Acta naturalia Islandica*, 1979, v. 26, p. 103.
26. *Johanesson B.* The soils of Iceland.—*Univ. Res. Inst. Dept. Agriculture, Reports*, 1960, ser. B, № 13, p. 140.
27. *Meyer P. S., Sigurdsson H.* Interstitial acid glass and chlorophaeite in Iceland basalts.—*Lithos*, 1978, v. 11, II 3, p. 231—241.
28. *Moore J. G.* Rate of palagonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii.—*U. S. Geol. Prof. Paper.*, 1966, v. 550-D, p. 163—171.
29. *Noe-Nygaard A.* Sub-Glacial volcanic activity in ancient and recent times.—*Folia Geogr. Danica*, 1940, t. 1, № 2, p. 67.
30. *Peacock M. A.* The petrology of Iceland (Tyrrell and Peacock) Pt 1.—*Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1926, v. 5, p. 51—76.
31. *Torarinsson S., Einarsson Th., Sigvaldasson G., Elisson G.* The submarine eruption of the Vestmann Iceland, 1963—1964 (A preliminary report).—*Bull. Volcanol.*, 1964, v. XXVII, p. 1—11.

Геологический институт  
АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
1.II.1982

УДК 552.321 : 552.14

**ПАРАГЕНЕЗЫ СЕЛАДОНИТ-ГЛАУКОНИТОВЫХ МИНЕРАЛОВ  
И КРИСТОБАЛИТА В ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ  
БАЗАЛЬТАХ (на примере скв. 407 DSDP)****КОССОВСКАЯ А. Г., ПЕТРОВА В. В., КАЛЕДА К. Г.,  
СОКОЛОВА А. Л., КАРПОВА Г. В., ЦИПУРСКИЙ С. И.**

Показана специфика ассоциаций новообразованных минералов в олигоценых базальтах хр. Рейкьянес (скв. 407 DSDP), заключающаяся в широком развитии минералов группы селадонита-глауконита, а также сапонита, кристобалита и специфических железокремнистых образований. Приводится детальная минералого-геохимическая характеристика этих новообразований. Впервые показано, что при подводном преобразовании базальтов может формироваться не только селадонит, но и глауконит. Выявлена зависимость состава новообразованных минералов от особенностей петрохимии исходных базальтов и степени их проницаемости. Делается вывод о различии комплексов вторичных минералов, образующихся при переработке однотипных по петрохимическим характеристикам базальтов в условиях океана и континента.

Изучение новообразованных минералов и их ассоциаций, возникающих при преобразовании базальтоидов в различных геологических обстановках океанов и континентов, объединяет сейчас все более широкий круг исследователей, работавших ранее в разных областях — литологии и осадочной минералогии, с одной стороны, и магматической петрологии и геохимии — с другой. Интерес к этим исследованиям связан с разными аспектами проблемы [6—7]. Один из них — выяснение влияния вторичных преобразований на изменение первичных петрохимических характеристик пород. Возможность «снятия» изменений химического состава, связанных с новообразованными аутигенными минералами, позволяет обеспечить более надежную петрологическую и геологическую интерпретацию генезиса базальтоидов. Особенно это относится к проявлениям низкотемпературного вторичного или наложенного «калиевого тренда», возникающего при подводных преобразованиях базальтов океанического субстрата, получившего название начальной континентализации океанической коры [10, 11].

Выявление доли первичного некогерентного калия, связанного с магматическим расплавом, генерируемым при выплавлении щелочных базальтов из более глубинных очагов [5, 15], и его соотношения с «вторичным» калием, связанным с ассоциацией низкотемпературных минералов, образующихся при гидротермально-гальмиролитических процессах, является важной геологической задачей. Как известно, однозначного ее решения пока нет [15], и вряд ли она может быть решена методами только петрохимических исследований. Здесь требуется комплексный подход, на котором мы коротко остановимся ниже.

**ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ**

Объектом изучения были базальты хр. Рейкьянес, вскрытые скв. 407 (49-й рейс НИС «Гломар Челленджер»), расположенной на крайнем северо-западном фланге хребта (64° с. ш., 31° з. д.). Базальты данной скважины представляют интерес для разработки рассматриваемой проблемы по следующим причинам. Они имеют олигоценовый возраст и относятся к наиболее древним породам хребта, отражающим ранние этапы вулканизма при раскрытии Северной Атлантики. Петрохимически

они несколько отличаются от типичных абиссальных толеитов повышенным содержанием железа, титана и щелочей, что сближает их с высокотитанистыми щелочными базальтами глыбовых поднятий и океанических островов [5, 34, 37]. По составу закалочных стекол, дающих наиболее выразительную информацию о первичном составе магматического расплава, базальты этого района относятся к «периферийным», отличающимся от базальтов Центральной Атлантики [2]. Петрохимические особенности состава базальтов позволяют считать, что их можно рассматривать как своего рода мостик, удобный для сравнения ассоциаций новообразованных минералов в типичных толеитах центральной части Срединно-Атлантического хребта (скважины 332, 335, 395, 396) и калиевых щелочных базальтов районов островов Зеленого мыса (скв. 368), Св. Елены и др.

Все базальты сильно изменены и содержат разнообразный комплекс низкотемпературных вторичных минералов, из которых особенный интерес представляет парагенез высококалиевых железистых слюд группы селадонита-глауконита, ассоциирующих с широко развитым кристобалитом. Иначе говоря, в данной ассоциации новообразованных минералов, составляющей в отдельных интервалах до 30% общего состава пород, присутствуют оба главных элемента, определяющие начальную континентализацию океанических базальтоидов — калий и кремнезем. Совершенно очевидно, что следует осторожно интерпретировать проявление первичного калиевого тренда в этих базальтах, отмеченного ранее петрохимическими исследованиями [34].

Указанные обстоятельства делают необходимой совместную разработку специалистами разного профиля определенного комплексного методического подхода, который бы сочетал приемы магматической петрологии и геохимии, литологии и осадочной минералогии. Такой подход позволяет воссоздать всю историю формирования пород, начиная от условий их кристаллизации до разных этапов стадийных преобразований. Петрохимические заключения, делающиеся даже на основе изучения наиболее однородных фаз в базальтах (закалочных стекол и включений стекла в фенокристаллах оливинов и плагиоклазов), не исключают проявления «ложных» калиевых трендов, связанных с палагонитизацией стекол, тем более интенсивно проявляющейся, чем старше возраст океанических базальтов и длительнее возможное их соприкосновение с нагретой и холодной морской водой [7, 11, 28]. Микронзондовые исследования показывают обычно высокую гетерогенность преобразования наиболее «уязвимых» компонентов базальтов, к которым относятся в первую очередь оливины и сидеромелановые стекла. Таким образом, заключение о разной глубине выплавления толеитовых, оливиновых и щелочных базальтов нуждается в доказательстве однородности и свежести изученных стекол, выполненных на уровне высокоразрешающего микронзондового анализа.

Такой подход тем более необходим, что изучение минералогии вторичных преобразований базальтов часто отрывается от текстурно-литологической и петрографической характеристики базальтов и охватывает не всю вскрытую толщу, а отдельные интервалы разреза, причем внимание фиксируется нередко лишь на некоторых новообразованных минералах без анализа их генетических взаимоотношений с первичными компонентами и друг с другом. В частности, это имеет место и в статье, посвященной вторичным преобразованиям базальтов изученной скв. 407 в 49-м рейсе [31]. В наибольшей степени комплексный подход с изучением парагенетических ассоциаций свойствен работам советских исследователей [18, 30].

Описание ассоциаций новообразованных минералов в настоящей работе дано по следующей схеме: 1) общая петрографическая характеристика пород, определение разновидностей и состава породообразующих магматических минералов, взаимоотношения минералов — костяка породы и основной массы; 2) структурные особенности, определяющие проницаемость пород для морской воды (везикулярность, трещиноватость



и др.); 3) состав новообразованных минералов и характеристика их размещения в породе. Раздельно изучались типы новообразованных минералов, развивающихся по оливинам, плагиоклазам, стеклу, основной массе и формирующихся в пустых пространствах: везикулах, пустотах, трещинах и др.; 4) на основе взаимоотношений новообразованных минералов между собой и с первичными структурными элементами породы выделялись основные типы стадийных парагенетических ассоциаций новообразованных минералов. Помимо оптического исследования использовались методы сканирующей электронной микроскопии, микрозондового анализа, рентгеноструктурного и микродифракционного изучения; мономинеральные фазы отбирались под бинокляром.

Основное внимание в данной статье уделено необычному парагенезу селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита. Глауконит, считавшийся долгое время типичным осадочным минералом, в базальтах обнаружен впервые, так же как серия фаз, переходных между селадонитом (обычным гидротермальным минералом) и глауконитом. Данные о гидротермально-осадочном генезисе глауконитов как в современных отложениях океанов, так и в древних осадочных толщах появились сравнительно недавно [14, 22].

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Базальты вскрыты на глубине 304 м под мощной толщей неогеновых карбонатно-глинистых отложений. Вскрытая мощность базальтового комплекса составляет ~150 м. В разрезе присутствуют массивные базальты с порфиоровыми и афировыми структурами, чередующиеся с базальтовыми брекчиями и спорадическими прослоями осадочных карбонатных и глинистых пород. На основании петрохимических характери-

Таблица 1

Положение в разрезе скважин изученных образцов

Номер образца	Секция (интервал, см)	Глубина, м	Пачка	Порода
328	33-CC (5—8)	300	I	Слабопорфиновый базальт
329	34-CC	310		То же
333	36-1 (31—35)	329		Афировый базальт
336	36-3 (40—42)	332	II	То же
340	39-1 (106—109)	359	III	Слабопорфиновый базальт
341	39-1 (132—136)	359		То же
342	39-2 (39—41)	359		»
344	39-CC	360		»
346	45-1 (48—51)	434		Крупнозернистый афировый базальт
348	45-1 (107—109)	435	IV	То же
352	46-2 (86—99)	444		Порфиновый базальт
358	47-2 (43—46)	454		Крупнозернистый базальт

стик в разрезе выделены четыре пачки [37], которые достаточно хорошо выдерживаются и по данным минералого-петрографического анализа, выполненного авторами. В табл. 1 приведено положение в разрезе скважины изученных образцов.

Пачка I (интервал 304—332 м) сложена оливин-пироксен-плагиоклазовыми слабопорфиоровыми базальтами двух петрографических типов. Базальты первого типа плохо раскристаллизованы, основной базис породы сложен афанитовой массой, в которую погружены вкрапленники плагиоклаза двух генераций ( $Al_{55-68}$  и  $Al_{62-65}$ ) и оливина, а также мелкие (<0,05 мм) лейсты плагиоклаза, зерна клинопироксена и рудного.

Второй тип характеризуется лучшей раскристаллизованностью основной массы, стекло составляет не более 15%. Порфиновые вкрапленники размером до 2 мм представлены плагиоклазом ( $Ap_{60-70}$ ), микролиты размером 0,05–0,1 мм выполнены пижонит-авгитом ( $2V=+40-42^\circ$ ,  $Ng:c=-35-36^\circ$ ), плагиоклазом ( $Ap_{48-65}$ ) и титаномagnetитом.

Основным (или ключевым) новообразованным минералом является смектит, замещающий оливин и стекловатый базис породы, заполняющий везикулы. Плагиоклазы изменены слабо, пироксен остается свежим. Сопровождающими смектит новообразованиями служат железокремнистые выделения (Fe-Si-фаза) и кристобалит. В трещинах основной массы присутствует игольчатый минерал из группы амфиболов, диагностированный как антофиллит.

*Пачка II* (интервал 332–345 м) представлена оливин-плагиоклаз-пироксеновыми, слабопорфировыми базальтами. Основная масса крупнозернистая, с пойкилообитовой структурой. Характерно широкое колебание состава породообразующих минералов. Состав плагиоклаза меняется от анортита до андезина. Зональные вкрапленники размером 1–5 мм —  $Ap_{94-96}$ ; лейсты основной массы длиной 0,2–0,6 мм —  $Ap_{60-70}$ ; микролиты в выполнении сегрегационных везикул —  $Ap_{38}$ . Состав пироксенов колеблется от железистого титансодержащего авгита ( $2V=+60^\circ$ ;  $Ng:c=50^\circ$ ) в крупных (до 1 мм) пойкилокристах до пижонит-авгита ( $2V=+45-48^\circ$ ;  $Ng:c=34-36^\circ$ ) в мелких (0,2 мм) зернах. Рудный минерал в основной массе представлен титаномagnetитом, образующим изометричные зерна размером 0,05–0,1 мм. В стекловатом базисе и сегрегационных везикулах присутствуют игольчатые кристаллы магнетита. Сегрегационные везикулы правильной сферической формы составляют не более 3% состава породы.

*Пачка III* (интервал 346–404 м). Выход керна в этом интервале очень низкий, что, по-видимому, связано с сильной раздробленностью породы. В нашем распоряжении были образцы только из верхней части пачки. Базальты интервала 354–368 м слабопорфировые, пироксен-плагиоклазовые с оливином. В отличие от базальтов пачки II структура основной массы субофитовая. Состав пироксенов, образующих изометричные зерна размером около 0,1 мм, постоянен. Это пижонит-авгит ( $2V=+46-48^\circ$ ;  $Ng:c=35-36^\circ$ ). Мало варьирует и состав плагиоклазов: во вкрапленниках — битовнит ( $Ap_{70-76}$ ), в микролитах — лабрадор ( $Ap_{55-57}$ ). Везикулярность меняется от долей процента до 5% общего объема породы. Обычны сферические сегрегационные везикулы, но в сильно везикулярных разностях преобладают везикулы неправильной сложной формы.

Основные новообразованные минералы II и III пачек — минералы группы селадонита-глауконита, «захватывающие» постепенно при движении вниз по разрезу все те позиции в породе, которые в I пачке принадлежали смектиту. Главными сопровождающими новообразованными компонентами являются кристобалит, железисто-кремнистые выделения и смектит, утративший главенствующую роль.

*Пачка IV* отделена от вышележащей части разреза базальтовой толщи 20-метровой пачкой глин и охватывает интервал глубин от 429 до 458 м. С некоторой условностью, связанной с недостаточным количеством керна, выделяются два типа базальтов.

Первый тип представлен крупнозернистыми базальтами с субофитовой до субдолеритовой структурой, состоящими из примерно равного количества клинопироксена и плагиоклаза (20–30%), реликтов зерен оливина (до 5%), рудного минерала (10%) и измененного стекла (30%). Вкрапленники плагиоклаза ( $Ap_{81-73}$ ) очень редки, микролиты плагиоклаза отвечают составу  $An_{50-55}$ . Пироксен представлен железистым авгитом с широкими колебаниями оптических свойств ( $2V=+48-55^\circ$ ;  $Ng:c=40-47^\circ$ ). Зерна пироксенов размером от 0,2 до 1 мм ксеноморфны к плагиоклазу, иногда образуют пойкилокристы. Реликты крупных (до 0,5 мм) зерен оливина имеют хорошо ограниченную форму и замещены гидроокислами железа, слоистыми силикатами и карбонатами. Стекло

ло иногда слагает отдельные участки породы размером до 3 мм, оно густо пронизано игольчатыми кристаллами или дендритовидными сростками магнетита и обычно замещено смектитами или палагонитоподобной фазой. Рудный минерал в основной массе выделяется в виде изометричных зерен размером до 0,1 мм. Породы сильно везикулярны (везикулы составляют в отдельных разностях до 15% общего объема породы, часто заполнены крупнокристаллическим игольчатым смектитом). В составе новообразованных минералов сохраняются черты сходства с описанными выше ассоциациями, но ведущая роль вновь переходит к смектитам; широко распространены различные типы железо-кремнистых образований; появляется кальцит, исчезает полностью кристобалит, резко уменьшается количество селадонита.

Второй петрографический тип базальтов IV пачки представлен толеитовыми базальтами пиллоу-лав.

### МИНЕРАЛОГИЯ ОСНОВНЫХ НОВООБРАЗОВАННЫХ ФАЗ

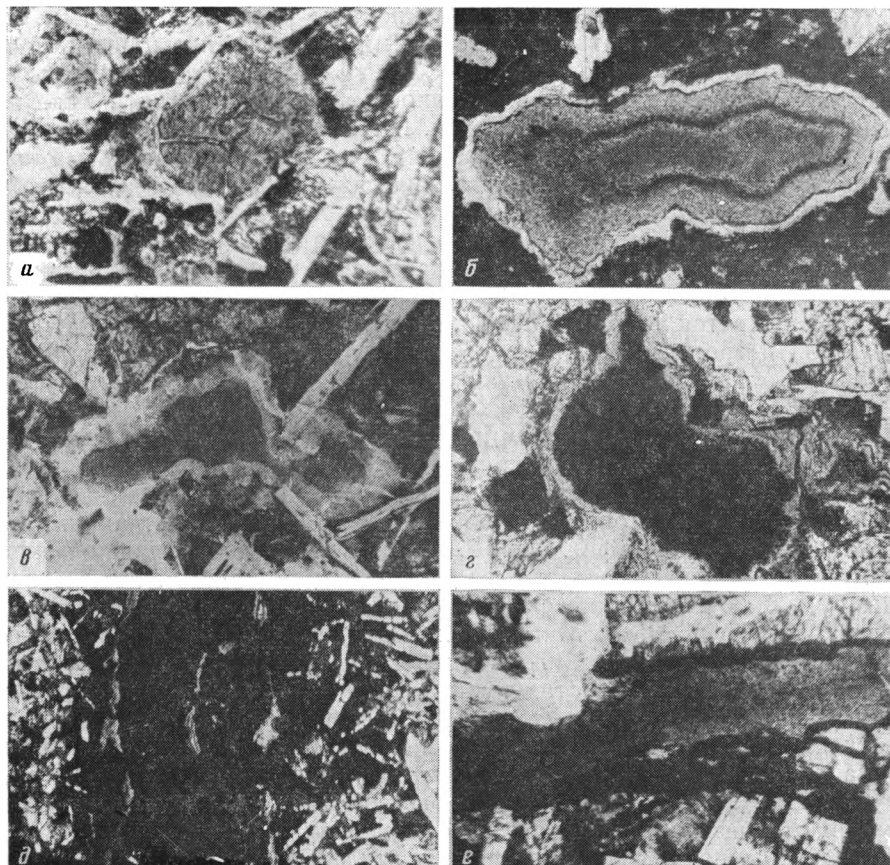
Смектит является переходным минералом, встречающимся по всему разрезу базальтов, особенно он развит в породах I пачки. Смектит замещает оливин (фиг. 1, а, 2, а), развивается по основной массе, образует крустификационные оторочки или заполняет полностью везикулы (фиг. 3, б), спорадически он встречается в выщелочных пустотах плагиоклазов (фиг. 2, б). Минерал окрашен в зеленоватые тона различной интенсивности, имеет игольчатое строение, особенно четко выраженное в центральных частях пустот. Под сканирующим электронным микроскопом в везикулах видны его розетковидные сростки, состоящие из отдельных иголок или удлиненных пластинок; в случае замещения стекла или зерен оливина смектит имеет обычную капустовидную структуру (фиг. 2, а). Согласно рентгеновским дифрактометрическим данным, он относится к триоктаэдрическому типу с  $d_{(060)}=1,525-1,527\text{Å}$  и содержит обычно до 20% межслоев слюдяного типа. Микронзондовое изучение, проведенное в разных морфологических формах выделений смектита, показало, что состав минерала отвечает железистому сапониту и отличается исключительным постоянством, вне зависимости от

Таблица 2

Химический состав смектитов (обр. 336), %

Окислы	Положение в породе							
	псевдоморфоза по оливину				оторочка везикулы	в пустоте выщелачивания по плагиоклазу	по стеклу остаточного расплава внутри сегрегационной везикулы	
	зерно 1		зерно 2				6	7
1*	2	3	4	5	6	7	8	
SiO <sub>2</sub>	52,91	51,90	51,21	51,66	50,27	46,75	51,05	54,05
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,17	0,04	0,15	0,27	0,64	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,36	2,19	2,81	2,62	2,46	2,77	11,17	13,51
FeO	15,17	15,03	17,87	17,26	16,80	17,12	10,40	9,13
MnO	0,05	0,10	0,08	0,02	0,03	0,01	0,04	0,07
MgO	19,03	18,90	17,56	17,74	17,12	15,93	7,78	7,67
CaO	0,70	0,83	0,57	0,47	0,50	0,96	2,85	3,55
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,34	0,53	0,53	0,50	0,41	3,16	3,07
K <sub>2</sub> O	0,27	0,37	0,35	0,36	0,46	0,38	0,47	0,39
Σ	91,44	89,68	91,16	90,72	88,29	84,61	87,55	91,79

\* 1—6 — кристаллохимические формулы: 1—Ca<sub>0,06</sub>Na<sub>0,05</sub>K<sub>0,02</sub>(Al<sub>0,01</sub>Fe<sub>0,04</sub>Mg<sub>2,05</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>3,81</sub>Al<sub>0,19</sub>)<sub>4,00</sub>[O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>]; 2—Ca<sub>0,06</sub>Na<sub>0,05</sub>K<sub>0,03</sub>(Fe<sub>0,02</sub>Mg<sub>2,08</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>3,81</sub>Al<sub>0,19</sub>)<sub>4,00</sub>[O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>]; 3—Mg<sub>0,02</sub>Ca<sub>0,04</sub>Na<sub>0,07</sub>K<sub>0,03</sub>(Fe<sub>1,09</sub>Mg<sub>1,91</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>3,78</sub>Al<sub>0,22</sub>)<sub>4,00</sub>[O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>]; 4—Ca<sub>0,04</sub>Na<sub>0,07</sub>K<sub>0,03</sub>(Fe<sub>1,05</sub>Mg<sub>1,95</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>3,78</sub>Al<sub>0,22</sub>)<sub>4,00</sub>[O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>]; 5—Mg<sub>0,02</sub>Ca<sub>0,04</sub>Na<sub>0,07</sub>K<sub>0,04</sub>(Al<sub>0,02</sub>Fe<sub>1,09</sub>Mg<sub>1,92</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>3,79</sub>Al<sub>0,21</sub>)<sub>4,00</sub>[O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>]; 6—Mg<sub>0,01</sub>Ca<sub>0,06</sub>Na<sub>0,08</sub>K<sub>0,04</sub>(Fe<sub>1,11</sub>Mg<sub>1,89</sub>)<sub>3,00</sub>(Si<sub>3,72</sub>Al<sub>0,28</sub>Fe<sub>0,02</sub>)<sub>4,00</sub>[O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>]; 7, 8 — на кристаллохимическую формулу минерала не рассчитываются.

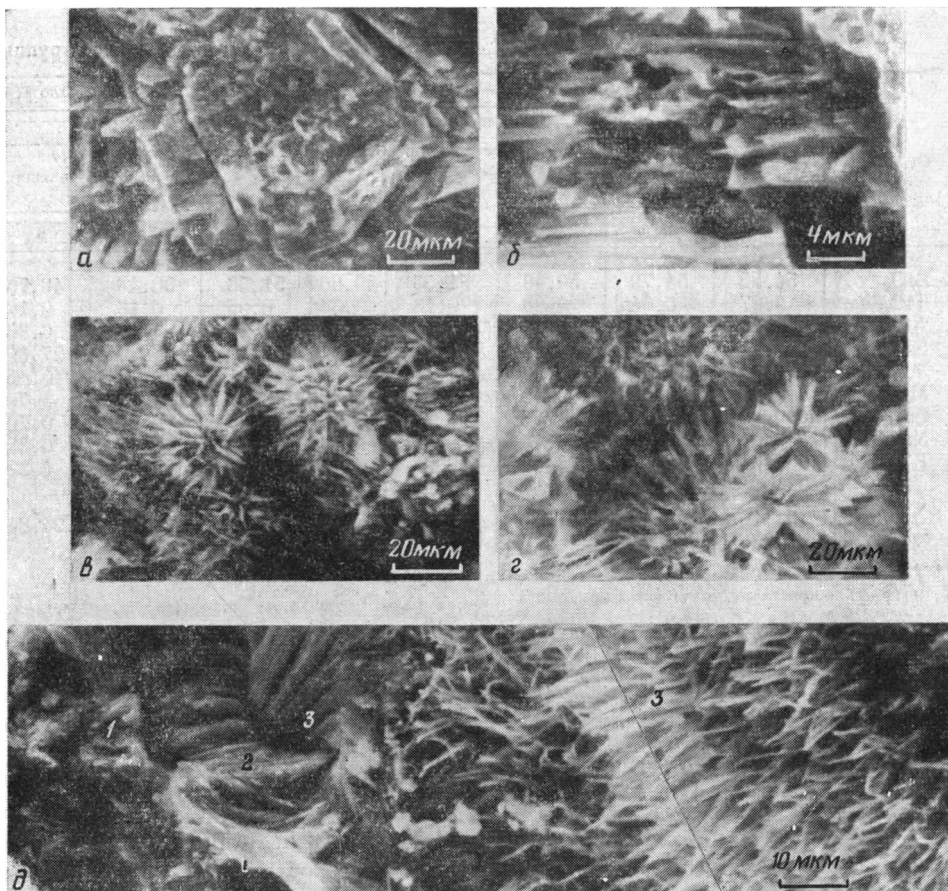


Фиг. 1. Новообразованные минералы по породообразующим компонентам в порах и трещинах базальтов скв. 407 DSDP

*a* — псевдоморфоза смектита по оливину (обр. 333, ув. 100, без анализатора); *б* — везикула неправильной формы, выполненная от края к центру: смектит — рудная фаза — глауконит — рудная фаза — селадонит — смектит (обр. 348, ув. 80, без анализатора); *в* — везикула неправильной формы, заполненная в краевой части смектитом, в центральной глауконитом (обр. 346, ув. 80, николи X); *г* — везикула неправильной формы, заполненная в краевой части глауконитом, в центральной Fe-Si-фазой (обр. 346, ув. 80, без анализатора); *д* — трещина, заполненная Fe-Si-фазой; в зальбандовых частях сквозь железокремнистую фазу «просвечивают» микролиты лабрадора № 55; в центральной части просечки, заполненные селадонитом, переходящим в сапонит (обр. 340, ув. 80, без анализатора); *е* — поздняя трещина, рассекающая со сдвигом кристаллы плагиоклаза, заполнена Fe-Si-фазой, постепенно переходящей в «протоселадонитовое вещество» (обр. 346, ув. 40, без анализатора)

его разного морфологического положения в породе. Смектиты, замещающие оливин и образующие выщелоченные участки в плагиоклазах, очень близки (табл. 2). Исключение составляют смектиты, развивающиеся по более кислому по составу стеклу остаточного расплава внутри сегрегационных везикул (см. табл. 2, анализы 7, 8). Эта гомогенность состава смектитов, как образующихся по различным матрицам, так и синтезирующихся в пустотах, может, по-видимому, свидетельствовать об относительно равновесных и, вероятно, длительных условиях, существовавших в системе базальт — циркулирующий и пропитывающий его раствор.

Группа селадонита и глауконита. Минералы группы селадонита-глауконита появляются во II пачке на глубине 332 м, достигают максимального распространения на глубинах 350–360 м. При движении вниз по разрезу наблюдается нарастающий «захват» селадонитом различных морфологических позиций в породе. В верхней части II пачки минералы выполняют только поровые пространства, с глубины



Фиг. 2. Морфология новообразованных минералов в базальтах скв. 407 DSDP (съемка Н. Д. Серебrenниковой)  
*a* — псевдоморфоза сапонита по оливину (обр. 329); *б* — сапонит, сформированный в пустоте выщелачивания плагиоклаза (обр. 329), *в* — сапонитовые «ежи», заполняющие центральную часть везикулы, (обр. 342); *г* — поздний сапонит в центральной части сапонитовой прожилки (обр. 336); *д* — заполнение открытой трещины в базальте Fe-Si-фазой (1), глауконитом (2), сапонитом (3), (обр. 340)

350 м они также замещают оливины и интерстиционное стекло. Так же как и в случае со смектитом в верхней части разреза, породы кажутся «пропитанными» глауконит-сапонитовыми минералами, образуя тот же тип «гомогенной» новообразованной минерализации. Морфологические формы выделений глауконит-сапонитовых минералов, окрашенных в разные оттенки зеленого цвета, и их сочетания с другими ново-

Таблица 3

Параметры элементарной ячейки минералов глауконит-сапонитовой группы

Минерал	Номер образца	Положение	Цвет	Параметры элементарной ячейки				
				<i>a</i> , Å	<i>b</i> , Å	<i>c</i> , Å	$\beta$ , град	$c \sin \beta$ , Å
Сапонит	344	Псевдоморфоза по оливину	Светло-зеленый	5,24	9,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Глауконит	341	В интерстиционных промежутках	Темно-зеленый	5,27	9,13	10,08	100,82	10,08
Сапонит	344	Край везикулы	Светло-зеленый	5,26	9,11	10,05	100,98	9,87
		Центр везикулы	Зеленый	5,26	9,11	10,05	100,98	9,87
		Центр везикулы	Светло-зеленый	5,23	9,06	9,99	100,64	9,81

Окислы	Положение							
	псевдоморфоза по оливины		в интерстиционных промежутках			в везикуле размером 0,5 мм		'внешняя
	1*	2	3	4	5	6	7	
SiO <sub>2</sub>	54,52	54,79	50,49	51,53	50,60	51,56	50,43	49,70
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,04	0,08	0,13	0,08	0,05	0,13	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,68	4,66	2,60	3,10	2,98	3,29	4,12	6,36
FeO	17,71	17,72	28,41	29,03	29,01	27,89	28,28	27,60
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,05
MgO	6,60	6,57	3,53	3,65	3,46	3,31	3,31	5,70
CaO	0,25	0,10	0,27	0,29	0,32	0,25	0,29	0,70
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,29
K <sub>2</sub> O	9,31	8,60	6,07	6,07	5,88	6,07	5,81	4,27
Σ	93,18	92,53	91,57	93,92	92,50	92,56	92,50	94,86

\* 1—17 — кристаллохимические формулы: 1 —  $K_{0,84}Ca_{0,02}(Al_{0,25}Fe_{1,04}^{3+}Mg_{0,70})_{1,99}(Si_{3,86}Al_{0,14})_{4,00}[O_{10}(OH)_2]$  — селадонит, 2 —  $K_{0,78}Ca_{0,01}(Al_{0,27}Fe_{1,04}^{3+}Mg_{0,70})_{2,01}(Si_{3,88}Al_{0,12})_{4,00}[O_{10}(OH)_2]$  — селадонит, 3 —  $K_{0,56}Na_{0,02}Ca_{0,02}(Fe_{1,63}^{3+}Mg_{0,39})_{2,02}(Si_{3,69}Al_{0,22}Fe_{0,09}^{3+})_{4,00}[O_{10}(OH)_2]$  — глауконит, 4 —  $K_{0,55}Na_{0,01}Ca_{0,02}(Fe_{1,65}^{3+}Mg_{0,39})_{2,04}(Si_{3,67}Al_{0,26}Fe_{0,07}^{3+})_{4,00}[O_{10}(OH)_2]$  — глауконит, 5 —  $K_{0,54}Na_{0,02}Ca_{0,02}(Fe_{1,66}^{3+}Mg_{0,38})_{2,04}(Si_{3,66}Al_{0,25}Fe_{0,09}^{3+})_{4,00}[O_{10}(OH)_2]$  — глауконит, 6 —  $K_{0,56}Na_{0,02}Ca_{0,02}(Fe_{1,66}^{3+}Mg_{0,38})_{2,02}(Si_{3,71}Al_{0,28}Fe_{0,01}^{3+})_{4,00}[O_{10}(OH)_2]$  — глауконит, 7 —  $K_{0,53}Na_{0,02}Ca_{0,02}(Fe_{1,69}^{3+}Mg_{0,36})_{2,05}(Si_{3,64}Al_{0,36}Fe_{0,01}^{3+})_{4,00}[O_{10}(OH)_2]$  — глауконит, 8 —  $K_{0,38}Na_{0,04}Ca_{0,05}Mg_{0,20}(Fe_{1,60}^{3+}Mg_{0,40})_{2,00}(Si_{3,47}Al_{0,52}Fe_{0,01}^{3+})_{4,00}[O_{10}(OH)_2]$  — глауконит.

Примечание. 1. Анализ 9 на кристаллохимическую формулу не пересчитывался. 2. Анализы 1, 2, 8—12,

образованными компонентами очень сложны и разнообразны (см. фиг. 1—3). Следует подчеркнуть, что в оптическом микроскопе селадонит и глауконит неразличимы. Это дает основание предположить, что среди селадонитов, описанных в преобразованных базальтах многих скважин DSDP, фазы, промежуточные между селадонитом и глауконитом, были пропущены. Идентификацию селадонита и глауконита удается осуществить только при тщательном отборе под биноклем отдельных неодинаково окрашенных разновидностей и их последующем микронном и электронографическом изучении.

Как показали эти исследования, по оливины развивается только селадонит. Параметры его элементарной ячейки по данным электронографического анализа приведены в табл. 3, а данные химического анализа и кристаллохимические формулы — в табл. 4 (анализы 1, 2).

В мелких кавернах и в интерстиционных промежутках определен только глауконит (см. табл. 3 и 4). Для более крупных везикул (0,5—3 мм) характерно сложное строение, выраженное в зональной смене разноокрашенных в зеленые тона оболочек глауконита—селадонита—сметита (см. фиг. 1, б, в; фиг. 2, в). Часто эта гамма минералов сопровождается темными аморфными оболочками аморфных Fe-Si-фаз. Панорама последовательно сменяющихся морфологических разновидностей этих минералов показана на фиг. 2, д, а химический состав и кристаллохимические формулы отдельных оболочек одной из везикул приведены в табл. 4 (анализы 8—13). При движении от периферических зон к центральным зонам наблюдается последовательное увеличение содержания кремнезема, магния и калия и уменьшение содержания железа. В соответствии с этим постепенно уменьшается величина тетраэдрического заряда и возрастает значение октаэдрического и суммарного зарядов, компенсируемых увеличением содержания межслоевого катиона калия от 0,38 до 0,73.

## глауконита — селадонита, %

в породе								
в крупной зональной везикуле				центр в крупной везикуле	в открытой трещине			зальбанд открытой трещины
зона	промежуточные зоны по направ- лению к центру				зальбанд		центр	
9	10	11	12	13	14	15	16	17
46,15	50,26	53,87	55,11	51,24	53,66	54,28	54,29	53,51
0,16	0,10	0,18	0,14	0,03	Сл.	0,00	0,00	0,10
5,40	5,65	6,61	5,40	2,29	1,93	1,72	0,19	4,66
24,10	24,51	18,52	16,30	29,67	20,65	20,87	22,44	16,82
0,08	0,01	0,00	0,00	0,14	0,02	0,01	0,03	0,01
5,09	4,26	5,79	6,27	3,47	8,09	7,86	7,05	6,61
0,79	0,86	0,30	0,13	0,31	0,10	0,04	0,00	0,21
0,26	0,23	0,33	0,01	0,12	0,00	0,02	0,00	0,07
5,57	6,10	8,05	9,18	5,68	8,96	8,29	9,50	9,32
87,60	92,00	93,65	92,54	92,35	93,41	93,09	93,50	91,31

глауконитоподобный минерал,  $10 - K_{0,57}Na_{0,03}(Al_{0,13}Fe_{1,48}^{3+}Mg_{0,40})_2,07(Si_{3,65}Al_{0,35})_4,00[O_{10}(OH)_2]$  — глауконит,  $11 - K_{0,72}Na_{0,04}(Al_{0,33}Fe_{1,08}^{3+}Mg_{0,61})_2,02(Si_{3,78}Al_{0,22})_4,00[O_{10}(OH)_2]$  — селадонит,  $12 - K_{0,83}(Al_{0,35}Fe_{0,96}^{3+}Mg_{0,67})_1,98(Si_{3,90}Al_{0,10})_4,00[O_{10}(OH)_2]$  — селадонит,  $13 - K_{0,52}Na_{0,02}Ca_{0,02}(Fe_{1,66}^{3+}Mg_{0,37})_2,03(Si_{3,89}Al_{0,19}Fe_{0,12}^{3+})_4,00[O_{10}(OH)_2]$  — глауконит,  $14 - K_{0,82}Ca_{0,01}(Fe_{1,20}^{3+}Mg_{0,86})_2,06(Si_{3,82}Al_{0,18}Fe_{0,02}^{3+})_4,00[O_{10}(OH)_2]$  — селадонит,  $15 - K_{0,75}(Fe_{1,23}^{3+}Mg_{0,84})_2,07(Si_{3,86}Al_{0,14})_4,00[O_{10}(OH)_2]$  — селадонит,  $16 - K_{0,87}(Fe_{1,24}^{3+}Mg_{0,76})_2,03(Si_{3,89}Al_{0,01}Fe_{0,10}^{3+})_4,00[O_{10}(OH)_2]$  — селадонит,  $17 - K_{0,86}Na_{0,01}Ca_{0,02}(Al_{0,26}Fe_{1,01}^{3+}Mg_{0,72})_1,99(Si_{3,86}Al_{0,14})_4,00[O_{10}(OH)_2]$  — селадонит.

17 — обр. 344; 3—7, 13 — обр. 342; 14—16 — обр. 340.

Электроннографическое изучение этих разновидностей показало, что параметры решетки темно-зеленого минерала внешней оболочки ( $b = 9,11 \text{ \AA}$ ,  $a = 5,26 \text{ \AA}$ ,  $c = 10,05 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 100,9^\circ$ ,  $c \sin \beta = 9,81 \text{ \AA}$ ) соответствуют глаукониту, а бирюзово-зеленоватого минерала внутренней зоны ( $b = 9,06 \text{ \AA}$ ,  $a = 5,23 \text{ \AA}$ ,  $c = 9,99 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 100,64^\circ$ ,  $c \sin \beta = 9,81 \text{ \AA}$ ) — селадониту. В этой же внутренней оболочке в подчиненном количестве отмечена примесь триоктаэдрического минерала ( $b = 9,20 \text{ \AA}$ ,  $a = 5,13 \text{ \AA}$ ), относящегося, по-видимому, к сапониту. Приведенные анализы дают наиболее простую последовательность минеральных фаз. Чаше наблюдается более сложная картина: чередование глауконит-селадонитовых оторочек с рудными каемками, а центральные части бывают заполнены розетковидными сростками игольчатого сапонита (см. фиг. 2, в).

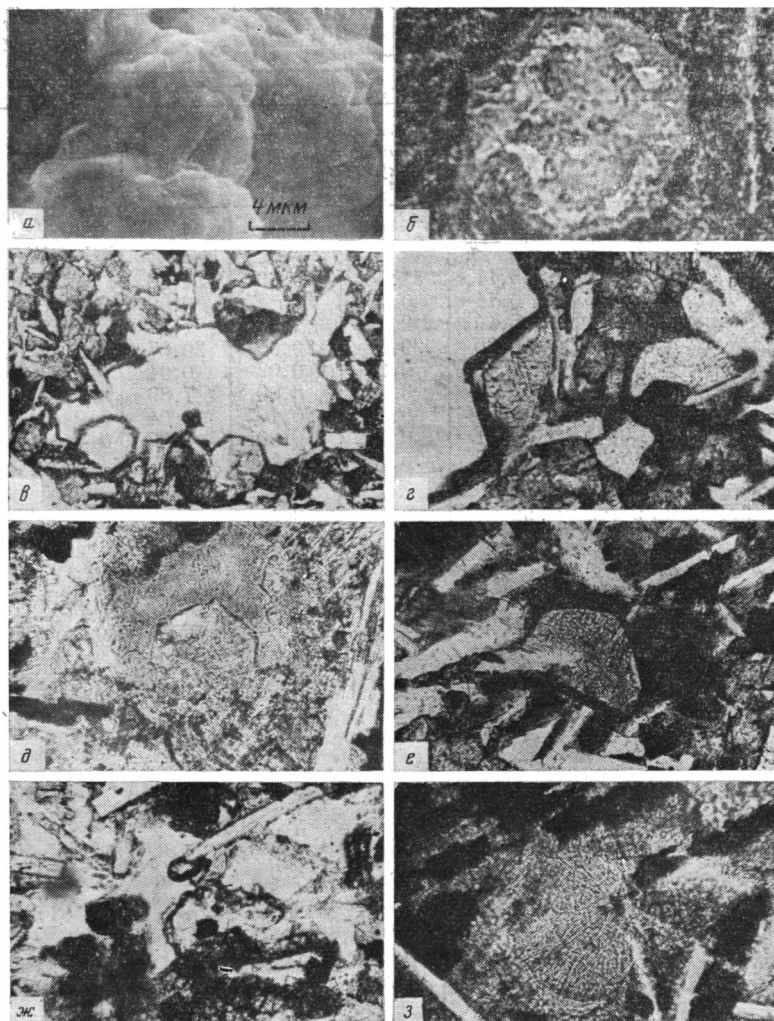
В более простых случаях глауконит образует тонкие краевые оторочки в полых везикулах (см. табл. 2, анализы 6, 7) или выполняет внешнюю оторочку везикулы, а центральная ее часть заполнена железокремнистой фазой (см. табл. 4, анализ 13 и фиг. 1, г).

В поздних открытых трещинах, пересекающих все компоненты породы, присутствует только селадонит, сменяющийся к центральным частям сапонитом (см. табл. 4, анализы 14—17 и фиг. 2, г).

Любопытно, что уменьшение значений тетраэдрического заряда, т. е. приближение к составу «идеального» селадонита, наблюдается при движении от периферии к центру не только в везикулах, но и в открытых трещинах (см. табл. 4, анализы 14—17).

**Железо-кремнистые образования.** Рассматриваемая группа охватывает ряд колломорфных выделений, в которых главными компонентами являются железо и кремнезем при подчиненном содержании Al, Mg, Ca и других компонентов. Эти образования постоянно присутствуют в базальтах и занимают в них разные морфологические позиции: формируют недровильные участки и пятна, заполняют интерсти-





Фиг. 3. Кристобалит (скв. 407 DSDP), его положение в породе и морфология *а* — морфология выделений кристобалита (обр. 329); *б* — заполнение везикулы сапонитом (см.) и кристобалитом (к) (обр. 328, ув. 100); *в* — кристаллы кристобалита в краевой части везикулы, аналогичное положение занимает кристалл титаномагнетита (черная окраска), везикула по периметру оторочена глауконитом (обр. 342, ув. 40); *г* — положение кристобалита в основной массе базальта и в везикуле (обр. 342, ув. 100); *д, е, з* — кристобалит в основной массе базальта с кристаллами титаномагнетита внутри выделений кристобалита и оторочками Fe-Si-фазы (р) и глауконита — селадонита (с) вокруг кристобалита (обр. 342, ув. 80); *ж* — замещение выделения кристобалита глауконитом (обр. 340, ув. 80). Микрофотографии шлифов сделаны без анализатора

ционные промежутки, везикулы, трещины, замещают первичные компоненты породы. Характеристика аморфных железо-кремнистых образований приводится во многих работах последних лет, а генезис их является предметом оживленных дискуссий [12, 20, 22, 24, 29, 33 и др.].

Не вдаваясь здесь в обсуждение дискуссионных генетических проблем, подчеркнем, что для всей рассматриваемой группы прежде всего необходимо дать типизацию морфологических позиций, в которых встречаются аморфные железо-кремнистые образования, и попытаться наметить сопряженные с этим границы соотношения в них основных составляющих компонентов — железа и кремния.

Интерес к железо-кремнистым аморфным образованиям возник после более чем полувекового перерыва, когда впервые М. Р. Пикоком и Р. Е. Фуллером [29] были даны четкие определения палагонита и хло-



рофеита — двух важных и распространенных представителей рассматриваемых образований. Первоначально эти авторы [29], отмечая примерно одинаковое содержание в хлорофейтах и палагонитах  $\text{SiO}_2$ , считали важной отличительной чертой высокое содержание в первых железа. Позднее В. Р. Барагар [24] показал существование ряда переходных форм от железистых до магнизиальных хлорофейтов и постепенность смыкания их состава с палагонитами. Сравнение данных химического состава хлорофейтов и палагонитов, образующихся как в океанах, так и в различных наземных обстановках, выявляет скорее их другую

Таблица 5

Пределы содержаний основных компонентов в аморфных железокремнистых образованиях, %

Окислы	Палагонит	Хлорофейт	Железокремнистые фазы	Рудные выделения
$\text{SiO}_2$	35—50	35—50	10—40	10
$\text{FeO}$	15—20	20—30	30—70	70
$\text{Al}_2\text{O}_3$	10—15	1—5	0—5	Следы
$\text{MgO}$	3—8	4—15	1—15	»

черту — резкую обедненность хлорофейтов алюминием. Имеющиеся в литературе данные [24, 33] и наши наблюдения показывают, что перекрытие составов характерно не только для хлорофейта и палагонита, но и для всех фиксируемых в различных морфологических позициях колломорфных железокремнистых образований.

Нам кажется возможным выделить сейчас следующие морфологические и химические типы железо-кремнистых образований (табл. 5): 1) палагонит — наиболее ясное положение в породе — прямая генетическая связь с сидеромелановым стеклом и довольно устойчивые соотношения Si, Fe, Al при относительно высоком содержании Al (15% и более); 2) хлорофейт — более широкий диапазон морфологических позиций, оторванность от своего непосредственного «производителя», но сохранение достаточно определенных пределов соотношения основных компонентов при близком содержании Si и Fe и очень небольшом содержании Al (обычно <5%); 3) железо-кремнистые фазы — содержание окислов Fe обычно в 2 и более раз превышает содержание кремнезема, а содержание Al и Mg в тех же пределах, что в хлорофейте; 4) рудные выделения — очень высокие содержания окислов железа (>70%). Последние два типа образуют псевдоморфозы по высокожелезистым исходным минералам и заполняют открытые пространства, возникающие на разных стадиях существования породы, представляя собой как бы зафиксированные позиции перемещения в породе растворов, богатых железом, кремнеземом, а иногда и марганцем [12, 33].

Постепенное понижение в выделенных разновидностях содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и сопряженное с этим возрастание количества FeO наблюдается во всем ряду от палагонита и хлорофейта через Fe-Si-фазы до собственно рудных выделений. Это дает основание предположить, что формирование аморфных железо-кремнистых образований — процесс полигенный, связанный с различными стадиями существования и изменения базальтов от ранних обособлений при взаимодействии базальтового расплава с водой до поздних выделений из циркулирующих низкотемпературных растворов. В связи с этим можно считать, что существует и более кислая ветвь аморфных образований, возникающих в определенных геологических обстановках, обогащенная кремнекислотой и алюминием. Возможно, что одним из крайних членов этой ветви могут быть алюмокремнекислородные новообразования, найденные С. Г. Сколотневым [21] в базальтах вулкана Ключевская Сопка.

В базальтах скв. 407 железо-кремнистые аморфные образования распространены по всей мощности толщи. Содержание  $\text{SiO}_2$  в них колеблется от 10 до 40%, а количество FeO составляет 30—70% (табл. 6).

## Химический состав железо-кремнистых образований, %

Оксиды	Положение в породе														
	псевдоморфозы по оливину				в интерстиционных промежутках			в везикулах			в трещинах				
	внешняя кайма	прожилки в центральной части		внешняя кайма	внутренняя кайма	оторочки, чередующиеся с глауконитом, вблизи кристобалита		центральная часть	внешняя кайма	внутренняя кайма	мелкая трещина	по стеклу зальбандов	в открытой полосе	различные участки одной трещины	
		1	2			3	4							5	6
SiO <sub>2</sub>	18,09	16,40	21,50	10,95	15,70	35,44	20,61	38,96	42,91	9,74	30,89	18,24	7,19	34,22	16,67
TiO <sub>2</sub>	3,48	0,85	0,72	0,19	0,05	0,11	0,12	0,01	0,05	0,16	0,49	0,36	0,00	0,70	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,02	2,59	2,83	1,57	1,90	0,41	0,27	0,33	4,14	1,71	3,83	1,14	0,10	10,59	1,56
FeO	56,00	62,94	58,76	63,98	45,16	47,37	60,99	45,37	33,80	68,87	30,74	60,55	73,33	30,60	61,43
MnO	0,03	0,15	0,18	0,50	0,12	0,04	0,06	0,02	0,10	0,09	0,00	0,09	0,13	0,05	0,09
MgO	7,37	4,46	6,53	2,97	5,43	2,63	0,93	2,93	4,75	3,76	12,53	2,57	0,97	14,64	3,54
CaO	1,17	1,30	1,84	0,40	0,36	0,18	0,24	0,21	0,80	0,27	1,14	0,29	0,09	0,64	0,52
Na <sub>2</sub> O	1,32	0,38	0,42	0,00	0,40	0,11	0,13	0,12	0,41	0,09	0,89	0,01	0,00	0,32	0,03
K <sub>2</sub> O	0,78	0,16	0,19	0,08	0,44	3,83	0,57	4,43	4,41	0,09	0,28	1,05	0,07	1,97	0,92
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,22	0,16	0,68	0,12	0,05	0,13	0,08
Σ	93,26	88,93	92,97	80,64	69,56	90,12	83,74	92,43	91,59	84,97	81,47	84,43	81,95	93,86	84,91

Примечание. Анализы 1, 11 — обр. 328; 2, 3 — обр. 352; 4, 5, 9, 10, 14, 15 — обр. 358; 12, 13 — обр. 340.

Они представляют собой черные, рыжие, красноватые, большей частью изотропные, но нередко с аномальной ярко-красной интерференционной окраской, плотные или рыхлые, иногда стекловатые рентгеноаморфные выделения.

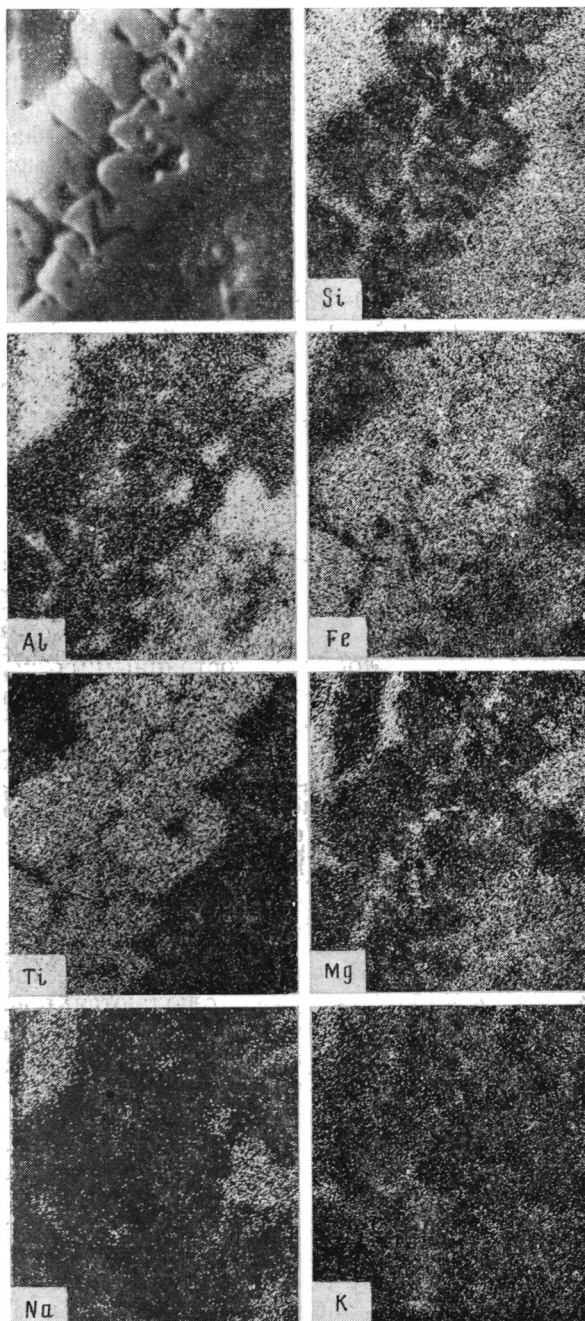
Вместе с другими вторичными минералами Fe-Si-фазы образуют псевдоморфозы по оливину, выполняют интерстиционные промежутки, заполняют везикулы и поздние трещины в породе (см. фиг. 1, б, г, д, е).

По оливину характерно образование псевдоморфоз, центральная часть которых сложена либо смектитами, либо карбонатом и селадонитом, а внешняя кайма — железо-кремнистой фазой. Состав этой фазы относительно постоянен:  $\text{SiO}_2$  10—20%; FeO 45—60% (см. табл. 6, анализы 1—5). При этом иногда самая внешняя часть каймы железокремнистой фазы наиболее обогащена железом (до 64%) и обеднена кремнеземом (10%) (см. табл. 6, анализ 4). В центральных частях псевдоморфоз Fe-Si-фаза образует отдельные жилки и участки (см. табл. 6, анализы 2, 3).

В интерстиционных промежутках и в везикулах для средней части разреза наиболее обычной является ассоциация Fe-Si-фазы с кристобалитом и глауконитом, причем железо-кремнистые выделения как бы оконтуривают кристобалит, расположенный у стенки интерстиционного промежутка или везикулы, а для внутренней части характерно либо чередование оторочек глауконита с Fe-Si-фазой, либо глауконит (см. табл. 6, анализы 6, 7 и фиг. 3, д—з). Химический состав глауконита при таком переслаивании остается довольно постоянным, состав же железокремнистых оторочек отличается в содержании как Si, так и FeO на 10—15%. Иногда глауконит образует только внешнюю оторочку везикулы, а центральная ее часть заполняется выделением Fe-Si-фазы (см. табл. 6, анализ 6 и фиг. 1, г). В базальтах нижней пачки с Fe-Si-фазой в везикулах обычно ассоциируют смектиты, заполняющие центральные части везикул. Железо-кремнистая фаза образует внешнюю оторочку везикулы, а между ней и смектитами иногда наблюдаются каймы колломорфного рудного вещества, содержащего Si около 10% и FeO 69%. По сравнению с Fe-Si-фазами из псевдоморфоз по оливину состав их в везикулах менее постоянен и несколько обогащен кремнеземом (20—40%). Интересно также отметить, что в некоторых железо-кремнистых оторочках, связанных с глауконитами, наблюдаются повышенные содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (до 4,5%). Это дает основание предположить, что Fe-Si-фазы гетерогенны и при более высоких разрежениях в них могут быть выявлены зародыши кристаллических структур слоистых силикатов типа «протоселадонитов» и «протоглауконитов».

Железо-кремнистые фазы всегда присутствуют в открытых трещинах мощностью до 1—2 мм, секущих все компоненты базальта и образовавшихся, видимо, при небольших тектонических подвижках, обусловивших обновление путей проникновения и циркуляции растворов (см. табл. 6, анализы 11—15 и фиг. 1, д—с). Изменения вблизи трещины приводят к формированию по стеклу Fe-Si-фаз, сквозь массу которых просвечивают неизменные порообразующие минералы. По-видимому, процесс преобразования стекла в этом случае напоминает палагонитизацию, но вместо смектита здесь формируется Fe-Si-фаза (см. табл. 6, анализ 12). Открытые части трещин выполнены Fe-Si-фазой, состав которой по простиранию трещин сильно варьирует (см. табл. 6, анализы 14, 15). Иногда центральная часть трещин заполнена собственно рудным веществом колломорфной структуры (FeO 73%,  $\text{SiO}_2$  7%).

Разнообразие морфологических позиций (от псевдоморфоз по оливину до заполнения секущих трещин) и широкий диапазон состава Fe-Si-фаз, вероятно, свидетельствуют о различных способах их формирования. По-видимому, наиболее ранние образования этих фаз связаны с изменениями кристаллов титаномагнетита, который одним из первых среди порообразующих минералов испытывает переработку в широком интервале температур (от 400°С до температуры морской воды) [36]. Микронзондовые исследования состава титаномагнетитов из базаль-



Фиг. 4. Растровые снимки в рентгеновском излучении зерна измененного титаномагнетита (обр. 340). Первый снимок сделан в отраженных электронах, следующие выполнены при характеристических излучениях соответствующих элементов (отмеченных под каждой фотографией)

тов скв. 407 показали, что в средних пачках разреза центральные части кристаллов титаномагнетита действительно обеднены  $\text{FeO}$  и  $\text{TiO}_2$  и обогащены  $\text{MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (фиг. 4). Другим источником железа и кремнезема могли явиться оливины, сохранившиеся только в отдельных участках разреза. Однако титаномагнетиты даже в средней части разреза, где они изменены наиболее интенсивно, подвержены вторичным изменениям не более чем на 25%, а в остальных частях разреза они практически не изменены. Оливины, составляющие не более 10% общего объема по-

род, представлены форстеритами [37]. Таким образом, этих двух источников железа и кремнезема для образования Fe-Si-фаз, слагающих в отдельных участках до 15% породы, по всей видимости, недостаточно.

Вероятнее всего, особенно на последних этапах при заполнении трещин, железо и кремнезем привносились извне.

Кристобалит ранее не диагностировался. В отчете DSDP было отмечено присутствие в трещинах и кавернах на глубине 376—386 м большого количества бесцветного прозрачного минерала, но не дана его идентификация. В изученном нами разрезе кристобалит наиболее распространен на глубинах 305, 322 и 345—360 м. Минерал располагается в основном базисе породы и очень часто выходит в везикулы и пу-

Таблица 7

Химический состав кристобалита, заполняющего интерстиционные промежутки (обр. 336), %

Оксиды	Участки образца		Оксиды	Участки образца	
	1	2		1	2
SiO <sub>2</sub>	90,44	93,85	MgO	0,00	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,07	CaO	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,49	Na <sub>2</sub> O	0,17	0,09
FeO	0,30	0,36	K <sub>2</sub> O	0,12	0,04
MnO	0,01	0,01			
			Σ	91,84	94,93

стоты, оторочивая их стенки хорошо окристаллизованными гранями (см. фиг. 3). Кристаллы кристобалита всегда окаймлены тонкими оторочками глауконита или Fe-Si-фазы. Идентифицировать кристобалит в таком «неподходящем» парагенезе только при микроскопическом изучении чрезвычайно трудно, так как минерал легко может быть принят за цеолит. Он характеризуется следующими показателями преломления:  $N_e=1,484$ ,  $N_o=1,488$ , очень слабым двупреломлением; часто в срезах наблюдается форма многоугольников или друзовидных изометричных сростков, схожих с разрезами тетрагонтриоктаэдров анальцима или со сростками филлипсита. Однако дифрактограммы, полученные с препаратов этого минерала, содержат типичные рефлексы кристобалита со значениями  $d$ , равными 4,04; 3,13; 2,83; 2,48; 2,11; 2,01; 1,867 Å, а микронзондовый анализ дает состав чистой кремневой разновидности (табл. 7, анализы 1, 2).

Однозначно интерпретировать время и условия образования кристобалита трудно. В его сростках иногда наблюдаются мельчайшие включения титаномагнетита, лабрадора и пироксена (см. фиг. 3, *e*, *з*). Схожие взаимоотношения описывались В. А. Ермаковым [4] в кристобалитах андезито-базальтовых лав Камчатки. Этот автор предполагает очень раннее образование такого типа кристобалита как дифференциата конечных фаз кристаллизации базальтового стекла. В тех же лавах В. А. Ермаковым была обнаружена вторая генерация кристобалита, окаймляющая стенки пор и не содержащая включений кристаллов пироксенов и плагиоклазов, формирование которой он относит к началу парогидротермальной деятельности. Характеристика и положение кристобалита в базальтах скв. 207 идентичны. Однако интерпретировать генезис кристобалита в полном соответствии с его генезисом в камчатских лавах трудно. Этому мешает приуроченность его к зонам повышенной проницаемости и постоянный парагенез с глауконитом и Fe-Si-фазами. Нельзя не отметить также, что рефлекс 101 с  $d=4,04$  Å соответствует низкотемпературной модификации кристобалита (для высокотемпературной модификации  $d(101)=4,15$  Å [19]).

Анализ рассмотренного материала позволяет выделить следующие основные стадийные парагенетические ассоциации новообразованных минералов: 1) кристобалит-сапонитовую; 2) кристобалит-селадонитовую с глауконитом и сапонитом; 3) сапонит-селадонит-железистую.

Распространение парагенетических ассоциаций контролируется рядом взаимодействующих факторов, из которых главными являются: а) текстура и петрографический тип пород; б) существование перерывов, в течение которых накапливаются осадки, разделяющие отдельные этапы вулканизма и сопровождающую его гидротермальную деятельность; в) градиент температур и состава растворов, под действием которых идет формирование ассоциаций новообразованных минералов.

В каждой из парагенетических ассоциаций присутствуют ключевые минералы-индикаторы и генетически сопряженные с ними или «независимые» сопутствующие минералы-«сателлиты». Ключевые минералы наиболее распространены, обычно замещают самые реакционноспособные «уязвимые» компоненты породы (оливин, стекло) и одновременно заполняют пустые пространства. Минералы-сателлиты обычно характеризуются более ограниченным распространением.

Границы между отдельными парагенезами приблизительно совпадают с выделенными пачками базальтов, разделяемых осадками, и подчеркивают определенную индивидуальность преобразований каждой пачки. Однако эти границы имеют не резкий, а расплывчатый характер: содержание минерала-индикатора постепенно уменьшается, он начинает играть роль сопутствующего сателлитного минерала, уступая место новому доминантному минералу-индикатору. Эта постепенность смены состава ассоциаций отражает, с одной стороны, индивидуальность преобразований отдельных пачек, а с другой — влияние преобразующих факторов (состав растворов, роль температуры), захватывающих не только данный интервал, но и сопряженные породы.

Кристобалит-сапонитовая ассоциация четко приурочена к самой верхней пачке (интервал глубин 304—332 м) и постепенно исчезает к породам III пачки. В количественном отношении изменение базальтов этого интервала составляет 10—30% объема породы, с максимумом в трещиноватых участках и минимумом в плотных базальтах афанитовой структуры. Среди породообразующих компонентов наиболее реакционноспособными являются стекло и оливин, которые обычно полностью разложены; слабо изменены плагиоклаз и титаномагнетит; пироксен, как правило, остается свежим.

Преобразование стекла часто бывает настолько полным, что не остается следов первичного субстрата, и возникает сомнение, развивается ли комплекс вторичных минералов по стеклу интерстиционных промежутков или выполняет поровые пространства. Эта неясность создает значительные трудности в определении времени кристаллизации кристобалита. Измененные кристаллы оливина по форме четко выделяются на общем фоне породы, но исходный минерал либо полностью замещен гидроокислами железа или Fe-Si-фазой, либо рудные оторочки инкрустируют краевые части замещенного кристалла, а центр его выполняется сапонитом (см. фиг. 1, а). Поровые и трещинные пространства выполнены сапонитом и кристобалитом (см. фиг. 1, б), в качестве сопутствующих минералов присутствуют редко пирит, кальцит, антофиллит.

Кристобалит-селадонитовая ассоциация охватывает II и III пачки (глубины 332—404 м). Породы изменены на 20—25%. Сопряжение ассоциаций идет постепенно. В верхах описываемого интервала оливин и стекло замещены сапонитом, а селадонит появляется только в везикулах. С глубины 345 м минералы группы селадонита-глауконита вытесняют сапонит и начинают играть доминантную роль в породах (не только занимают пустые пространства везикул и трещин, но и замещают также оливины и стекло). Количество сапонита резко уменьшается, обычно он кристаллизуется только в центральных частях вези-

кул, после селадонит-глауконитовых каемок. В зонах максимального развития аутигенных минералов порода выглядит следующим образом: фенокристы и микролиты титаномагнетита, неизменного пироксена, плагиоклазов (спорадически замещенных сапонитом) и реликтовые фрагменты оливина, сохранившиеся в псевдоморфозах, погружены в зеленую, разных оттенков селадонит-глауконитовую массу с пятнами выделений рыжего рудного вещества и друзовидными выделениями кристобалита.

Сложные соотношения селадонита и глауконита описаны и проиллюстрированы выше. Факт присутствия глауконита, считавшегося типичным аутигенным минералом, принадлежащим осадочным породам, является не менее неожиданным, чем присутствие кристобалита. Вероятнее всего, что глауконит в продуктах изменения базальтов пропускался, так как не проводились специальные кристаллохимические изучения минералов, относимых к группе селадонита.

Для описываемого парагенеза характерно сочетание следующих новообразованных минеральных фаз: железокремнистые образования с разным соотношением Fe и Si, глауконит, селадонит и сапонит. Этот порядок наиболее часто выдерживается в кавернах и трещинах. При переходе от глауконита к селадониту нарастают содержания кремния, магния, в ряде случаев — калия и уменьшается содержание железа. Эти переходы определяются, по-видимому, тонкими нюансами среды кристаллизации минералов, физико-химические параметры которой установить трудно. В ряде случаев в одной и той же породе порядок последовательности выделения минералов нарушается и в первой оторочке везикул присутствует сапонит, вслед за ним следует тонкая рудная оторочка, затем гамма переходов разноокрашенных минералов группы глауконита-селадонита, а в центре появляется иногда сапонит, иногда Fe-Si-фаза (см. фиг. 1). Иными словами, в этом достаточно устойчивом парагенезе наблюдается большое разнообразие последовательностей выделения его отдельных компонентов.

\* \* \*

Авторами выявлена специфика ассоциаций новообразованных минералов наиболее древней вулканической серии Срединно-Атлантического хребта, коррелируемая с особенностями петрохимического состава олигоценовых базальтов хребта Рейкьянес, занимающих как бы промежуточное положение между типичными толеитами Срединно-Атлантического хребта и базальтоидами Исландии. Их непостоянный состав с нюансами колебаний от толеитов до феррибазальтов с повышенным содержанием  $TiO_2$  отражен в табл. 8. Максимально высоким содержанием железа и титана характеризуются породы нижней части II пачки и вся III пачка; в верхах IV пачки содержание Fe и Ti несколько падает, а базальные слои представлены типичными пиллоу-лавами. Повышенная титанистость и железистость базальтов в скв. 407 отражается в высоком содержании титаномагнетита и в более высоком содержании Fe и Ti в клинопироксенах и оливинах по сравнению с этими же минералами типичных толеитов. Появление и распространение минералов группы селадонита-глауконита очень четко коррелируется с железистостью базальтов. В базальтах, близких по составу к толеитовым, как в самой верхней, так и в базальной пачке ведущим минералом является значительно более магнезиальный Fe-Mg-сапонит. Можно высказать предположение, что широкое распространение селадонита в какой-то мере «провоцировалось» изначально несколько повышенным (десятые доли процента) содержанием калия, приуроченного в базальтах с щелочной тенденцией к стеклу. Это хорошо показали Р. Мур и др. [27], изучившие при помощи микрозонда все минеральные компоненты щелочных базальтовых лав Килауэа (излияние 1977 г.). Развитие биотитоподобных минералов в стекловатом базисе щелочных оливиновых ба-

## Химический состав базальтов, % [34]

Пачка	Номер образца	Глубина, м	Оксиды													Σ
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	
I	36—1 20—25	329	47,67	1,73	13,98	12,44	0,14	8,02	10,58	2,70	0,31	0,80	0,97	0,14	0,20	100,42
II	36—3 95—97	333	47,35	1,75	13,50	13,50	0,17	7,53	11,70	2,40	0,20	0,35	0,73	0,13		99,91
	37—1 112—117	339	47,15	3,07	11,78	15,64	0,20	6,85	10,32	2,61	0,34	0,43	0,86	0,26	0,30	100,53
III	37—2 109—114	341	47,66	2,92	11,09	16,03	0,23	6,72	10,28	2,61	0,41	0,68	0,59	0,26	0,10	100,28
	38—2 15—17	349	47,95	2,94	12,24	14,63	0,24	6,53	10,00	2,61	0,54	0,58	0,56	0,30		99,61
	239—2 100—105	360	47,78	2,85	11,57	16,20	0,25	6,53	9,88	2,61	0,61	0,79	0,42	0,29	0,15	100,58
	39—3 25—30	361	48,09	2,76	13,85	13,32	0,18	5,92	11,12	2,56	0,39	0,64	0,84	0,26		100,30
	40—1 70—75	368	48,07	3,04	12,25	15,51	0,24	6,25	9,0	2,51	0,58	0,53	0,47	0,29	0,25	100,46
	42—2 35—40	388	48,37	2,66	13,88	13,12	0,21	5,89	11,09	2,42	0,46	0,49	0,69	0,27		100,04
	IV	44—1 60—65	425	46,27	2,12	14,96	12,23	0,18	6,24	12,12	2,49	0,28	0,91	1,23	0,27	
45—1 55—60		434	45,88	2,32	12,04	14,49	0,20	7,41	10,52	2,70	0,61	1,20	1,58	0,25	0,20	100,32
46—2 0—5		445	46,25	1,86	14,58	12,78	0,17	7,17	11,43	2,38	0,28	1,25	1,09	0,19		100,03
47—3 77—80		456	47,20	1,87	14,04	12,06	0,17	8,22	11,18	2,28	0,15	1,19	1,36	0,19		100,37



зальтов Центральной котловины Тихого океана было описано М. Н. Басом [25] в скважинах 34-го рейса НИС «Гломар Челленджер». Такого же типа минералы обнаружены Д. И. Кудрявцевым и О. С. Ломовой в продуктах девитрификации стекол сильно измененных щелочных пиллоу-лав поднятия Хесса (устное сообщение).

Генезис этой своеобразной группы минералов еще не изучен, но присутствие их несомненно свидетельствует о специфике вторичных преобразований, отличающей щелочные базальты от толеитовых. Определение состава, кристаллохимических особенностей, времени образования, широты распространения и генетического места железистых слюд в ряду щелочных пород является задачей последующего изучения. Можно предположить, что изученная группа селадонит-глауконитовых минералов железистых базальтов скв. 407 займет в ряду слоистых силикатов свое определенное (промежуточное) место между ассоциациями вторичных минералов толеитовых и типично щелочных базальтоидов. Вряд ли, однако, можно представить, что весь калий новообразованных слоистых силикатов был заимствован только из вулканического стекла. Хорошо известна способность многих новообразованных минералов, как со слоистыми (Fe-Mg-сметтиты, селадонит-глауконит), так и с каркасными (филиппсит, калиевые полевые шпаты) структурами, заимствовать калий из морской воды. Начальное зарождение слюдистых минералов можно предположительно представить по следующей схеме, используя теорию Н. В. Белова [1] о геокристаллохимической дифференциации магматического расплава. Крупные катионы калия, располагающиеся и «хорошо себя чувствующие» в крупных кавернах максимально разреженной сетки Si-Al-тетраэдров [1, с. 274—275] быстро застывшего стекла, могли определить зарождение эмбриональных доменов слоистых силикатов, которые в процессе дальнейших преобразований сыграли роль затравок или стимуляторов широкого развития железистых и железомagneзиальных слюдистых минералов при взаимодействии породы с нагретой морской воды.

В скв. 407 по исходным компонентам базальта развивается не только селадонит, но и глауконит. Присутствие последнего заставляет вернуться к старым представлениям о том [13], что глауконит и селадонит не следует рассматривать как «антагонисты», из которых один свойствен только осадочным образованиям, а другой формируется только в гидротермальных обстановках. В определенных условиях они могут встречаться совместно и между ними может существовать гамма промежуточных фаз. Селадонит фиксировался ранее в базальтах ряда скважин DSDP (рейсы 34, 37, 51—53 и др.). Однако не исключено, что там присутствовали и глаукониты, которые не были идентифицированы специальным изучением параметров элементарной ячейки. Селадонит был также обнаружен в гидротермально-измененных базальтах в двух интервалах глубокой скважины (Исландия) [32]. Он отличается от изученных нами минералов более высоким содержанием алюминия. Пересчет анализов на кристаллохимические формулы показывает также существование ряда промежуточных минералов между глауконитом и селадонитом. Ближе всего к парагенезу описанных нами минералов стоят кремнисто-глауконитовые породы, описанные М. И. Липкиной [14] в гидротермальных образованиях подводных вулканических гор Японского моря. Кристаллохимическая характеристика железистых слюд и изученных нами минералов практически совпадает. По сообщению В. А. Дрица, исследовавшего коллекцию образцов М. И. Липкиной, среди них наблюдается серия переходов от селадонита к глаукониту.

Любопытно отметить, что не только в базальтах, но и в гидротермальных глинистых осадках с металлоносных отложений Красного моря и Галапагосской зоны также устанавливается гамма переходов от Fe-сметтитов (или нонтронитов) к смешанослойным железистым минералам типа сметтит-слюда, содержащих до 80% селадонитовых слюев [35].

В изученном парагенезе новообразованных минералов скв. 407 очень интересно отметить присутствие кристобалита. Хотя свободный кремнезем (кварц) и описывался в измененных базальтах Атлантического хребта [16], но при более высокотемпературных преобразованиях и не в таком масштабе. Можно предположить, что широкое распространение кристобалита — этого необычного минерала в ассоциациях новообразованных фаз измененных базальтов — могло быть связано с кислыми дифференциатами, венчающими разрез базальтовой толщи, и проявлениями свойственной им гидротермальной деятельности.

В заключение следует остановиться на факторах, контролирующих степень интенсивности преобразования базальтов. К ним относятся прежде всего структурная проницаемость породы, длительность взаимодействия с фильтрующимися растворами и, несомненно, температура растворов, хотя последний фактор без специальных исследований учитывать трудно.

Хорошо известно, что чем более проницаема порода, сильнее ее везикулярность и трещиноватость, тем свободнее циркулируют растворы и тем сильнее преобразуются породы. В однотипных по структуре крупнокристаллических разностях изученных базальтов наблюдается гомогенный тип преобразований, связанный, очевидно, главным образом с диффузионным перераспределением «строительных» пороодообразующих элементов. Наглядно проиллюстрировать это можно на примере слоистых силикатов, особенно смектитов. Сапониты, замещающие часто нацело кристаллы оливина, кристаллизующиеся в выщелоченных участках в плагиоклазах, заполняющие пустоты, различные по типу и времени образования (везикулы, интерстиционные промежутки, трещины и др.), отличаются исключительным постоянством состава. Как отмечалось выше, эта удивительная кристаллохимическая идентичность минерала, метасоматически замещающего другие минералы или выполняющего пустые пространства, заставляет предположить, что порода в целом находилась в равновесии с взаимодействующим с ней раствором и испытала преобразования, которые привели к «гомогенизации» состава главной новообразованной фазы. Это принципиально отличает этот тип преобразований от «гетерогенного», «пятнистого», характеризующегося пестрым набором вторичных минералов, не только образующихся по различным структурным элементам породы, но и присутствующих иногда при замещении только одного минерала.

При «гомогенном» типе преобразований наиболее уязвимые по структурным характеристикам элементы породы (оливин, стекло интерстиционной массы) можно образно представить в виде сита или вязи (по образному выражению Н. В. Белова, правда, применительно к расплаву [1]) кремнекислородных тетраэдров и относительно свободно перемещающихся катионов. Высвобождающиеся при разрушении катионы Mg и Fe как бы задают тон для формирования бруситоподобных слоев, которые служат ядрами («посадочными площадками», по Н. В. Белову) для прикрепления к ним тетраэдров кремнезема и образования структур слоистых силикатов. Возникающие минералы образуются как при перестройке и замещении первичных минеральных фаз, так и синтезируясь в свободных пространствах пустот. Процесс этот может иметь прерывисто-непрерывный характер, неоднократно усиливаясь или ослабевая в зависимости от интенсивности взаимодействия в системе порода—раствор. Этим и объясняется разнообразие последовательностей выделения отдельных минеральных видов, отличающихся незначительными вариациями состава в границах устойчиво существующих парагенезов.

При «гетерогенном» замещении равновесность системы порода—раствор не успевает осуществиться, что и определяет большую или меньшую пестроту распределения новообразованных фаз. Обычно гетерогенность особенно ярко проявляется в пиллоу-лавах. Разная проницаемость и реакционная способность материала отдельных оболочек, обилие «бронирующих» стекловатых фаз препятствуют равномерному распре-

делению растворов и усложняют общую картину преобразования породы.

Важно также отметить, что комплекс вторичных минералов, образующихся при переработке однотипных по петрохимическим характеристикам базальтов, в условиях океана и континента различен. Хотя тенденция формирования в результате изменения исходных базальтов в наземных условиях кальциевых минералов, а в морских — калиевых была известна ранее [3, 9 и др.], непосредственного сравнения характера этого преобразования до сих пор провести не удавалось. В отличие от широко известной схемы зональности преобразования базальтов в наземных условиях: аргиллиты → Са-цеолиты (морденит, гейландит, десмин, ломонтит и др.) → альбиты с эпидотом и хлоритом [17, 26], — в измененных базальтах скв. 407 DSDP наблюдается широкое развитие вторичных минералов, содержащих калий: селадонита, глауконита, а в нижней пачке пиллоу-лав — филлипсита и калиевого полевого шпата. В их вертикальном распределении по разрезу можно наметить тенденцию к зарождению следующей зональности: преимущественное развитие сапонита в верхней зоне сменяется массовым распространением минералов группы глауконита-селадонита, количество которых в свою очередь постепенно уменьшается, а появляется новообразованный калиевый полевой шпат. Такая вертикальная последовательность минералов может быть следствием роста температуры в более глубоких частях разреза [18], но может быть связана и с немного различным петрохимическим составом исходных базальтов изученной 150-метровой толщи. Вероятнее всего, наблюдаемая вертикальная последовательность выделения вторичных минералов обусловлена сочетанием обоих факторов: постепенным повышением температуры по мере погружения базальтов и петрохимическим составом исходных пород.

Таким образом, совокупность полученных результатов позволила: а) выявить специфику парагенетических ассоциаций вторичных минералов олигоценых базальтов хребта Рейкъянес, связанную с нюансами их петрохимического состава; б) детализировать состав и свойства вторичных минералов, образованных при изменении базальтовых толщ в условиях океанического дна; в) проиллюстрировать конвергентность процессов минералообразования, обуславливающую появление идентичных по химическому составу и кристаллохимическим особенностям минералов (глауконита и кристобалита), формирующихся как при чисто осадочных процессах, так и при гидротермально-гальмиролитических преобразованиях основных магматических пород; д) показать значимость новообразованных фаз, фиксирующих калий и кремний — два важнейших элемента, определяющих начальное накопление породами океанической коры признаков коры континентального типа.

#### Литература

1. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
2. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцневская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава. — В кн.: Геохимическая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1982, с. 28—35.
3. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. — Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 295, 256 с.
4. Ермаков В. А. Мегаплагийфировые лавы Камчатки — вероятный аналог анортозитовых пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, с. 56—72.
5. Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 3—21.
6. Коссовская А. Г. Предисловие в кн.: «Минеральные преобразования пород океанического субстрата». М.: Наука, 1981, с. 3—4.
7. Коссовская А. Г. К проблеме изучения океанических базальтов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 3—9.
8. Коссовская А. Г. II Всесоюзный семинар «Минеральные преобразования океанической коры». — Литология и полез. ископаемые, 1983, № 2, с. 121—123.
9. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 15—30.

10. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Эмбриональная континентализация океанической коры.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океанов. Л.: Недра, 1980, с. 48—55.
11. Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
12. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблема экстракции рудных компонентов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 10—31.
13. Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд. Львовск. ун-та, 1956, кн. 3 и 4, с. 345—379.
14. Липкина М. И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 44—54.
15. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
16. Метьюз Д. Х. Изменения базальтов банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103—124.
17. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1968. 171 с.
18. Перцев Н. Н., Русинов В. Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 «Гломара Челленджера».— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 7—22.
19. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов/Под ред. Брауна Г. М.: Мир, 1965. 599 с.
20. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Хлорофит в эффузивных базальтах.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 43—54.
21. Сколотнев С. Г. Алюмокремнекислородные новообразования в базальтах прорыва Былинкиной (Ключевская сопка).— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 55—67.
22. Шутов В. Д. Эпигенез океанических базальтов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 32—42.
23. Шутов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л. Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 1, с. 23—40.
24. Baragar W. R., Plant A. G., Pringl G. Y., Sghay M. Petrology and alteration of selected units of Mid Atlantic Ridges basalts sampled from sites 332 and 335 DSDP.— Canad. J. Sci., 1977, v. 14, № 4, p. 837—874.
25. Bass M. N. Secondary minerals in oceanic basalts with special reference to leg 34 DSDP.— In: Initial Reports DSDP. Wash., 1976, v. 34, p. 393—432.
26. Mehegan J. M., Robinson P. T., Delaney J. R. Secondary mineralization and hydrothermal alteration in the Reyderfjordur Drill Core Eastern Iceland.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, № B8, p. 269—277.
27. Moor R. B., Helz R. T., Dzurisin D. e a. The 1977 eruption of Kilauea volcano, Hawaii.— J. Volcan. and Geotherm. Res., 1980, v. 7, p. 189—210.
28. Noaak Y. La palagonite: caractéristique, facteur d'évolution et mode formation.— Bull. minéral., 1981, v. 104, p. 36—46.
29. Peacock M. R., Fuller R. E. Chloropheite, sideromelane and palagonite from the Columbia River Plateau.— Amer. Mineralogist, 1928, v. 13, p. 360—383.
30. Pertsev N. N., Rusinov V. L. Mineral assemblages and alteration in basalts at sites 417 and 418.— In: Initial Reports DSDP. Wash. 1969, v. 51—53, pt. 1, p. 1219—1242.
31. Pritchard R. G., Cann R., Wood D. A. Low temperature alteration of oceanic basalts.— In: Initial Reports DSDP. Wash., 1979, v. XLIX, p. 709—714.
32. Robinson P. T., Hall J. M., Christensen M. I. e. a. The iceland research drilling project: synthesis of results and implications for the nature of Iceland and oceanic crust.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, № B8, p. 6657—6667.
33. Scott R. B., Hajash A. J. R. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: a microprobe study.— Amer. J. Sci., 1976, v. 276, p. 480—501.
34. Zolotarev B. P., Choporov D. Ya., Voitov G. I. Petrochemistry of basalts and distribution of organic gases.— In: Initial Reportes DSDP. Wash., 1979, v. XLIX, p. 727—744.
35. Varentsov I. M., Sakharov B. A., Drits V. A. e. a. Hydrothermal deposits of the Galapagos rift zone, leg 70: mineralogy and geochemistry of major components.— In: Initial Reports DSDP. Wash., 1983, v. LXX, p. 235—268.
36. Watkins N. D., Haggerty S. E. Primary oxidation and variation and petrogenesis in a single lava.— Contr. Mineral and Petrol., 1967, v. 15, p. 251—271.
37. Wood D. A., Varet J., Bougault H. e. a. The petrology, geochemistry and mineralogy of north Atlantic basalts.— In: Initial Reportes DSDP. Wash., 1979, v. XLIX, p. 597—656.

УДК 553.492.1 : 551.311.231 (479.22)

**БОКСИТ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИ  
ПРЕОБРАЗОВАННОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ  
ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ****ВЯЛУХИН Г. И.**

В работе приведены результаты изучения боксита из четвертичной коры выветривания галечных конгломератов водораздельного плато Натанеби-Чолоки Западной Грузии. Показано, что формирование боксита произошло в условиях почвенного литогенеза.

Четвертичная кора выветривания широко распространена в предгорной и низкогорной субтропических частях Аджарии и в прилегающих к ним районах Гурии (Анасеули-Махарадзе). Ее мощность нередко превышает первые десятки метров.

Материнскими породами четвертичной коры являются вулканогенные и осадочные образования эоценового возраста и продукты их перетложения. Кора выветривания этих пород является ферраллитным гипергенным образованием. Ферраллитным элювием считается, согласно А. И. Ромашкевич [12], кора выветривания, сохранившая полностью или частично текстурные и структурные особенности короматеринской породы и заметно обогащенная окислами и гидроокислами железа, в меньшей мере алюминия [12].

Четвертичная кора, несмотря на неоднородность состава короматеринских пород и наличия процессов ее денудации, имеет в упомянутых выше регионах устойчивый ферраллитный характер [6, 12, 16 и др.] и нередко содержит псевдоморфозы гиббсита по породообразующим минералам короматеринских пород, а также прожилки этого минерала.

М. Н. Яковлева [16] выявила на фоне характерных для ферраллитного горизонта этой коры невысоких содержаний гиббсита аномально высокие концентрации этого минерала, метасоматически заместившего полевой шпат, и темноцветные породообразующие минералы короматеринских пород. Согласно ее данным, а также материалам других исследователей [12 и др.], на территории юга Западной Грузии заслуживает внимания ферраллитная гиббситоносная кора выветривания кайнозойских терригенных грубообломочных пород, сложенных галькой и валунами эоценовых вулканогенных пород основного состава. Наиболее существенно обогащена гиббситом кора выветривания терригенных пород на территории Гурии (Лайтури-Анасеули-Махарадзе) на водораздельном плато Натанеби-Чолоки, представляющего, по мнению ряда исследователей, реликты IV, самой высокой плейстоценовой террасы.

Красноземная ферраллитная четвертичная гиббситоносная кора выветривания батумского побережья Кавказа в Махарадзинском районе Западной Грузии (в Гурии) и развитые на ней почвы изучались многими литологами и почвоведом. В работах М. К. Дараселия [5], Н. И. Горбунова [4], С. Н. Старых [13], М. Н. Яковлевой [16], Н. А. Лисицыной [6], В. Н. Разумовой [7—10], А. И. Ромашкевич [12] и др. приведены сведения о количественном содержании гиббсита в четвертичных ферраллитных корах и почвах юга Западной Грузии и охарактеризован их минеральный состав.

С целью ознакомления с четвертичными, преобразованными почвенным литогенезом гиббситоносными кора выветривания осадочных пород кайнозойского возраста черноморского побережья Грузии и с развитыми на этих корах почвами осенью 1978 г. лаборатория месторождений

осадочных формаций Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР организовала экспедицию во влажносубтропическую часть Западной Грузии — в район батумского побережья Кавказа и в Гурию. В работе экспедиции кроме литологов Института геологии и геохимии участвовали почвоведы Института экологии животных и растений УНЦ АН СССР (В. П. Фирсова и В. С. Дедков).

Кора и почвы исследовались в Батумском ботаническом саду, на берегах р. Чаква у с. Георгадзе и за чайной фабрикой, а также в восточном окончании пос. Чакви. В Махарадзинском районе они были изучены на водораздельном плато Натанеби-Чолоки на территории Всесоюзного научно-исследовательского института чая и субтропических культур (ВНИИЧСК), расположенного близ пос. Анасеули, на правом берегу р. Чолоки (территория фруктового сада совхоза им. С. М. Кирова, около пос. Лайтури), близ пос. Легва и в ряде других мест.

В четвертичных корах андезитовых порфиритов, андезито-базальтов, туфов, базальтов и туфоконгломератов эоценового возраста, а также в неогэлювии полимиктовых постплиоценовых конгломератов и галечников высоких (III и IV) речных террас, особенно в коре выветривания терригенных пород, предполагалось обнаружить бокситы и изучить их структурно-текстурные особенности и вещественный состав, а также литологию вмещающей боксит ферраллитной коры. Основное внимание намечалось уделить ферраллитному неогэлювию, развитому на кайнозойских вулканомиктовых породах (конгломератах, песчаниках, алевролитах), участвующих в строении III и IV речных террас. Четвертичные бокситы Грузии, ферраллитные коры и красноземные почвы предполагалось сравнить с меловыми платформенными бокситами месторождений восточного склона Урала и Зауралья и с вмещающими их ферраллитными почвоэлювиальными образованиями. По мнению автора [1—3], меловые бокситы сформировались на месте в результате латеритного выветривания меловых континентальных осадков в моменты перерывов в их накопления. В конце перерывов на бокситоносных ферраллитных корах (неогэлювии) формировались различного генетического типа почвы. Они преобразовали бокситы и вмещающие их породы, создав в мезозойско-кайнозойском платформенном чехле Урала и Зауралья (в осадочных породах, орто-, пара- и неогэлювии) зоны вторичного обогащения гиббситом.

Боксит в четвертичной коре выветривания на юге Западной Грузии обнаружен в искусственных выемках, расположенных на водораздельном плато Натанеби-Чолоки приблизительно в 300 м одна от другой.

В стенке первой из них (обн. БТ-33), расположенной в 2 км юго-западнее ВНИИЧСК, боксит участвует в строении самой верхней, переходной в красноземную почву части ферраллитной коры выветривания постплиоценовых валунно-галечникового конгломерата, гравелита и песчаника.

Характер изменения в вертикальном разрезе (профиле) химического и минерального состава четвертичного бокситоносного почвоэлювия плейстоценовых [14] вулканомиктовых галечников, гравелита и песчаника водораздельного плато Натанеби-Чолоки (обн. БТ-33) показан в табл. 1.

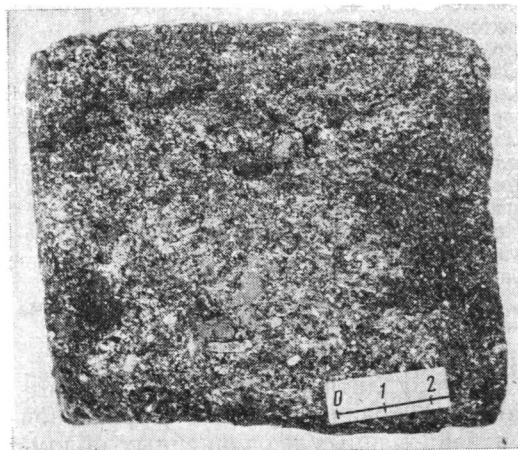
Сухаристый желто-коричневого цвета четвертичный боксит (обр. БТ-33/1к, кремневый модуль 7,9), обладающий реликтовой псефитовой структурой, присутствует в рассматриваемом почвоэлювиальном разрезе в виде слоя мощностью до 40 см, располагающегося по границе ферраллитной коры (фиг. 1, обр. БТ-33/2,3г и др.) с красноземной почвой (обр. БТ-31/1а, 5к-30, 31 и 32).

Характеристика вещественного состава четвертичного бокситоносного неогэлювия и красноземной почвы подтверждается данными термического анализа (фиг. 2). Полуколичественный спектральный анализ образцов четвертичной бокситоносной коры выветривания из обнажения БТ-33 подтверждает увеличение в почве по сравнению с нижележащим бокситом и ферраллитной корой содержания Са в 5 раз, Mg и Ti в 2

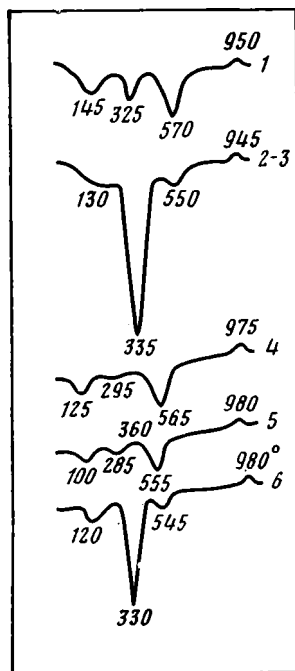
раза и свидетельствует об общей зараженности (0,003%) четвертичной коры выветривания вулканомиктовых пород Гурии теллуром. В почвах содержание этого элемента более низкое, чем в коре, что, по-видимому, свидетельствует о его миграции из почвы.

Кратко охарактеризуем микроморфологические особенности и минеральный состав четвертичной красноземной почвы (обр. 5к-30, глуб. 15—30 см), боксит (обр. БТ-31/1 и БТ-33/1к, глуб. 50—105 см) и гиббситоносного ферраллитного неозолювия (обр. БТ-33/2,3,3г, глуб. 105—295 см), отобранных из обнажения БТ-33.

Обр. 5к-30. Темно-серый с буроватым оттенком комковатый суглинок с многочисленными корнями растений (погретый почвенный горизонт А). В шлифе порода бурой окраски различной ин-



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Ферраллитная четвертичная кора выветривания с реликтовой структурой гравийного вулканомиктового песчаника (обн. БТ-33, обр. БТ-33/2)

Фиг. 2. Дериватограммы образцов четвертичных почвы, боксита и коры выветривания (обн. БТ-33 и 34), полученные В. Г. Петрищевой на дериватографе системы Ф. и И. Паулик и Л. Эрден (ВНР)

1 — ферраллитная красноземная почва, лежащая непосредственно над бокситом (обр. БТ-33/1а и 5к-32; каолинит, галлуазит, вермикулит-А1 хлорит, гётит, примесь гиббсита); 2 — боксит с реликтами псефитовой структуры (обр. БТ-33/1к; гиббсит, гидрогётит, примесь бемита? и каолинита — галлуазита); 3 — боксит из гальки гиббситизированного порфирита (обр. БТ-33/1; гиббсит, гидрогётит, примесь бемита (?) каолинита — галлуазита); 4 — глинизированная галька вулканогенной породы эоценового возраста из ферраллитной коры выветривания плейстоценового галечного конгломерата (обр. БТ-33/3г; каолинит — галлуазит, примесь гётита); 5 — глинизированный цемент вулканомиктового плейстоценового галечного конгломерата (обр. БТ-33/3ц; каолинит — галлуазит, примесь гётита); 6 — боксит с реликтами структуры вулканомиктового галечника (обр. БТ-34/5; гиббсит 50%, гидрогётит, галлуазит — каолинит, возможно, примесь бемита)

тенсивности. Неоднородность цвета обязана присутствию в ней большого числа пестроокрашенных (от красно-бурого до черного цвета) растительных остатков, находящихся на различной стадии преобразования. Светлоокрашенные участки почвы сложены чешуйками и их агрегатами гидрохлорита и хлорита, гидрослюда, тонкозернистых кварца, халцедона, гиббсита, а также опала, гётита и др. Основная масса породы, кроме органики, сложена тонкочешуйчатым полуизотропным глинистым веществом. Оно, по оптическим данным, ближе к деструктурированному галлуазиту. По сравнению с глинистым материалом коры выветривания это вещество заметно диспергировано и дезориентировано. Если в ниже-

**Характер изменения химического и минерального состава**

Номер образца	Горизонт	Интервал глубин, см	Порода				
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
5к-30	А (погребенный)	15—30	Краснозем тяжелосуглинистый	45,04	1,19	23,10	8,21
5к-31	В	30—50	Красно-бурая комковатая глина с мелкими и крупными корешками растений	39,63	1,08	28,89	12,69
5к-32	C <sub>1</sub>	50—65	Глина ферраллитная красно-бурая с реликтами оглиненных галек, уплотненная	34,78	1,34	31,92	14,64
БТ-33/1к	»	65—105	Боксит желто-коричневый с реликтовой псефитовой структурой	6,44	0,61	51,00	10,81
БТ-33/2	Ферраллитный	105—145	Оглиненный вулканомиктовый песчаник	36,68	0,79	27,68	15,76
БТ-33/3г	»	130—150	Красно-оранжевое вещество оглиненной гальки вулканической породы	33,01	0,74	28,52	18,16
БТ-33/3	»	150—295	Кора выветривания вулканомиктового галечника	39,44	1,25	29,07	14,67
БТ-33/4	Сиаллитный	295—350	Светло-коричневое вещество оглиненной гальки вулканической породы	42,80	1,0	27,72	13,75

*Примечание.* Химические анализы обр. 5к-30, 5к-31, 5к-32, БТ-33/3 и БТ-33/4 выполнены в Полевской химической лаборатории Института геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого УНЦ АН СССР.

лежащем псевдоморфном боксите и ферраллитной глинистой коре выветривания присутствует отчетливая псефитовая структура терригенной короматеринской породы, а в бокситизированных и оглиненных обломках (гальках) реликты структуры андезито-базальта, вариолита, базальта и туфов, то в описываемой почве их нет. В отличие от боксита в ней отчетливо выражена комковатая структура. Суглинок (почва) обладает высокой пористостью (до 30—40%). В нем присутствуют железистые микроконкреции. Участками порода сложена изотропным веществом, состоящим, по-видимому, из алюможелезистого органико-минерального вещества, опала и аллофана.

*Обр. БТ-33/1к.* Желто-коричневый боксит, слагающий крупную гальку в оранжево-коричневом боксите с реликтовой псефитовой структурой терригенной породы. В шлифе порода коричневого с различными оттенками цвета. Для нее характерна метельчато-сноповидная (вариолитовая) реликтовая структура вулканогенной породы основного состава. Вещество почти нацело состоит из мелко- и крупнозернистого гиббсита и галлуазита. Эти минералы замещают как вкрапленники авгита, так и тонкие расщепленные лейсты плагиоклаза, а также обособления хлорита в миндаликах и основной массе короматеринской породы. Гиббсит в породе определен оптически (в иммерсии):  $Nm$  и  $Np=1,568$  и  $Ng=1,587—1,589$  и двупреломление 0,021. Определение под микроскопом подтверждается результатами химического и термического анализов (см. табл. 1 и фиг. 2).

*Обр. БТ-33/1.* Оранжево-коричневый боксит, обладающий псефитовой реликтовой структурой. В шлифе он оранжево- и желто-коричневый, сильно пористый (до 30%). Основная его масса состоит из изотропного и слабо анизотропного буро-коричневого алюможелезистого минерально-органического вещества. Гиббситизированные обломки (гальки) обладают реликтовой структурой андезито-базальта, вариолита, базальта и туфа. Вещество кристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов замещено мелко- и крупнозернистым гиббситом. Светлое (серое) низкодвупреломляющее вещество ( $n_p \leq 1,570$ ) представлено каолинитом —



## четвертичного неопочвообразования (обн. БТ-33)

Содержание, вес. %								Кремневый модуль	Минеральный состав
FeO	MnO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.ш.п.	Сумма		
2,03	0,05	0,72	0,16	0,81	0,16	17,82	99,64	0,50	Деструктурированные каолинит, галлуазит, вермикулит-Al хлорит, примесь гидрослюда, тонкодисперсного кварца, гиббсита, гётита, халцедона, опала
0,95	0,02	0,52	0,10	0,69	0,12	14,73	99,86	0,73	
0,68	0,02	0,30	0,10	0,59	0,22	15,55	100,60	0,92	
0,78	0,15	0,14	0,03	0,12	0,16	28,87	99,15	7,9	Гиббсит, гидрогётит, галлуазит, каолинит, возможно, примесь бемита
0,28	сл.	0,82	0,06	0,57	0,16	16,49	99,33	0,75	
0,18	0,21	0,57	0,04	0,14	0,23	17,22	99,07	0,86	Галлуазит, гётит, примесь гиббсита
0,16	0,21	0,43	0,10	0,34	0,34	13,27	99,75	0,74	То же
0,19	0,06	0,24	0,10	0,18	0,23	12,84	99,65	0,65	Галлуазит, гидрохлорит, примесь гётита и гиббсита

химической лаборатории производственного обследования «Уралгеология»; обр. БТ-33/1к, БТ-33/2 и БТ-33/3г—

галлуазитом, что подтверждается данными термического и химического анализов образца этой породы (см. табл. 1 и фиг. 2).

*Обр. БТ-33/2.* Красноцветная ферраллитная кора выветривания, макроскопически красно- и оранжево-коричневая, охристая уплотненная глинистая порода с затеками глины и оранжево-коричневого вещества. В ней макроскопически можно видеть реликтовую структуру гравелистого вулканического песчаника (см. фиг. 1). В шлифе порода пестро-коричневая. Обломки глинизированных вулканических пород имеют округлую форму, свидетельствуя о достаточно хорошей окатанности терригенного материала короматеринской породы. Их размеры не превышают 2,5 мм, составляя, как правило, 1—0,7 мм. Оглиненные обломки состоят из волокнистых (лучистых) агрегатов гидрохлорита и тонкодисперсного изотропного бурого и буро-коричневого органо-минерального вещества. Последним вместе с лучистыми агрегатами гиббсита и гидрохлорита образуют стенки пор и заполняются трещинки в породе. В цементе присутствует мелкозернистый гиббсит.

*Обр. БТ-33/3,4.* Ферраллитная и переходная в сиаллитную кора выветривания, глинисто-древянистая оранжево-желтая с буровато-красным оттенком, с реликтовой псефитовой структурой. Глинизированные обломки обладают реликтами структуры андезито-базальта, вариолита, базальта и др. В шлифе видно, что в глинизированных обломках лейсты полевого шпата, как правило, замещены гидрохлоритом и галлуазитом, а темноцветные минералы — гидроокислами железа. В стенках отдельных трещин присутствует крупнозернистый гиббсит. В оглиненных обломках туфа миндаины и основная масса короматеринской породы сложены волокнистым галлуазитом, сформировавшимся по гидрохлориту и хлориту.

Боксит в стенке второй искусственной выемки (БТ-34), расположенной в 300 м к западу от описанной выше обн. БТ-33, присутствует в виде желваков и уплотненных конкреций. Макроскопически боксит представляет собой красновато-коричневую, довольно плотную и твердую породу, сложенную в основном обломками и «бобовинами» (фиг. 3 и 4) раз-

**Химический и минеральный состав четвертичного боксита и ферраллитной коры**

Номер образца	Горизонт	Интервал глубин, см	Порода				
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
БТ-34/5б	С	50—90	Бокситизированный обломок («бобовина», пизолит) вулканогенной породы основного состава	14,23	1,68	39,76	20,34
БТ-34/5с	»	50—90	Цемент бокситизированных обломков	32,23	1,39	31,42	18,04
БТ-34/2	Ферраллитный	90—150	Оглиненная красно-коричневого цвета галька базальтового порфирита	45,58	1,02	27,26	11,63
БТ-34/1	»	90—150	Глина галлуазитовая с гидрохлоритом, с реликтами псефитовой структуры	44,01	0,93	28,48	11,34
БТ-34/3	Сиаллитный	120—150	Измененная до гидрохлорита галька диабазового порфирита; порода гиббситизирована	25,37	1,96	34,27	15,83

*Примечание.* Химические анализы выполнены в Полевский химической лаборатории производственного

мерами до 2—3 см бокситизированных вулканогенных пород основного состава.

Минеральный и химический состав четвертичного бокситоносного почвоэлювия вулканомиктового галечника водораздельного плато Ната-неби-Чолоки (обн. БТ-34) охарактеризованы в табл. 2.

Во втором, как и в первом, охарактеризованном выше обнажении, четвертичный почвоэлювиальный сухаристый красно-коричневого цвета боксит присутствует по границе ферраллитной коры и красноземной почвы в виде слоя мощностью около 40 см. Этот слой не является непрерывным, так как в нем боксит чередуется с породой, отличающейся более низким значением кремниевого модуля (1,0—1,5). Обломки и «бобовины» в боксите являются высокоглиноземистыми образованиями, содержащими от 40 до 50% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Немногочисленный цемент обломков характеризуется сравнительно высоким содержанием SiO<sub>2</sub> (32%) и MgO (до 0,51%).

Ферраллитная кора выветривания четвертичного галечника существенно обогащена R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (39—40%). Среди продуктов размыва этой коры нередко присутствует галька, сложенная минералами смектитовой группы. Между прочим, эти минералы характерны для основания профиля четвертичной коры юга Западной Грузии, а по мнению В. Н. Разумовской [9], они являются гидротермальными образованиями. В этих галках присутствует гиббсит, устанавливаемый (см. табл. 2, обр. БТ-34/3) химическим и оптическим методами. Гиббситы в зеленоцветных смектитовых корах юга Западной Грузии (бассейн р. Чаквы, р-н Батумского ботанического сада и др.) описаны в работах Н. А. Лисицкой [6], В. Н. Разумовой [8—10]. Этот минерал не образует в них заметных концентраций и является, несомненно, эпигенетическим образованием.

Результаты химического и оптического изучения «бобового» боксита подтверждены данными термического анализа (см. фиг. 2), свидетельствующего о высоком (до 50%) содержании гиббсита в исследованном образце БТ-34/5.

Ниже кратко охарактеризуем микроморфологические особенности и минеральный состав боксита и ферраллитной коры выветривания.

*Обр. БТ-34/5.* Боксит с реликтами псефитовой структуры и «бобовинами» (см. фиг. 3 и 4). В шлифе видно, что слабоокатанные и угловатые обломки размерами до 1 см в поперечнике обладают отчетливой реликтовой структурой авгит-лабрадорного порфирита. Они состоят из буро-

## выветривания водораздельного плато Натанеби-Чолоки (обн БТ-34)

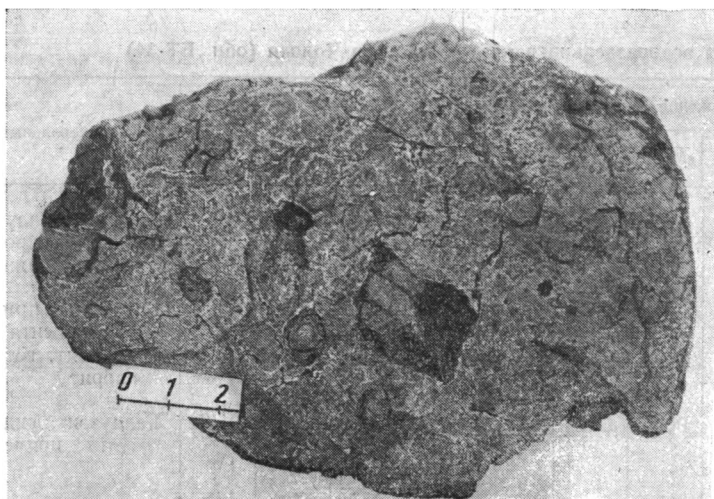
Содержание, вес. %								Кремневый модуль	Минеральный состав
FeO	MnO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма		
0,13	0,08	0,13	0,10	0,40	0,29	22,37	99,83	2,8	Гиббсит, галлуазит — каолинит, гидрогётит, возможно, примесь бемита
0,10	0,24	0,51	0,10	0,40	0,28	15,13	99,95	0,99	Галлуазит, примесь гётита, гиббсита и др.
0,10	0,18	0,54	0,10	0,40	0,16	12,50	99,95	0,60	Галлуазит, гётит, гидрохлорит
0,10	0,23	0,84	0,10	0,27	0,18	12,73	99,67	0,65	Галлуазит, гидрохлорит, гётит, примесь гиббсита
1,29	0,17	2,26	0,10	2,30	0,26	17,40	101,66	1,35	Гидрохлорит, монтмориллонит, гиббсит и др.

объединения «Уралгеология».

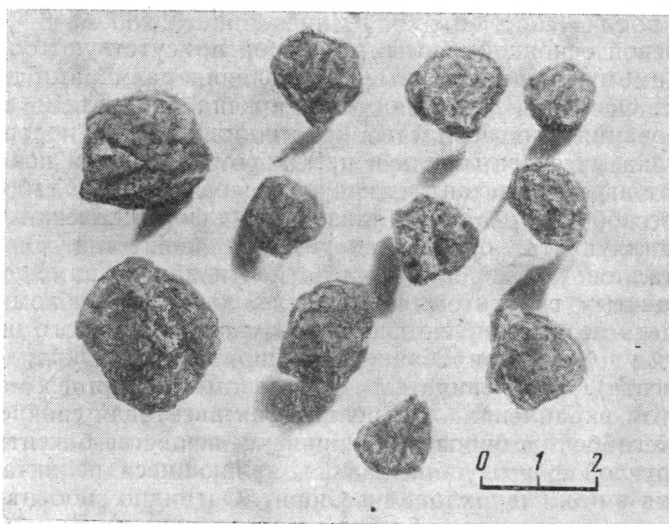
вато-коричневой основной массы, в которой присутствуют оолитоподобные, по-видимому, конкреционные образования размерами до 0,4 мм в поперечнике. Основная масса породы сложена продуктами гипергенного преобразования тонкозернистых кристаллов (авгита, полевого шпата, хлорита, вулканического стекла и пр.) короматеринской породы — порфирита. Этот агрегат состоит из гидроокислов железа, слабо окристаллизованного гиббсита, неокристаллизованных форм железа и алюминия, аллофана, галлуазита, органо-минерального вещества. Значительное число кристаллов (лейст) плагиоклаза почти нацело замещены микро- и мелкозернистым гиббситом. В бокситизированных обломках иногда можно увидеть незамещенные гиббситом участки полевого шпата. Гиббсит заместил в бокситизированном порфирите также вкрапленники пироксена (авгита), о чем свидетельствуют изометричная форма замещенных гиббситом вкрапленников и реликтовая авгитовая спайность. Крупносернистый гиббсит в буровато-коричневом веществе боксита часто заполняет округлой формы образования, являющиеся реликтами миндалин, замеща в них гидрохлорит и хлорит. Очевидно гиббсит сформировался в бокситизированных обломках практически по всем минералам, присутствовавшим в порфирите как во вкрапленниках, так и в основной массе. Кристаллы пироксена нередко выщелочены. На их месте часто присутствует только остов кристаллов, фиксируемый гидроокислами железа.

*Обр. БТ-34/5б.* Боксит «бобовины» с отчетливой порфировой и миндалевой структурами авгит-лабрадорного порфирита. В шлифе отчетливая реликтовая порфировая и миндалевая структура. Вкрапленники плагиоклаза, как и в шлифе БТ-34/5, замещены мелко- и микрозернистым гиббситом, темноцветные — гидроокислами железа и гиббситом. Основная масса, цементирующая кристаллы, буро-коричневая, слабоанизотропная и изотропная, сложена теми же минералами, что и в шлифе обр. БТ-34/5.

*Обр. БТ-34/5с.* Цемент бокситизированных обломков из боксита с реликтовой псефитовой структурой (см. фиг. 3). Под микроскопом видно, что в его строении кроме бокситизированных мелких обломков полевого шпата и темноцветных минералов (в форме затеков) участвует слабоанизотропное глинистое вещество — деструктурированный галлуазит, проникший в четвертичную кору выветривания из красноземной почвы.



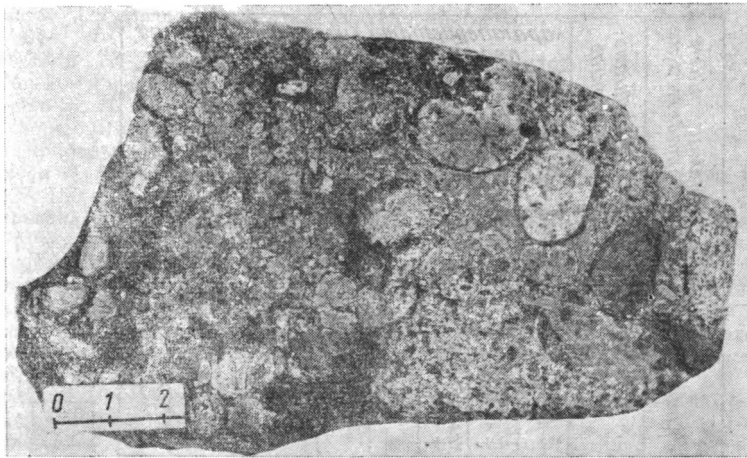
Фиг. 3. Четвертичный боксит с реликтовой псефитовой структурой (обн. БТ-34, обр. БТ-34/5)



Фиг. 4. «Бобовины» (бокситизированные обломки вулканогенных пород основного состава) из четвертичного боксита с реликтовой псефитовой структурой обн. БТ-34, обр. БТ-34/5б)

Этим, по-видимому, и объясняется повышенное содержание в цементе «бобового» боксита  $\text{SiO}_2$  (см. табл. 2).

Обр. БТ-34/1,2. Ферралитная кора выветривания вулканомиктового галечникового конгломерата (фиг. 5). В шлифе хорошо видно, что порода сложена чешуйчатыми агрегатами гидрохлорита и слабоанизотропным галлуазитом. Эта порода мало чем отличается по морфологическим особенностям и вещественному составу от ферралитного четвертичного неозювия кайнозойских вулканомиктовых конгломератов описанного выше обн. БТ-33 и подробно изученного нами обн. БТ-27, расположенного по левому берегу р. Чаквы в 2 км выше ее устья. Кора выветривания конгломератов района Чаквы сложена в основном, судя по данным электронно-микроскопического изучения, галлуазитом.



Фиг. 5. Четвертичная ферраллитная кора выветривания вулканомиктового галечникового конгломерата с четкой псефитовой реликтовой структурой (обн. БТ-34, обр. БТ-34/1)

\* \* \*

В четвертичной, эпигенетически преобразованной ферраллитной коре выветривания кайнозойских вулканомиктовых галечниковых конгломератов водораздельного плато Натанеби-Чолоки присутствует боксит с кремниевым модулем 2,8—7,9.

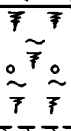




Боксит обладает реликтами псефитовой структуры исходной короматеринской терригенной четвертичного возраста вулканомиктовой породы и эпигенетической «бобовой» структурой.

В бокситизированных обломках наблюдается отчетливая реликтовая структура вулканогенных пород основного состава эоценового возраста: диабазового, андезито-базальтового и базальтового порфиритов, вариолита, туфов и др.

Боксит, как правило, располагается близ границы коры с почвой или в основании почвенного профиля (фиг. 6).

Химический и минеральный состав боксита, коры и почвы свидетельствуют о том, что при превращении ферраллитной коры в почву растительность перераспределила вещества. Она преобразовала минеральный состав массы коры, переотложив из нее  $R_2O_3$ , по-видимому, в форме органо-минеральных комплексов и твердых частиц. Последние перемещались в почвоэлювиальном горизонте вертикальным и боковым потоками водных растворов и суспензий [12]. Обогащение гидратами глинозема ферраллитной коры в какой-то степени произошло при четвертичном (современном) почвенном преобразовании ее верхних горизонтов [10]. Об этом свидетельствует инкрустация гиббситом псевдоморфного гетита, сформировавшегося по темноцветным минералам короматеринских пород, и обогащение верхних горизонтов четвертичной коры выветривания некристаллическими формами гидрата глинозема и кристаллическим гиббситом до боксита со структурами замещения и выполнения, а также неокристаллизованным Al-Fe минерало-органическим веществом.

Следовательно, на водораздельном плато Натанеби-Чолоки в Гурии имело место, как и в меловых бокситоносных формациях Восточного склона Урала и Зауралья [2], дополнительное обогащение под влиянием почвенных процессов четвертичного ферраллитного гиббситоносного элювия до боксита. Типичный латеритный боксит, сформировавшийся на месте отложения терригенного вулканомиктового осадка без наложения почвенного литогенеза, на юге Западной Грузии и даже в Гурии (где в постплиocene были и сейчас существуют благоприятные геоморфологические условия) не мог образоваться, так как на этой территории в пост-

Формационные составляющие	Почвоэволюци- онный профиль	Характеристика профиля			Химический состав, вес. %					
		Название	Окраска	Структура	Мощность, м	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Почва красноземная		Гор. А	Буро-серая	Комковатая	0,15	45,04	23,10	1,19	8,21	2,03
		Гор. В	Красно-бурая	Комковато-зернистая	0,20	39,63	28,89	1,08	12,69	0,95
		Боксит	Красно-бурая	Букарная	0,55	14	40	1,7	20	0,13
		Ферраллит	Оранжево-красная	Глинисто-пористая	0,3	34,78	31,92	1,34	14,64	0,18
Ферраллитный неоэлювий		Ферраллит	Желтая		1,0	25	32	2	16	1,3
		Желтая	Глинисто-пористая		1,0	33	29	0,7	18	0,2
Силлит- неоэлювий		Силлит	Желтая		1,0	51	26	1,1	7	0,1
		Желтая	Глинисто-пористая		1,0	51	26	1,1	7	0,1
Коромандинская порода		Галечник	Зелено-серая	Рыхлая	>1,0					



Фиг. 6. Характеристика четвертичной субаквально-субаэральная бокситоносной формации водораздельного плато Натанеби-Чолоки (обн. БТ-83 и ВТ-34)  
 1 — суглинок с корнями растений и алюможелезистыми «бобовинами»; 2 — структурный неоэлювий с псаммитовой (а) и псефитовой (б) реликтовыми структурами; 3 — боксит гиббситовый; 4 — четвертичный полимиктовый (вулканомиктовый) галечник, состоящий из окатанных обломков эоценовых эффузивных пород, затронутых выветриванием в плиоценовое время; 5 — внутриформационный перерыв (а) и граница условного раздела почвы и элювия (б)

плиоцене ферраллитная кора и красноземная почва формировались во влажнотропическом, неблагоприятном для образования промышленных скоплений латеритного боксита климате.

#### Литература

1. Вялухин Г. И. Механизм формирования платформенных бокситов Южного Урала и Зауралья.— В кн.: Бокситы и бокситоносные отложения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 56—69.
2. Вялухин Г. И. Мезозойские бокситоносные формации Южного Урала и Зауралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 46 с.
3. Вялухин Г. И., Бегешев А. Г. К вопросу о происхождении бокситов одного из месторождений западной части территории Тургайского прогиба.— В кн.: Рудоносная кора выветривания. М.: Наука, 1974, с. 55—62.
4. Горбунов Н. И. Минеральный состав красноземов (докл. на V Международном конгрессе почвоведов). М.: Изд-во АН СССР, 1954.
5. Дараселия М. К. Водный режим красноземных почв в условиях чайных плантаций.— Тр. ВНИИ чая и субтропических культур, 1939, вып. 12.
6. Ласицына Н. А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 4. М.: Наука, 1962, с. 96—116.

7. *Разумова В. Н.* Четвертичный элювий Батумского побережья Кавказа.— В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М.: Наука, 1965, с. 50—64.
8. *Разумова В. Н.* Кора выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М.: Наука, 1967. 115 с.
9. *Разумова В. Н.* Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы коры выветривания Черноморского побережья Аджарии.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. XI, № 1, с. 86—100.
10. *Разумова В. Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 155 с.
11. *Ромашкевич А. И.* Формирование красноземных почв и кор выветривания Западной Грузии.— В кн.: Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов. М.: Наука, 1968, с. 216—252.
12. *Ромашкевич А. И.* Почвы и коры выветривания влажных субтропиков Западной Грузии. М.: Наука, 1974. 213 с.
13. *Старых С. Н.* Минеральный состав и физико-химические свойства красноземов и желтоземно-подзолистых почв Черноморского побережья Кавказа. Автореф. канд. дис. М.: ВГФ, 1955. 28 с.
14. *Цагарели А. Л.* Четвертичная система Грузии.— В кн.: Геология СССР. Т. X, ч. 1. М.: Недра, 1964, с. 332—340.
15. *Черняховский А. Г.* Распространение и возраст коры выветривания в западном Закавказье.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 1, с. 171—174.
16. *Яковлева М. Н.* Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья.— В кн.: Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1958, с. 209—228.

Институт геологии и геохимии  
УНЦ АН СССР

Поступила в редакцию  
23.VIII.1983

УДК 553.251.2+551.733.1 (474;476)

**ГАЛОКАТАГЕНЕЗ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ  
БЕЛОРУССИИ***МАХНАЧ А. А., РОПОТ В. Ф., ЛАШКОВ Е. М., ПУШКИН В. И.*

В результате комплексного анализа стратиграфической приуроченности и морфологии сульфатных выделений в ордовикской толще Восточной Прибалтики и северо-западной части Белоруссии, а также фациально-экологических условий формирования отложений установлена вторичная природа гипса. Показано, что образование сульфатной минерализации обусловлено галокатагенетическим процессом воздействия на ордовикские карбонатные породы рассолов — производных послеордовикских, главным образом среднедевонского (эйфельского), бассейнов сульфатонакопления.

Ордовикские отложения, распространенные на западной окраине Восточно-Европейской платформы, отличаются большой стратиграфической полнотой, обилием фаунистических остатков и издавна являются классическим объектом для проведения детальных стратиграфических и палеонтологических исследований. Изучению вещественного состава пород ордовика уделяется меньше внимания, а информация о вторичных преобразованиях отложений крайне ограничена. Между тем данные такого рода могли бы оказаться полезными для решения вопросов, связанных с выяснением перспектив нефтеносности ордовикской толщи, условий формирования в ней пресных и минерализованных вод и др.

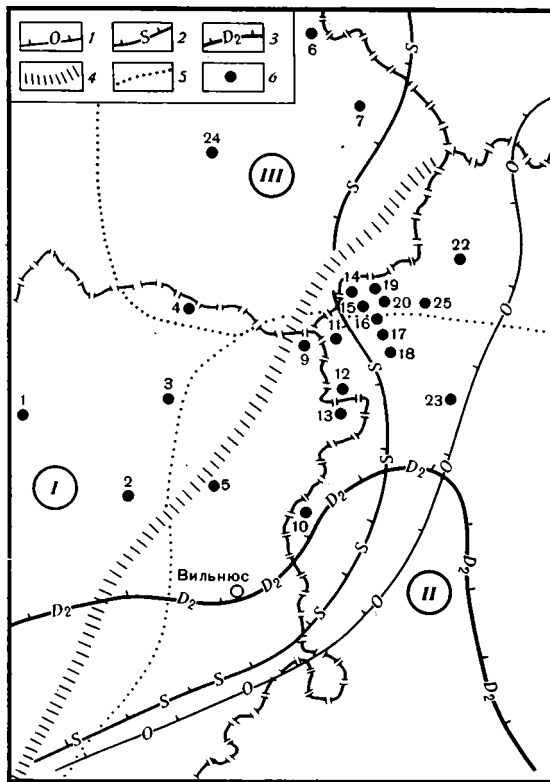
Предлагаемая статья посвящена изучению проявлений гипса в ордовикских породах Восточной Прибалтики и северо-западной части Белоруссии (фиг. 1). В тектоническом отношении территория исследований охватывает районы, примыкающие к зоне сочленения Белорусской антеклизы, Латвийской седловины и Балтийской синеклизы. Здесь толща ордовика мощностью от 50 до 250 м сложена известняками и мергелями, реже доломитами и доломитовыми известняками, накопившимися в восточной части Балтийского эпиконтинентального морского бассейна [10]. Ордовикские отложения полого погружаются в направлении осевой части Балтийской синеклизы, где они перекрыты толщей силура, выклинивающейся в пределах северо-западных склонов Белорусской антеклизы. На Латвийской седловине и в северной части Белорусской антеклизы на породах ордовика лежат среднедевонские (эйфельские), а местами (восточная часть Латвии) нижнедевонские образования [2, 3, 17].

В ордовикских породах нередко встречаются выделения гипса, даже беглый взгляд на которые заставляет усомниться в их первичной (седиментационной) природе. Вместе с тем вопрос о механизме формирования этих гипсовых проявлений специально не поднимался.

Мы провели комплексный анализ стратиграфической приуроченности и морфологии гипсовых гнезд, фациально-экологических условий формирования отложений, содержащих гипс. Оказалось, что включения гипса стратиграфически незакономерно локализованы в разрезах изученных скважин и приурочены к отложениям почти всех горизонтов ордовика (фиг. 2).

Гнезда гипса встречаются в пестро- и красноцветных органогенно-детритовых и биоморфных известняках и доломитах латорпского, волховского и кундаского горизонтов нижнего ордовика. Порода этой части разреза содержат обильные остатки нормально-морской бентосной фауны — брахиопод, мшанок, цефалопод, трилобитов, остракод, иглокожих



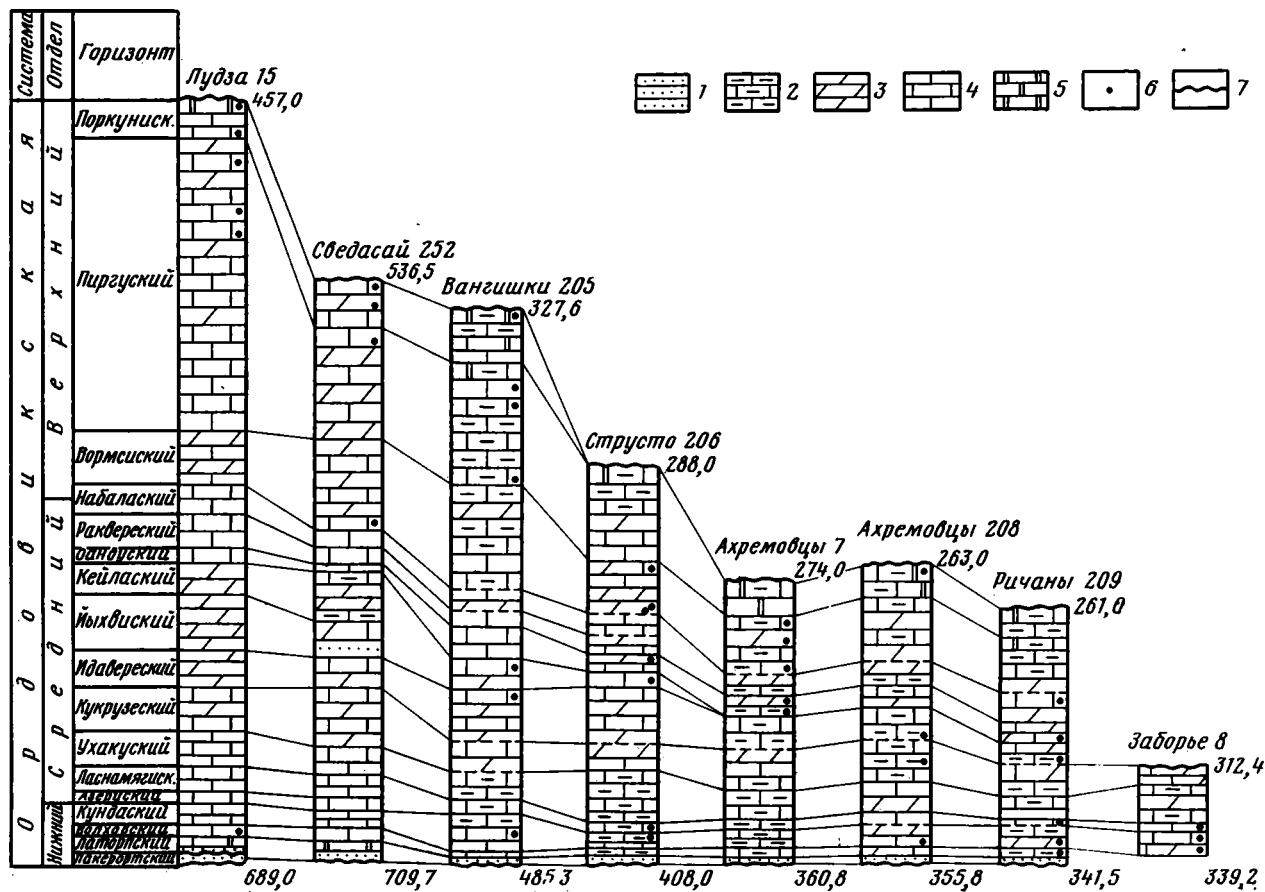


Фиг. 1. Схема распространения новообразований гипса в ордовикских отложениях Восточной Прибалтики и северо-западной части Белоруссии

1—3 — границы современного распространения отложений (1 — ордовика, 2 — силура, 3 — среднего девона); 4 — граница структурно-фациальных зон для отложений раннего — начала среднего ордовика; 5 — границы современных тектонических структур: I — Балтийская синеклиза, II — Белорусская антеклиза, III — Латвийская седловина; 6 — Балтинава-17, 7 — Лудза-15, 8 — Вишки-25, 9 — Друкшяй-324, 10 — Суходолы-1, Паяжеряй-222, 2 — Укмерге-1, 3 — Сведасай-252, 4 — Буткунай-324, 5 — Лядай-282, 6 — Балтинава-17, 7 — Лудза-15, 8 — Вишки-25, 9 — Друкшяй-324, 10 — Суходолы-1, 11 — Межаны-210, 12 — Видзы-1, 13 — Твярячюс-336, 14 — Вангишки-205, 15 — Струсто-206, 16 — Браслав-1, 17 — Ахремовцы-208, 18 — Ричаны-209, 19 — Плюсы-207, 20 — Обабы-3, 21 — Ахремовцы-7, 22 — Верхнедвинск-1, 23 — Балаи-15, 24 — Аташине-9, 25 — Заборье-8

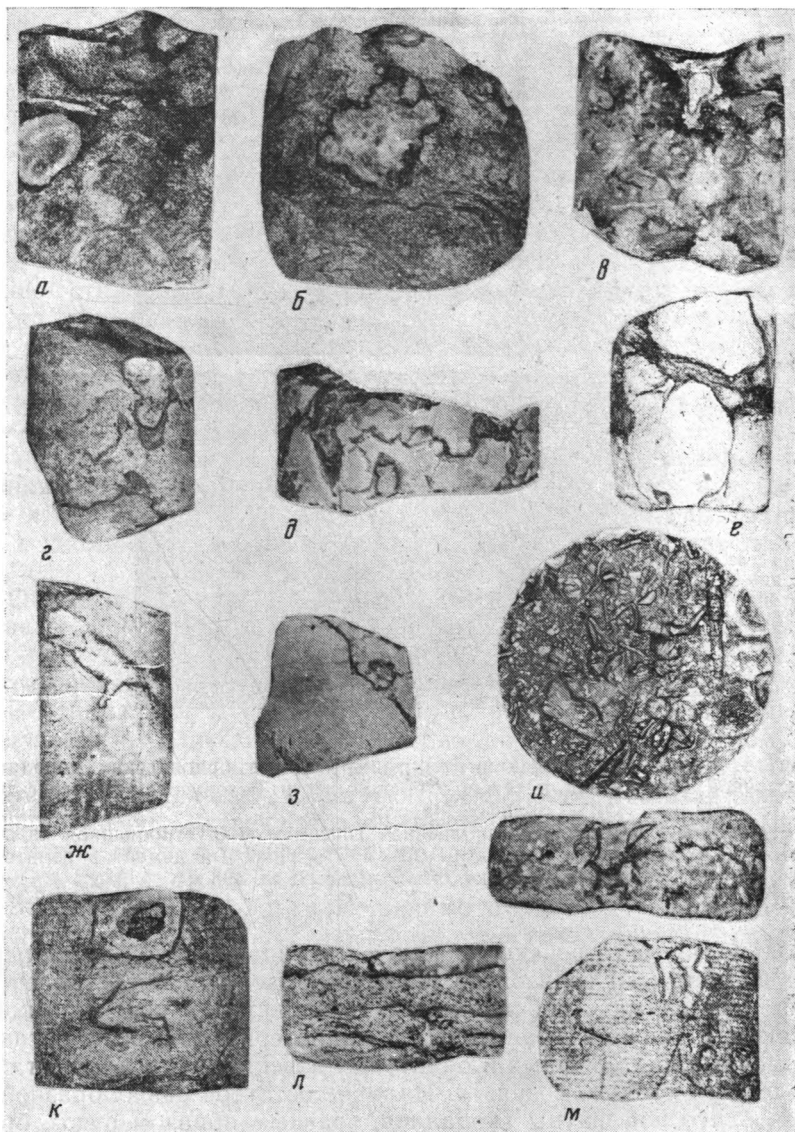
и др. Из них особенно многочисленны крупные прямые цефалоподы, обломки крупных гладких панцирей трилобитов, брахиоподы *Ranorthis carinata Rubel*, *Nicolella pterygoidea (Pander)*, *Apomatella ingraca (Pahlen)*, мшанки *Dianulites multimesoporicus Modzalevskaya*, *Revalotrypa gibbosa (Bassler)*, *Stictoporella gracilis (Eichwald)* и др. [13].

Гипсовые проявления фиксируются в породах всех горизонтов среднеордовикской толщи, представленной серо-, реже красноцветными известняками, органогенно-детритовыми, афанитовыми и микрозернистыми, содержащими прослой зеленоватой и темно-серых мергелей. Характерно, что в идавверско-кейлаской части разреза, где доминируют существенно глинистые породы (мергели, карбонатные глины), гипс отмечается в основном в прослоях более проницаемых по сравнению с мергелями органогенно-детритовых известняков (скв. Укмерга-10, Вангишки-205, Струсто-206, Ричаны-209). Органические остатки, свидетельствующие о нормальной солености палеобассейна, встречаются по всему среднеордовикскому разрезу, но особенно обильны и разнообразны в отложениях азерского и кейлаского горизонтов [14]. В этой части разреза распространены главным образом те же группы ископаемых организмов, что и в нижнеордовикских отложениях, но среди них резко домини-



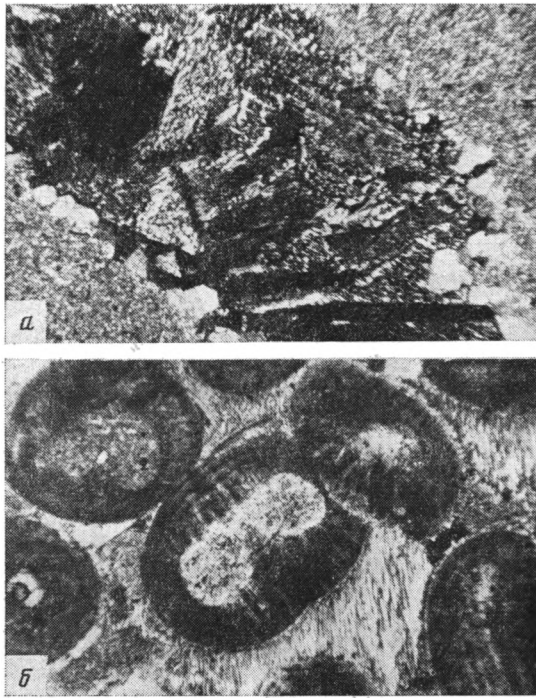
Фиг. 2. Схема литолого-стратиграфической приуроченности выделений вторичного гипса в ордовикских отложениях Восточной Прибалтики и северо-западной части Белоруссии

1 — песчаники; 2 — глинистые известняки; 3 — мергели; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — проявления гипса; 7 — уровни крупных стратиграфических перерывов



Фиг. 3. Морфология и условия залегания гипсовых новообразований в ордовикских известняках северо-запада Белоруссии. Фотографии керн, ум. 1,5  
*а* — гнездо гипса в горизонтальном глинистом кармане, скв. Струсто-206, гл. 409 м; *б* — лапчатое гнездо гипса с глинистой оторочкой, скв. Балаи-15, гл. 206—212 м; *в* — гнездо гипса в полости, заполненной глиной и инкрустированной пиритом, скв. Ричаны-209, гл. 317 м; *г* — гнездо гипса в глинистом кармане, находящемся на пересечении стилолитовых швов, скв. Ахремовцы-208, гл. 342—346 м; *д* — гипсовые выделения, приуроченные к стилолитовому шву, скв. Балаи-15, гл. 193—206 м; *е* — выделения гипса на контактах сочленения обломков брекчии, скв. Ахремовцы-7, гл. 290—294 м; *ж* — субвертикальный прожилок гипса, скв. Ахремовцы-7, гл. 298—303 м; *з* — гипс в тектонической трещине, скв. Струсто-206, гл. 324 м; *и* — органогенный известняк (вид кернa сверху), замещенная гипсом раковина брахиоподы (вид кернa сбоку), скв. Балаи-15, гл. 197—206 м; *к* — гипс в полости выщелачивания цефалоподы, скв. Заборье-8, гл. 332—335 м; *л* — замещенная гипсом цефалопода, скв. Ричаны-209, гл. 332—337 м; *м* — выполнение гипсом полостей, оставшихся от выщелачивания проблематичных организмов, скв. Струсто-206, гл. 401 м

руют мшанки и брахиоподы. Для тех и других в данный отрезок времени была характерна необычайно широкая таксономическая дифференциация, приведшая к большому разнообразию морфо- и экотипов и указывающая на исключительно благоприятные условия обитания мелководного морского бентоса.



Фиг. 4. Условия локализации вторичного гипса в ордовикских породах Восточной Прибалтики и северо-западной части Белоруссии. Фотографии шлифов, николи +, ув. 40  
*a* — трещина в известняке, выполненная гипсом и инкрустированная кальцитом, скв. Ахремовцы-7, гл. 290—294 м; *б* — гипсовый цемент в оолитовом известняке, скв. Укмерге-1, гл. 498 м

Довольно часто встречаются включения гипса в отложениях набаласского и вормсиского горизонтов верхнего ордовика, представленных в основном мергелями с прослоями микрозернистых и неяснокмковатых известняков, а также в афанитовых и микрозернистых, реже органогенно-обломочных, биоморфных и оолитовых известняках и доломитах пиргуского и поркуниского возраста. Наличие остатков разнообразной мелководной бентосной фауны (кораллов, главным образом ругоз, брахиопод, мшанок и др.) свидетельствует о нормально-морских условиях осадконакопления.

Приведенный обзор демонстрирует весьма важный для понимания природы гипсовых включений факт: по всему разрезу ордовика они встречаются в породах, содержащих остатки обильной и разнообразной нормально-морской фауны. Интересно и то, что распределение гнезд гипса не зависит от фациальной характеристики отложений. Они отмечаются как в Восточно-Прибалтийской (прибрежной), так и в Западно-Прибалтийской (удаленной от берега) структурно-фациальных зонах (см. фиг. 1), выделяемых по литологическим признакам (глинистости пород и др.) для отложений раннего и начала среднего ордовика.

Форма гипсовых проявлений в ордовикских породах довольно разнообразна (фиг. 3, 4). Можно выделить следующие их морфологические типы.

1. Округлые (желвакоподобные) часто крупные (1—5 см) гнезда, локализованные в карбонатно-глинистых карманах в известняке, напоминающих прожилки и заполненные глиной миниатюрные карстовые воронки (см. фиг. 3, *a—г*). Местами эти глинистые включения приурочены к уровням смены литологического облика известняков, четко трассируемым выделениями пирита и трактуемым многими исследователями [7, 10, 15] как поверхности кратковременных перерывов в осадконакопле-

нии. В ряде случаев гнезда гипса, отороченные глинистым материалом, находятся на пересечении стилолитовых швов (см. фиг. 3, *з*).

2. Гнезда, желваки, корочки и отдельные кристаллы, приуроченные к зеленовато-серым, серым и зеленым горизонтальным, реже субгоризонтальным волнистым карбонатно-глинистым прослойкам мощностью 1—5 мм. Эти прослойки то в большей, то в меньшей степени напоминают зачаточные стилолиты (парастилолиты по М. С. Шведову [19]) и иногда очень густо пронизывают известняки. Гнезда гипса имеют размер 2—10 мм и обычно отделены от вмещающей породы глинистым веществом — «шапкой» стилолита (см. фиг. 3, *д*). В других случаях — (это хорошо видно на отпрепарированных плоскостях парастилолитов) гипсовые чешуйки и тонкие (2 мм и менее) корочки, иногда имеющие микрожелваковое строение, как бы «прорастают» глину.

Непременным свойством гипсовых форм описанных выше морфологических типов является отделение гипсовой скульптуры от вмещающей породы глинистой прослойкой, иногда довольно значительной (до 5 мм). Возникает впечатление, что желваки сульфата кальция как бы «взвешены» в глинистом субстрате; при этом границы гипсовых включений могут в деталях повторять контуры полостей в известняке (см. фиг. 3, *е*).

3. Гнезда (до 2 см), прожилки и чешуйки гипса, расположенные в карбонатно-глинистой массе, цементирующей известняковые обломки (см. фиг. 3, *е*). Иногда выделения сосредоточены на сочленении карбонатных фрагментов брекчиевидных глинисто-карбонатных пород.

4. Вертикальные и субвертикальные, реже горизонтальные, четко очерченные прожилки гипса мощностью 1—10 мм, по-видимому, представляющие собой тектонические разрывы (см. фиг. 3, *ж*, *з*). Трещины с гипсом отличаются изменчивостью по мощности, местами переходят в небольшие гнезда. Встречаются трещины, в которых гипс выполняет центральную часть, а периферическая представлена кальцитом или доломитом (см. фиг. 4, *а*).

5. Выделения гипса, локализованные в полостях, образованных по органическим остаткам. На некоторых участках гипсовые скульптуры явно наследуют форму трубкообразных ходов червей, отдельных растворившихся раковин и внутренних ядер брахиопод (см. фиг. 3, *и*) и цефалопод (см. фиг. 3, *к*, *л*), причем иногда хорошо сохраняются створки раковин, сложенные перекристаллизованным кальцитом. Реже гипс нацело или частично залечивает многочисленные бесформенные каверны в породе, оставшиеся, по-видимому, от выщелачивания проблематичных фаунистических остатков (см. фиг. 3, *м*).

6. Гипсовый поровый цемент в оолитовых известняках (см. фиг. 4, *б*). Гипс представлен, как правило, агрегатом пластинчатых или игольчатых кристаллов, реже — отдельными пластинками, еще реже — зернистой массой. Иногда в желваках наблюдается зональность, характеризующаяся развитием каймы (до 3 мм) селенита по периферической части выделения и зернистого гипса в центре. Цвет гипсовых гнезд обычно ярко-, реже бледно-розовый, оранжевый. Отдельные кристаллы прозрачны и имеют светло-розовую или светло-желтую окраску; в более редких случаях они бесцветны.

Приведенные данные позволяют утверждать, что гипс в исследованных отложениях постседиментационный. Об этом свидетельствуют следующие признаки: а) отсутствие стратиграфического и фациального контроля проявлений гипса (повышение их встречаемости в наиболее карбонатных и проницаемых частях ордовикского разреза, напротив, говорит о действии вторичного, по-видимому, гидрогеологического фактора, обусловившего развитие сульфатной минерализации); б) приуроченность гипса ко вторичным, в ряде случаев явно постлитификационным (стилолиты, тектонические трещины, каверны по выщелоченным раковинам), текстурным элементам пород, отсутствие гипсовых гнезд, соизмеримых с диаметром керна, что могло бы наводить на мысль о наличии в этих разрезах пластовых (седиментационных) гипсов; в) гидро-

химический характер седиментационного ордовикского бассейна, обусловивший развитие богатой и разнообразной фауны, обитавшей в нормально-морских условиях, встречаемость выделений гипса в органогенных известняках и отчетливые факты замещения гипсом остатков организмов.

В свете установленной вторичной природы гипса в ордовикских отложениях изучаемой территории рассмотрим возможный механизм формирования сульфатной минерализации. В этой связи представляется целесообразным обратить внимание на широкое развитие в пределах района исследований среднедевонских (эйфельских) отложений, содержащих прослойки седиментационного гипса. Примечательно и то, что в области распространения эйфельских сульфатных образований проявления гипса (иногда явно вторичные) обнаружены также в кембрийских (скв. Балтинава-17, Верхнедвинск-1, Друкшяй-324, Лудза-15, Ляляй-284, Ухвище-2 и др.) и верхнепротерозойских (скв. Боровино-3, Кляпиничи-38, Новоселки-8) породах. Вместе с тем в Брестской впадине (юго-западная часть Белоруссии), где в разрезе отсутствуют гипсоносные девонские отложения, в породах силура и ордовика гипс не встречен.

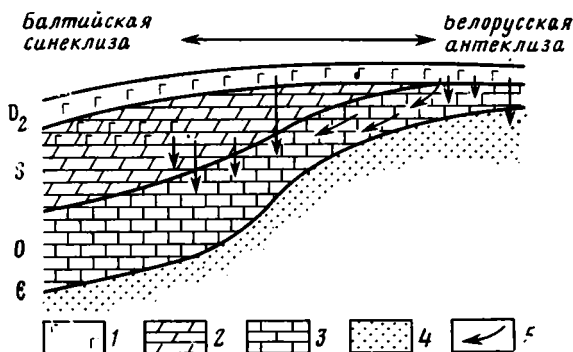
Все это наряду с отмеченной выше преимущественной приуроченностью гипсовых новообразований к наиболее проницаемым карбонатным частям ордовикского разреза и локализацией выделений гипса в кавернах, порах и трещинах наводит на мысль о генетическом значении установленной площадной ассоциации отложений, содержащих постседиментационный сульфат кальция, и вышезалегающих девонских пластовых эвапоритов.

По всей вероятности, выпадение гипса в ордовикских породах происходило из подземных вод, генетически связанных с залегающими выше седиментационными гипсами среднедевонского возраста. Причем, как недавно было показано [9], современные подземные растворы рассматриваемых районов, представляющие собой воды выщелачивания пластовых гипсов, не насыщены по сульфату кальция. Следовательно, скорее всего гипсообразующими могли быть маточные или производные от них рассолы сульфатных отложений, проникающие в подсульфатную часть разреза. Другими словами, природу вторичного гипса в ордовикской толще мы связываем с процессом галокатагенеза [8], или гравитационно-рассольного катагенеза по В. Н. Холодову [18].

Ордовикские отложения к предэйфельскому времени были сильно изменены гипергенными процессами, обусловленными перерывами в осадконакоплении в ордовикскую эпоху [6, 7, 10, 15], а также на силурийском и раннедевонском этапах, образования которых на значительной части данной территории (северо-запад РСФСР и Белоруссии, юго-восток Латвии) представлены либо существенно сокращенными разрезами, либо полностью отсутствуют. Проницаемость отложений ордовика в предсреднедевонское время, по всей вероятности, была значительно выше, чем сейчас. На это указывают многочисленные гнезда, каверны, разрывы, стилолиты в породах, в настоящее время существенно заполненные глиной, гипсом и др., часто встречающиеся комковатая текстура известняков и их брекчированность.

Образование среднедевонского бассейна галогенеза, где шло осаждение сульфата кальция, привело к миграции рассолов, насыщенных по гипсу (или близких к этому состоянию), в нижележащие отложения ордовика. Прямое поступление девонских рассолов в ордовикскую толщу было наиболее вероятным в северо-западных районах БССР и РСФСР, где ордовикские отложения непосредственно подстилают эйфельские образования. Этот процесс мог осуществляться двумя путями: во-первых, посредством струйного гравитационного стекания по схеме А. И. Поливаной и М. Г. Валяшко [12], а во-вторых, при отжиме под высоким давлением межкристальной рапы из уплотнявшихся на стадии диагенеза сульфатных осадков [20].

Что касается районов, где ордовикские и эйфельские отложения разделены толщами силура (восток Литвы) или нижнего девона (юго-во-



Фиг. 5. Принципиальная схема возможной палеомиграции сульфатоносных рассолов в области сочленения Белорусской антеклизы и Балтийской синеклизы

1 — отложения, содержащие прослой седиментационного гипса; 2 — карбонатно-глинистые отложения; 3 — карбонатные отложения; 4 — терригенные отложения; 5 — направление миграции рассолов

сток Латвии), то здесь гидродинамическая схема поступления рассолов галогенеза в ордовикскую толщу представляется более сложной. По-видимому, можно допустить латеральную миграцию рассолов в ордовикских отложениях от участков наиболее высокого гипсометрического их залегания (северо-западные склоны Белорусской антеклизы и Латвийская седловина), где осуществлялось непосредственное питание водоносного комплекса эйфельскими рассолами по описанным выше механизмам, в сторону погружения толщи по направлению к осевой части Балтийской синеклизы (фиг. 5). Этому могли способствовать значительная проницаемость пород ордовикской толщи и более высокая плотность рассолов галогенеза по сравнению с растворами, заключенными в ней и, видимо, представлявшими собой смесь морской и атмосферной воды.

Кроме того, нельзя исключить вероятность формирования вторичной сульфатной минерализации ордовикских пород восточной части Литвы под действием рассолов — производных верхнесилурийских (вяркнеского, нерисского и минияского) бассейнов сульфатонакопления [4, 6, 16]. Вертикальная миграция силурийских рассолов в ордовикские отложения могла иметь место в зонах наибольшей проницаемости пород силурийской толщи, которая в целом менее проницаема, чем ордовикская. Высказанное предположение оправдано наличием вторичного гипса на путях миграции рассолов в отложениях верхнего силура (бирштонские, вяркнеские, нерисские, юраские и минияские слои) данной части рассматриваемой территории (Швянченис, Пренай, Жежмарий, Вильнюс, Кауно-Воке и др.) [4, 6].

В пределах восточной части Латвии возможно влияние на ордовикские породы рассолов, связанных с нижнедевонскими гипсоносными терригенными отложениями [2].

Перераспределение растворов в ордовикской толще было направлено на замещение подземных вод, залегающих в ней, рассолами галогенеза. При этом в связи с неравномерностью фильтрационных свойств пород в объеме толщи одни блоки оказались гидравлически изолированными от действия рассолов, в пределах других сформировались смеси рассолов и захороненных ранее в толще вод, в третьих, наиболее проницаемых, эти воды полностью заместились рассолами. В этом последнем случае незначительные изменения геохимических условий в пласте (концентрации растворенных компонентов, температуры, давления) могли приводить к кристаллизации гипса из-за существенной насыщенности внедрявшихся рассолов по сульфату кальция.

При изучении механизма гипсообразования интересно рассмотреть, почему на фоне преимущественной приуроченности новообразований гипса к наиболее проницаемым (карбонатным) зонам разреза наряду с заполнением гипсом трещин и каверн нередки случаи нахождения гип-

совых желваков в глинистых гнездах и карманах ордовикских карбонатных пород (см. фиг. 3, а—г). Придавая решающее значение в гипсообразовании гидрогеологическому фактору, казалось бы, следовало ожидать изолированности глинистых участков пород от влияния сульфатоносных рассолов. Представляется правомерным такое объяснение данного факта. Как уже сказано выше, к предэйфельскому времени ордовикская толща в связи с действием гипергенных процессов при перерывах в осадконакоплении была сложена хорошо проницаемыми породами. Здесь особо подчеркнем, что среди них заметное место принадлежало гнездам и прожилкам пластичной гидрослюдистой глины. При миграции девонских рассолов в отложения ордовика мог осуществляться процесс ультрафильтрации растворов через глинистые мембраны (фильтрационный эффект) [5, 23]. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что сульфат-ион задерживается на иллитовой мембране сильнее других анионов [23]. Таким образом, могли возникнуть локальные концентрации сульфата, кальция, причем учитывая близкое к равновесному по отношению к гипсу состояние поступавших рассолов, надо полагать, что фильтрационный эффект незначительной интенсивности мог приводить к кристаллизации минерала. Присутствие гипса в глинистых гнездах с учетом желваковидной формы выделений и встречающейся их концентрической зональности наводит на мысль о верности формирования гипсового агрегата в пластичной глине на стадии катагенеза по механизму конкрециобразования.

Разберем возможные альтернативные гипотезы вторичного гипсообразования в ордовикских отложениях.

Некоторые исследователи трактуют генезис сульфатных желваков как конкреционно-диагенетическое перераспределение вещества в нелитифицированном сульфатно-карбонатном осадке. Так, например, объясняется природа нодулярномозаичной текстуры ангидрита в каменноугольных отложениях Канадского Арктического архипелага [21, 22]. Очевидно, что данная модель не сопоставляется с наблюдаемыми нами явлениями, так как она требует высокого, достаточного для насыщения по гипсу содержания сульфата кальция в иловом, а значит, и в наддонном растворе бассейна седиментации. Этому, как уже говорилось, противоречит наличие в ордовикских отложениях остатков богатой нормально-морской фауны.

Известно, что в аридных областях в почвах, на поверхности и в неглубоко залегающих отложениях часто образуются выделения гипса [11]. Решающее значение при этом имеет процесс испарения грунтовых вод, современные и древние уровни которых нередко трансформируются огипсованными горизонтами [1]. Поскольку вопрос о климате в ордовике спорный [6, 17], то анализ альтернативных гипотез вторичного гипсообразования в ордовикских породах будет неполным без изучения возможности огипсования отложений процессом гипергенного засоления при перерывах в седиментации. На наш взгляд, если допустить существование в ордовике в пределах рассматриваемой территории аридных условий, то принятию гипотезы гипергенного засоления противоречит следующее. Во-первых, горизонты огипсования, маркирующие древние уровни грунтовых вод, обычно прослеживаются на значительные расстояния; в нашем же случае такого не наблюдается: гипс распределен в разрезе хаотически. Во-вторых, если бы садка гипса происходила путем испарительного процесса, следовало бы ожидать более равномерного насыщения пород гипсом; в действительности же, как правило, огипсованы лишь отдельные текстурные элементы пород. В-третьих, если допускать, что гипс в ордовикских отложениях образовался при выпадении из соленых грунтовых вод в периоды многочисленных перерывов в седиментации, то неясно, почему он не растворился в результате следовавших за перерывами столь же многочисленных трансгрессий.

В 60-е годы нашего столетия на побережьях Персидского залива и Калифорнии были впервые изучены специфические приливно-отливные обстановки (сабхи), где идет эвапоритообразование [24—26]. Напом-



ним, что на сабкхах происходит формирование карбонатов, сульфатов, галита на поверхности и (посредством внутригрунтового испарения в условиях капиллярного подтягивания вод к поверхности) в поровом пространстве отложений, расположенных в надприливной зоне, заливаемой во время штормов или в результате эпейрогенических колебаний земной коры. В последнее время данная схема широко (особенно за рубежом) используется при реконструкции условий образования ископаемых эвапоритов. Однако она не в состоянии удовлетворительно объяснить генезис гипса в описываемом нами регионе. Во-первых, обычным следствием латерально-вертикального движения рассолов на сабкхах является интенсивная доломитизация отложений, а в разрезе ордовикской толщи Восточной Прибалтики и северо-западной части Белоруссии сульфатные выделения локализуются не только в доломитах, но даже несколько чаще в известняках. Во-вторых, в пределах приливно-отливных равнин непременным спутником сульфатов являются водорослевые остатки; в нашем случае породы не отличаются обилием водорослевых остатков. В-третьих, на современных сабкхах, как правило, имеются пластовые выделения сульфата кальция, переслаивающиеся с карбонатными отложениями; в рассматриваемых же разрезах проявления гипса могут трактоваться только как включения. В-четвертых, сабкхи — это прибрежно-морские равнины; гипс же встречается не только в окраинных частях ордовикского бассейна (Белоруссия), но и в удаленных от берега районах (средняя Литва, Псковская область) [3].

Приведенные данные показывают, что природа вторичного гипса ордовикских отложений Восточной Прибалтики и северо-западной части Белоруссии связана с галокатагенетическим процессом воздействия на карбонатные и глинисто-карбонатные породы рассолов — дериватов послеордовикских, главным образом эйфельского, бассейнов сульфатонакопления.

Изложенный в статье материал необходимо учитывать при фациально-палеогеографическом изучении, формационном анализе, гидрогеологических и геохимических исследованиях ордовикских отложений западной части Восточно-Европейской платформы. Пути проверки и уточнения предложенной концепции вторичного гипсообразования лежат в дальнейшем детальном изучении разрезов, геохимическом (в том числе изотопном) изучении сульфатных выделений.

#### Литература

1. Алексин А. А. Гипсоносность пород в засушливых областях и их палеогеографическое значение на примере северной Туркмении.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1958, т. XXXIII (1), с. 139—143.
2. Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии/Под ред. Биргера А. Я., Биргера Л. В., Биркиса А. П. и др. Рига: Зинатне, 1979. 543 с.
3. Геология СССР. Т. 1. М.: Недра, 1971. 504 с.
4. Геология СССР. Т. 39. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 373 с.
5. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
6. Коркутис В. А., Лапинкас П. П., Лашков Е. М. Литология и фации нефтеносных отложений нижнего палеозоя Южной Прибалтики. М.: Недра, 1972. 180 с.
7. Лашков Е. М. Перерывы в осадконакоплении отложений ордовика Южной Прибалтики, их палеотектоническая и стратиграфическая приуроченность.— В кн.: Материалы III научной конференции геологов Литвы. Вильнюс: Периодика, 1973, с. 62—65.
8. Махнач А. А. Галокатагенез — специфическая совокупность наложенных постдиагенетических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 141—145.
9. Махнач А. А. Термодинамическое исследование системы вода—порода осадочной толщи Белорусской антеклизы.— Докл. АН БССР, 1983, т. XXVII, № 10, с. 925—928.
10. Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин: Валгус, 1966. 200 с.
11. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. II. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 393 с.
12. Поливанова А. И., Валышко М. Г. Специфика гидрогеохимии подсолевых отложений и характерный для них комплекс ископаемых.— В кн.: Гидрогеология и нефтеносность. Минск: Наука и техника, 1982, с. 72—99.
13. Пушкин В. И. Стратиграфия и корреляция нижне-, среднеордовикских отложений Белоруссии.— В кн.: Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981, с. 73—91.

14. *Пушкин В. И., Зиновенко Г. В., Пискун Л. В., Ропот В. Ф.* Стратиграфическая схема ордовикских отложений Белоруссии.— В кн.: Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск: Наука, и техника, 1981, с. 34—41.
15. *Ропот В. Ф.* Литология ордовикских и силурийских отложений Белоруссии: Автореф. дис. на соискание уч. степ. канд. геол.-мин. наук, Таллин, 1981, 27 с.
16. Стратиграфия СССР. Силурийская система. М.: Недра, 1965. 529 с.
17. *Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., Яковлева В. И.* Ордовик Латвии. Рига: Зинатне, 1982. 294 с.
18. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 3, с. 3—22.
19. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
20. *Шиманович В. М.* Палеодинамика рассолов соленосных толщ Припятской впадины.— Докл. АН БССР, 1978, т. XXII, № 9, с. 821—824.
21. *Davies G. R., Nassichuk W. W.* Subaqueous evaporites of the Carboniferous Otto Fiord Formation, Canadian Arctic Archipelago: A summary.— Geol., 1975, v. 3, № 5, p. 273—278.
22. *Dean W. E., Davies G. R., Anderson R. Y.* Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite.— Geol., 1975, v. 3, № 7, p. 367—372.
23. *Kharaka Y. K., Berry F. A. F.* Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes. Experimental investigation.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, p. 2577—2603.
24. *Kinsman D. J. J.* Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf.— In: Second Symp., v. 1. Salt: N. Ohio Geol. Soc., 1966, p. 302—326.
25. *Shearman D. J.* Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flates of the Arabian Shore of the Persian Gulf.— Proc. Geol. Soc. Lond., 1963, v. 1607, p. 63—65.
26. *Shearman D. J.* Recent halite rock, Baja California, Mexico.— Bull. Inst. Min. and Metallurg., 1970, v. 79, p. 155—162.

Институт геохимии и геофизики АН БССР  
 Минск  
 ЛитНИГРИ  
 Вильнюс

Поступила в редакцию  
 2.VI.1983

УДК 549 : 552.4

**ОБ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ  
ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД***ЛЯХОВИЧ В. В.*

Показана необходимость выделения среди акцессорных минералов осадочно-метаморфических пород двух главных генетических групп: кластогенной и метаморфогенной. Только кластогенные минералы являются индикатором состава пород питающих провинций.

Акцессорные минералы играют большую роль в минеральном составе осадочно-метаморфических толщ. Их характерные ассоциации могут указывать как на состав пород, служивших источником материала при формировании осадка, так и на минералого-геохимические особенности пород того или другого региона.

Будучи образованы различными соединениями редких и рудных элементов, эти минералы несут в особенностях своей формы, состава и содержания важную информацию как об истории формирования породы, так и о ее возможной рудоносности. Особенно важным признаком является состав акцессорных минералов, который, подобно составу породообразующих минералов, не является постоянным, а закономерно изменяется в зависимости от генезиса минерала и состава материнской породы.

Стремление использовать индикаторные свойства акцессорных минералов для выяснения палеогеографических условий осадконакопления, исходного состава осадочно-метаморфических пород или для суждения о степени рудогенерирующей способности отдельных ступеней прогрессивного или регрессивного метаморфизма часто затруднительно из-за отсутствия их четкого деления на главные генетические группы.

Среди акцессорных минералов осадочно-метаморфических пород следует выделять две основные группы, имеющие важное генетическое и практическое значение.

Наиболее древними являются минералы, попавшие в осадок при разрушении осадочно-метаморфических или изверженных пород различного возраста и состава. Они образуют группу кластогенных минералов, nasledующих особенности пород питающих провинций.

В процессе регионального метаморфизма осадочных пород возникает другая группа минералов — собственно метаморфогенных. Их видовой состав во многом определяется как литологией исходных пород, так и степенью метаморфизма: зеленосланцевой, амфиболитовой или гранулитовой.

Кроме этих основных генетических групп минералов, кластогенных и метаморфогенных, можно выделить еще две группы минералов, пользующихся ограниченным распространением.

Одни из них, аутигенные, образуются в процессе превращения осадка в горную породу, т. е. в процессе диа- и катагенеза. Их разнообразие во многом обусловлено фациальной обстановкой седиментации и диагенеза, а также литологическими особенностями исходных пород.

Другие, метасоматические, возникают в результате сложных процессов метасоматического или гидротермального преобразования осадочно-метаморфических пород, нередко интенсивно проявленных в зонах приразломного, дислокационного метаморфизма.

Таким образом, беря за основу происхождение (генезис) акцессорных минералов в осадочно-метаморфических породах, необходимо раз-

личать четыре генетически различные их группы, для которых следует рекомендовать следующие термины:

**кластогенные минералы** — образовавшиеся при разрушении магматических или осадочно-метаморфических пород;

**аутигенные** — образовавшиеся в процессе диагенеза и катагенеза, т. е. в процессе превращения осадка в горную породу, и обычно изменяющиеся или исчезающие в процессе метаморфизма породы;

**метаморфогенные** — возникшие в процессе метаморфического преобразования осадочной породы;

Среднее содержание редких и рудных элементов в главнейших акцессорных минералах интрузивных гранитоидов, г/т

Минерал	U	Th	Nb	Ta	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y	Sr	Ga	W	Sn	Zn
Циркон	1150	913	234	55	3 895	6514	—	0,4	78	52	—
Апатит	93	172	34	33	6 630	158	738	1	19	31	—
Магнетит	15	72	117	17	527	—	—	21	7	37	268
Сфен	208	471	2479	274	17 694	620	2195	4	42	278	214
Ильменит	36	—	2106	248	620	—	—	4	35	122	511
Рутил	—	—	1891	1600	—	1773	84	27	660	605	40
Монацит	2178	5585	232	—	—	3542	8	12	—	3	32
Ортит	515	7222	59	6	—	6345	46	12	—	21	10
Флюорит	22	—	10	—	4 844	4880	297	1	—	2	12
Турмалин	—	—	170	2	—	50	45	94	—	43	175
Пирит	17	—	58	—	—	—	—	3	21	9	285
Эпидот	31	157	18	—	11 562	331	1034	107	6	32	8
Гранат	0,1	—	88	7	911	1182	—	37	60	18	186

*Примечание.* Прочерк означает отсутствие данных.

**метасоматические (и гидротермальные)** — являющиеся продуктом наложенного воздействия растворов на сформированную осадочно-метаморфическую породу.

Трудность выделения основных групп акцессорных минералов заключается в том, что во многих случаях они представлены одноименными минералами, и только форма и особенно состав, а также взаимоотношение с другими минералами породы могут указать на их генезис.

Имеющиеся к настоящему времени данные позволяют указать следующие признаки, присущие этим генетически отличным группам акцессорных минералов.

**Кластогенные минералы.** Осадки формируются за счет разрушения древних осадочно-метаморфических или изверженных пород различного состава: кислого, основного или щелочного. Учитывая преобладающее распространение среди глубинных пород гранитоидов, можно полагать, что большинство акцессорных минералов осадков будет происходить из гранитоидов и обладать присущими им особенностями состава (таблица).

Первое представление о кластогенной природе минерала можно получить, изучая его форму. Наличие окатанных зерен циркона, граната, турмалина, рутила, апатита, монацита, ильменита со всей определенностью указывает на следы механической абразии во время транспортировки материала. Однако следует учитывать два обстоятельства.

1. Мелкие кристаллы не подвергаются истиранию, так как в процессе транспортировки находятся во взвешенном состоянии и сохраняют свою форму. Наиболее сильно абрадированы крупные кристаллы.

Специальные исследования [21] показали, что в парасланцах и парагнейсах окатанные зерна циркона встречаются значительно чаще, чем в гранитах. Эти абрадированные зерна в отличие от корродированных кристаллов имеют неровную, шероховатую поверхность, нередко трещиноваты или разломаны.

2. От механической абрадированности, возникающей при перемещении зерен по ложу потока, следует отличать химическую коррозию, имеющую место в поздние и особенно в постмагматические периоды жизни интрузива, когда богатые щелочами остаточные растворы могут производить значительную коррозию ранее выделившихся минералов. Зерна циркона подобного генезиса наблюдались в альбитизированных сиенитах Горной Шории [2], двуслюдяных гранитах Японии [19] и в других местах. На коррозионную природу округлых зерен циркона в этих случаях указывает приуроченность их скоплений к участкам метасоматически измененных пород, а также наличие постепенных переходов между идиоморфными кристаллами и округлыми зернами, отражающие разные стадии коррозии.

Следует отметить, что вследствие анизотропности свойств минералов коррозия может проявляться не только в округлости вершин и ребер кристаллов, но и в образовании ячеек и каверн растворения.

**Аутигенные минералы.** По времени образования аутигенные минералы занимают как бы промежуточное положение между более древними кластогенными и более молодыми метаморфогенными минералами.

По данным А. Г. Коссовской [8], наиболее достоверными признаками, указывающими на аутигенное происхождение минерала, являются: рост минерала за счет другого, сходного по составу; наличие каемок обрастания или кристаллических выростов на теле кластогенных зерен; формирование минерала в поровых пространствах между зернами.

Весьма показательным должен быть состав аутигенных минералов. К сожалению, особенности химического состава, особенно содержание редких элементов в аутигенных цирконе, турмалине, апатите, гранате, магнетите, рутиле, пирите и других минералах, практически не изучены.

**Метаморфогенные минералы.** Их видовой состав, равно как и содержание, подвержены определенным изменениям в зависимости от литологии исходных пород и степеней метаморфизма.

Особенности состава метаморфогенных минералов, их физические свойства и морфология изучены еще недостаточно, что в значительной мере связано с трудностями их выделения.

К числу внешних особенностей этих минералов следует отнести своеобразие их формы, свидетельствующее об угнетенных условиях роста в твердой среде: уплощенные кристаллы циркона, граната, эпидота; лепешковидные выделения монацита и шарообразные — циркона. Для них характерно также наличие большого количества темных микровключений, захваченных из вмещающей породы в процессе бластического роста этих минералов. Они придают минералам необычные электромагнитные свойства и серую или черную окраску (андалузит, апатит, гранат, монацит). В каолиновой коре выветривания Украины, например, установлен черный монацит, окраска которого обусловлена обилием микровключений графита, благодаря чему содержание углерода в минерале достигает 0,98% [13].

Для некоторых аксессуарных минералов метаморфогенного генезиса установлены особенности их состава. Так, по сравнению с одноименными минералами гранитов (см. таблицу), метаморфогенные монациты парагнейсов характеризуются меньшим содержанием тория и большим европия; апатит, сфен и ортит — меньшим содержанием редкоземельных элементов и урана и большим — стронция; ильменит, турмалин, гранат — большим содержанием магния; рутил — хрома. Магнетит метаморфических пород содержит больше титана и нередко представлен титаномагнетитом. В составе монацита парагнейсов в большем количестве присутствует кальциевый (чералитовый) компонент.

В литературе неоднократно указывалось на пониженное содержание тория в монацитах из сланцев и парагнейсов, что, возможно, обусловлено меньшим содержанием тория в осадочных породах. В парагнейсах Белоруссии присутствует, например, бесториевый монацит [17].

В слюдяных сланцах Приморья обнаружен монацит лепешковидной формы, серого цвета, особенностью которого является повышенное со-

держание в нем кристаллизационной воды, почти полное отсутствие тория и большое количество европия (до 100 г/т). Подобный монацит мог образоваться из рабдофанита при высокотемпературном региональном метаморфизме, преобразовавшем первоначальные осадки в кристаллические сланцы [9].

В отличие от турмалинов магматического генезиса метаморфогенные турмалины характеризуются почти полным отсутствием щелочей, высоким содержанием  $Fe_2O_3$  при пониженном количестве  $Al_2O_3$ .

В ортите докембрийских гнейсов Белоруссии количество стронция в 2 раза больше, чем в ортите гранитов (см. таблицу) и составляет 94 г/т [16].

В осадочно-метаморфических породах циркон содержит значительно больше гафния и особенно скандия (до 975 г/т) по сравнению с цирконом гранитоидов. Апатиты осадочно-метаморфических пород характеризуются большим содержанием Ga (38 г/т), а по данным З. В. Васильевой и П. В. Калинина [1], в них отсутствуют TR,  $SO_3$ , Cl, постоянно присутствующие в апатите интрузивных гранитоидов.

В рутиле из слабометаморфизованных осадочных пород содержится 600 г/т Sr [7], что в 2 раза выше, чем в рутиле гранитоидов (см. таблицу). Пириты осадочно-метаморфических пород содержат меньше Co, Ni, Cu, Zn, гранаты — меньше Y, но больше Mg, Cr, V, флюориты — в 10 раз меньше редкоземельных элементов, чем одноименные минералы интрузивных гранитоидов.

В магнетите осадочно-метаморфических пород содержание V и Mn ниже, чем в магнетите интрузивных гранитоидов. Изучение содержания титана и магния из пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма архея Анабарского щита позволило установить [6], что содержание титана прямо пропорционально, а магния — обратно пропорционально степени метаморфизма породы.

В магнетите из осадочно-метаморфических пород содержание тяжелого изотопа кислорода составляет 2%, а в магнетите изверженных пород 1,4% [4].

Таким образом, особенности состава метаморфогенных минералов являются их важным признаком. В отличие от кластогенных минералов гранитного происхождения они содержат больше тех элементов (Sc, Sr, Zn, Ga), кларк которых в песчано-сланцевых породах выше, чем в гранитоидах.

**Минералы метасоматического и гидротермального генезиса.** Эта своеобразная группа минералов имеет ограниченное распространение, локализуясь в узких приразломных зонах. В отличие от метаморфогенных минералов их формирование связано с широко проявленными процессами привноса — выноса вещества.

Для метасоматических минералов характерны: крупные размеры, густая окраска, наличие скелетных и футлярообразных кристаллов. Однако их основное отличие заключается в особенностях состава.

В породах, испытавших щелочной метасоматоз, кристаллы циркона обогащаются U, Y, Hf, Ta, вследствие чего отношения  $Th/U$ ,  $TR_{Ce}/TR_Y$ ,  $Zr/Hf$ ,  $Nb/Ta$  значительно уменьшаются по сравнению с неизменными породами. В неизменных гранитах, например, отношение  $Nb/Ta$  в цирконе равно 6, а в альбитизированных 0,9. Метасоматические гранаты содержат больше Mn, и количество спессартинового компонента в них достигает 33% (в неизменных гранитах 28%) [10].

Значительный привнос редких элементов фиксируется в процессе приразломного метасоматоза нижнепротерозойских пород Кутимской глыбы (Северное Прибайкалье). В результате образовался щелочной мигматитовый комплекс с высокими содержаниями TR, Zr, Nb [11]. Концентрация TR установлена в щелочных метасоматитах, образующихся по вулканогенным и метаморфическим комплексам докембрия [18].

В метаморфических породах кристаллического фундамента Белоруссии — различных сланцах, гнейсах, амфиболитах — максимальные концентрации сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита

и др.) приурочены к породам, граничащим с зонами глубинных разломов [3]. Это указывает на наличие в этих породах как первично-магматических, так и гидротермальных сульфидов.

Минералы гидротермального генезиса также характеризуются вполне определенными особенностями состава. Так, гидротермальные турмалины содержат меньше Sc, Rb, но больше Sn, Li, Cs, Cu, а апатиты в 2—3 раза меньше редкоземельных элементов, чем одноименные минералы интрузивных гранитов. Показано, что пириты из гидротермальных жил по сравнению с пиритами осадочного генезиса обогащены Zn, Pb, Bi, Sb, Sn и особенно V [20].

\* \* \*

В заключение необходимо остановиться на некоторых положениях, которые необходимо учитывать при минералогическом изучении метаморфических пород.

1. Для того чтобы разделить и выделить в виде отдельных фракций кластогенные и метаморфогенные акцессорные минералы недостаточно обычных лабораторных схем обогащения.

Наличие большого количества одноименных минералов, имеющих различный генезис, требует использования в практике лабораторных методов обогащения современных приборов (термо- и магнитоградиентных, магнито-гидростатических и т. п.), позволяющих выделять фракции минералов, незначительно отличающиеся по своим физическим свойствам (плотности, магнитной восприимчивости и т. п.). Анализ выделенных разновидностей минерала позволит установить различия в химическом составе, особенно в содержании «элементов-примесей», что в совокупности позволит более правильно воссоздать не только исходный состав, но и особенности процесса становления осадочно-метаморфической породы.

2. В процессе метаморфизма зеленосланцевой, амфиболитовой или гранулитовой фаций одни акцессорные минералы оказываются устойчивыми и сохраняются вплоть до самых высоких ступеней, другие исчезают совсем или вместо них возникают новые, обладающие иными свойствами и составом — собственно метаморфогенные минералы.

Если по морфологическим особенностям и химическому составу кластогенных минералов мы можем судить об особенностях состава пород, являющихся «материнскими» по отношению к осадочным породам, то по количеству новообразованных метаморфогенных минералов можно судить о степени метаморфизма породы, степени ее перекристаллизации, которая оказывает большое влияние на рудогенерирующую способность той или иной ступени метаморфизма.

3. Судить о степени метаморфизма пород региона и особенно о связанной с ним мобилизации редких и рудных элементов, имевших место в процессе регионального метаморфизма, нельзя, не выделяя четко две основные группы минералов — кластогенные (реликтовые) и метаморфогенные (новообразованные).

Следует найти признаки, позволяющие надежно отличать одноименные минералы различного генезиса — кластогенные от метаморфогенных, что в свою очередь дает возможность количественно оценить соотношение этих двух генетически отличных групп минералов, используя для этого отношения  $\sum \mu / \sum \kappa$ : (где  $\sum \mu$  и  $\sum \kappa$  соответственно суммарное содержание метаморфогенных и кластогенных минералов). Следовательно, исходя из количества метаморфогенных минералов можно более аргументированно решать такие важные задачи, как определение интенсивности процессов метаморфизма или мобилизации редких и рудных элементов.

В геохимии использование различных отношений K/Rb, Zr/Hf, U/Ti, Nb/Ta показало их большую информативность в отношении различных стадий магматического процесса.

В связи с этим необходимо изучить физические свойства (плотность,

твердость, магнитную и электромагнитную восприимчивость, термолюминесценцию) метаморфогенных минералов, которые могут влиять на их обогатимость. Это позволит, используя лабораторные методы обогащения, выделять среди одноименных минералов представителей генетически различных групп — кластогенных и метаморфогенных.

4. Определение видового состава и содержания различных генераций акцессорных минералов в породах разных фаций метаморфизма весьма важно и в том отношении, что позволяет восстановить не только их исходный состав, но и воссоздать историю процессов метаморфизма, смену прогрессивных этапов метаморфизма регрессивными, выявить степень воздействия тех или иных метасоматических процессов и т. п. Кроме того, подобное изучение позволяет оценить рудогенерирующую способность каждой ступени метаморфизма.

5. Однако для того чтобы выявить влияние степени метаморфизма на видовой состав и содержание акцессорных минералов в метаморфической породе, необходимо предварительно изучить видовой состав и содержание акцессорных минералов в осадочно-метаморфических породах различного состава: преимущественно кремнистых (кварциты), глиноземистых (глинистые сланцы), карбонатных (мергели, известняки). Это требует тщательного проведения специального исследования, главной задачей которого является выявление особенностей двух главных генетических групп акцессорных минералов: кластогенных и метаморфогенных.

6. Для того чтобы исключить влияние прогрессивного и регрессивного метаморфизма, которое древние (особенно архейские) породы испытывали неоднократно, необходимо знать, какие акцессорные минералы наиболее устойчивы и, следовательно, могут быть использованы как индикаторы, какие особенности состава акцессорных минералов сохраняются наиболее полно и также могут быть учтены при генетических построениях.

Подтверждением этому являются сведения, например, о том, что с увеличением степени метаморфизма содержание циркона в песчано-глинистых породах уменьшается главным образом за счет растворения наиболее мелких (0,02 мм) его кристаллов [12].

7. Появление в метаморфических породах высоких содержаний минералов редких элементов (TR, Nb, Be, Li) обычно связано с наложенными метасоматическими процессами. С метасоматитами фанерозоя связаны интересные для промышленности концентрации минералов Li, Be, Nb, Ta и других редких и рудных элементов. Поэтому особенно важно выявить особенности минерального состава докембрийских метасоматитов, установив при этом, минералы каких элементов концентрируются в них в количествах, представляющих промышленный интерес. Так, в метаморфических породах содержание ксенотима невелико, но оно увеличивается в измененных породах, например в биотитизированных зонах дробления мигматитов и гнейсов Побужья [14]. Метасоматическая гранитизация докембрийских пород Казахстана, приведшая к образованию верхнепротерозойских гранито-гнейсов Соуктальского массива, сопровождалась образованием акцессорного касситерита [15]. Максимальное (до 35%) количество апатита установлено в карбонатных метасоматитах Черниговской зоны [5].

8. Приведенные данные показывают, что для корреляции осадочно-метаморфических толщ, для суждения об источниках питания и путях транспортировки осадочного материала можно использовать особенности формы или состава только кластогенных минералов, а не акцессорных минералов данной породы вообще. Только кластогенные минералы позволяют судить о своеобразии разрушавшихся пород, давших начало осадку.

#### Литература

1. Васильева З. В., Калинин П. В. Особенности состава и генезиса апатитов Слюдянского района в Южном Прибайкалье.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 6, с. 45—60.



2. Вахрушев В. А. О растворении цирконов в изверженных горных породах.— Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 3, с. 1027—1031.
3. Вахрушев В. А. О распространенности сульфидных минералов в породах кристаллического фундамента Белоруссии.— Докл. АН СССР, 1981, т. 25, № 7, с. 633—636.
4. Донцова Е. И. О некоторых закономерностях распределения изотопов кислорода в изверженных горных породах.— Геохимия, 1966, № 4, с. 430—432.
5. Жуков Г. В., Вархатов В. А., Сахацкий И. И., Горяев Д. П. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье.— Геол. журн., 1973, № 5, с. 17—23.
6. Закруткин В. В. О роли магнетита как показателя метаморфизма.— В кн.: Науч. сообщ. за 1964 г. Сер. техн. и естеств. наук. Изд-во Ростовск. ун-та, 1965, с. 143—144.
7. Казак А. П. Элементы-примеси в рутиле.— Геохимия, 1969, № 12, с. 1481—1488.
8. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилкойской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с. (Труды ГИН, вып. 63).
9. Костерин А. В., Алехина К. Н., Кизюра В. Е. Монацит необычного генезиса.— Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, 1962, вып. 15, с. 23—26.
10. Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973. 309 с.
11. Макрыгина В. А., Бакишев С. А. Редкоземельные элементы в щелочных метасоматитах Кутимской глыбы (Северное Прибайкалье).— В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982, с. 153—165.
12. Мельгунов С. В. Рассеянные элементы в метаморфизованных песчано-глинистых толщах Горного Алтая.— Геология и геофизика, 1974, № 2, с. 54—58.
13. Морозова Л. И., Перец В. С. Акцессорные монацит, циркон, ильменит из каолиновой коры выветривания Украинского щита.— Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 4, с. 530—533.
14. Нечаев С. В., Кононов Ю. В. Новый генетический тип редкоземельного оруденения в докембрийских магматитах Европейской части СССР.— Сов. геология, 1963, № 4, с. 123—126.
15. Попов А. В. О природе оловянной минерализации в грейзенах Соуктальского массива гранито-гнейсов.— Тр. науч. конф. молодых ученых Ин-та геол. наук АН КазССР. Алма-Ата, 1980, с. 66—72.
16. Сердюченко Д. П., Пап А. М. Особенности состава и происхождения ортита и титанита из кристаллических пород белорусского докембрия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 1, с. 166—169.
17. Сердюченко Д. П., Пап А. М., Боровская В. М., Быкова А. В. Бесториевый монацит из докембрийских гнейсов Белоруссии и его генезис.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4, с. 917—919.
18. Собаченко В. Н., Смирнова Е. В. К геохимии редких земель при развитии метасоматических процессов в вулканогенных и метасоматических комплексах докембрия.— В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982, с. 98—111.
19. Ichimura T. Some heavy accessory minerals in granite rocks from the Tsacuba district, Jbarany prefecture.— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1955, v. 33, № 3, p. 213—217.
20. Matula I. Prispevon ku geochemii pyritovna bozisku Fichtenhübeo v spisskogemer-skoin rudohori.— Geol. prace. CUDSAV, 1969, № 48, p. 81—90.
21. Schützel H., Kutschke D. Zircon statistische Untersuchungen am Augenqneiss von Schwarzenberg.— Berganademie, 1961, v. 13, № 7—8, S. 117—131.

ИЛС АН СССР, Москва

Поступила в редакцию  
6.I.1983

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4 : 553.64(265/266)

## КАДМИЙ В ФОСФОРИТАХ С ПОДВОДНЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА

БАТУРИН Г. Н., ОРЕШКИН В. Н.

Характерная черта рельефа дна Тихого океана — широкое распространение подводных гор, на вершинах и склонах которых часто встречаются наряду с известняками фосфориты и фосфатизированные породы [1, 4]. Генезис этих фосфоритов является дискуссионным, и ни одна из предлагавшихся гипотез их генезиса (биогенная, хемогенная и вулканогенная) не имеет в своем распоряжении бесспорных аргументов [1, 9].

Одним из путей решения этого вопроса является выполнение детальных исследований как общего химического состава пород, так и особенно поведения в них микроэлементов — индикаторов тех или иных процессов. К числу таких индикаторов вулканогенных процессов относится кадмий, занимающий одно из ведущих мест по своей вулканогенной специфичности [10]. Поведение кадмия в океанских фосфоритах представляет и самостоятельный интерес как с точки зрения его морской геохимии в целом, так и в связи с его тенденцией концентрироваться в фосфатных породах [3].

Нами исследована коллекция фосфатных пород (31 проба) с подводных гор Тихого океана, собранная одним из авторов настоящего сообщения в 48-м рейсе НИС «Витязь».

Исследованные породы представлены фосфатизированными известняками, гиалокластитами, фосфоритовыми брекчиями, фосфатизированными ядрами железомарганцевых конкреций, марганцевыми корками с прожилками фосфата с поверхности фосфатизированных известняков и базальтов, фосфатизированной пемзой и глиной.

Во всех пробах определялось содержание фосфора методом полного химического разложения с колOMETрическим окончанием (анализы выполнены Г. Н. Батуриным). Содержание  $C_{орг}$  определялось в аналитической лаборатории ИОАН методом Кюппа. Спектральные анализы на железо, марганец и редкие элементы выполнялись в лабораториях ГИГХС и ВИМС. Содержание кадмия определялось В. Н. Орешкиным методом атомно-абсорбционного анализа с электротермическим атомизатором порошкообразных проб на экспериментальных установках, описанных в работах [7, 8].

Согласно полученным результатам, содержание кадмия в исследованных фосфоритах и фосфатных породах с подводных гор Тихого океана находится в пределах  $(0,75-44,8) \cdot 10^{-5}\%$  (таблица).

Большая часть проб фосфатизированных известняков характеризуется низким содержанием кадмия, составляющим  $(0,75-3,7) \cdot 10^{-5}\%$ , но в трех пробах содержание кадмия оказалось более высоким —  $(10,0-13,1) \cdot 10^{-5}\%$ . Фосфатизированные гиалокластиты обеднены кадмием и содержат его в количестве  $(0,94-1,6) \cdot 10^{-5}\%$ . То же относится и к представленным фосфатизированным гиалокластитами ядрам железомарганцевых конкреций, содержащим  $(0,75-3,2) \cdot 10^{-5}\%$  кадмия. Светлые и пестроокрашенные фосфоритовые брекчии содержат  $(2,4-7,8) \cdot 10^{-5}\%$  кадмия, но образец черного цвета оказался максимально обогащен кадмием по сравнению с прочими —  $44,8 \cdot 10^{-5}\%$ . Железомарганцевые корки с жилками фосфатизированных пород содержат  $(4,0-4,2) \cdot 10^{-5}\%$  кадмия, в то время как фосфоритовая корка на базальте обогащена им до  $13,1 \cdot 10^{-5}\%$ . Фосфатизированная пемза отличается относительно повышенным содержанием кадмия  $(10,8 \cdot 10^{-5}\%)$ , фосфатизированная глина — пониженным  $(3,3 \cdot 10^{-5}\%)$ .

Судя по этим результатам, во всех исследованных типах фосфоритов с подводных гор — фосфатизированных известняках, гиалокластитах, брекчиях, ядрах железомарганцевых конкреций, марганцево-фосфатных корках преобладают низкие содержания кадмия, не превышающие  $4 \cdot 10^{-5}\%$ .

Относительно повышенные содержания кадмия ( $\geq 10 \cdot 10^{-5}\%$ ) отмечены только в шести пробах. Три из них представлены фосфатизированными известняками, остальные — фосфоритовой брекчией, фосфоритовой коркой на базальте и фосфатизированной пемзой.

Обогащенные кадмием фосфатизированные известняки подняты с относительно небольших глубин (ст. 6261 — 370 м, ст. 6267 — 1420 м) и отличаются от остальных образцов молодым (эоцен-четвертичным) геологическим возрастом. Содержание фосфора в них ниже (в среднем 17,9%), чем в остальных образцах этого типа (в среднем 25,6%), а содержание  $C_{орг}$  несколько выше (в среднем 0,23% по сравнению с 0,15% в остальных образцах) за счет обогащения им образцов со ст. 6261, содержащих 0,32 и 0,25%  $C_{орг}$ .

Особенностью химического состава третьего из рассматриваемых образцов (ст. 6267) является обогащение его железом (3%) и марганцем ( $>1\%$ ), а из микроэлементов — серебром ( $1 \cdot 10^{-3}\%$ ).

Кроме того, все три образца отличаются относительно повышенным содержанием урана  $(6,0-8,1) \cdot 10^{-4}\%$  [2]. В связи с этим можно предположить, что повышенное содержание кадмия в первых двух образцах обусловлено наличием в них относительно свежего реакционноспособного органического вещества, подобно тому, как было

**Содержание компонентов основного химического состава (в %) и кадмия (в 10<sup>-5</sup>%)  
в фосфоритах с подводных гор Тихого океана**

Номер станции	Координаты	Глубина, м	Геологический возраст материала*	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe**	Mn**	Сорг	Cd
<i>Фосфатизированные известняки</i>								
а) обогащенные кадмием								
6261-1	32°16' с. ш. 172°51' в. д.	370	N—Q	19,59	0,4	0,3	0,32	13,1
6261-2А	30°16' с. ш. 172°51' в. д.	370	N—Q	12,37	0,1	0,1	0,25	11,6
6267-15	23°32' с. ш. 157°23' в. д.	1420	F <sub>2</sub>	21,87	3	1	0,13	10,0
Среднее				17,9	1,2		0,23	11,6
б) не обогащенные кадмием								
6263-1	30°14' с. ш. 173°48' в. д.	2050	K	19,92	2	0,1	0,10	0,75
6265	26°58' с. ш. 177°18' в. д.	2750	—	28,58	2	0,6	0,13	1,5
6266-1	20°55' с. ш. 179°50' в. д.	1650	K <sub>1</sub>	27,48	1	0,6	—	1,9
6343-4	20°06' с. ш. 169°07' з. д.	4250	F <sub>2</sub>	27,27	0,6	0,4	0,27	1,6
6348-1	18°31' с. ш. 175°06' з. д.	1050	P <sub>2</sub>	25,65	0,1	0,2	0,25	1,9
6349-3	18°30' с. ш. 175°28' з. д.	2280	K—P	23,00	0,1	0,1	0,22	2,6
6364-11	21°10' с. ш. 163°13' в. д.	2350	K	25,67	3	0,3	—	3,7
6366-25	22°39' с. ш. 160°52' в. д.	1800	F <sub>2</sub>	26,65	1	0,6	0,25	2,6
Среднее				25,6	1,2	2,5	0,15	2,1
<i>Фосфатизированные гиадокластиты</i>								
6263	30°14' с. ш. 173°48' в. д.	2050	K	16,03	10	0,2	—	1,4
6265	26°58' с. ш. 177°18' в. д.	2750	—	23,56	—	—	—	0,94
6339-1	15°14' с. ш. 157°21' в. д.	4800	—	9,76	4	0,6	—	1,1
6364-7	21°10' с. ш. 163°13' в. д.	2350	K	20,36	6	0,1	—	1,6
6366-24	22°39' с. ш. 160°52' в. д.	1800	P <sub>2</sub>	23,13	3	0,1	0,18	1,4
6366-26	22°39' с. ш. 160°52' в. д.	1800	F <sub>2</sub>	15,26	4	0,06	0,26	1,2
6348-4	26°33' с. ш. 152°13' в. д.	3200	—	17,01	4	0,6	0,10	1,2
Среднее				17,9	5	0,3	0,18	1,2
<i>Фосфоритовые брекчии</i>								
6266-3	20°35' с. ш. 179°50' в. д.	1650	K	24,84	4	0,3	0,9	7,8
6266-4	20°35' с. ш. 179°50' в. д.	1650	K	20,15	3	0,2	0,12	4,1
6333-134	12°54' ю. ш. 160°44' з. д.	3930	—	22,49	3	0,4	—	4,0
6333-135	12°54' ю. ш. 160°44' з. д.	3930	—	7,50	4	1	—	2,4
6266-5	20°35' с. ш. 179°50' в. д.	1650	—	13,74	4	3	0,15	44,8
Среднее				17,74	3,6	1	0,12	12,6

Номер станции	Координаты	Глубина, м	Геологический возраст материала*	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe**	Mn**	Сорг	Cd
<i>Фосфатные породы в ядрах железомарганцевых конкреций</i>								
6263-А	30°14' с. ш. 173°48' в. д.	2050	К	11,60	10	0,2	0,19	1,1
6263-2	30°14' с. ш. 173°48' в. д.	2050	—	19,92	2	0,8	0,40	0,75
6344-2	19°59' с. ш. 170°40' з. д.	2150	К	14,11	2	1	0,09	3,2
Среднее				15,21	5	0,7	0,23	1,7
<i>Железомарганцевые корки с фосфатом на фосфатных породах</i>								
6333-23	12°54' ю. ш. 160°44' з. д.	3930	—	7,49	3	1	0,08	4,0
6333-24	12°54' ю. ш. 160°44' з. д.	3930	—	8,44	3	3	0,12	4,2
Среднее				7,9	3	2	0,1	4,1
<i>Фосфатная корка на базальте</i>								
6352-2	18°19' с. ш. 178°21' з. д.	16,30	—	26,75	10	0,3	0,46	13,1
<i>Фосфатизированная пемза</i>								
6275-15	12°11' с. ш. 179°49' в. д.	6300	—	7,27	4	3	—	10,8
<i>Фосфатизированная глина</i>								
6275-2	12°11' с. ш. 179°49' в. д.	2300	—	8,19	3	1	—	3,3

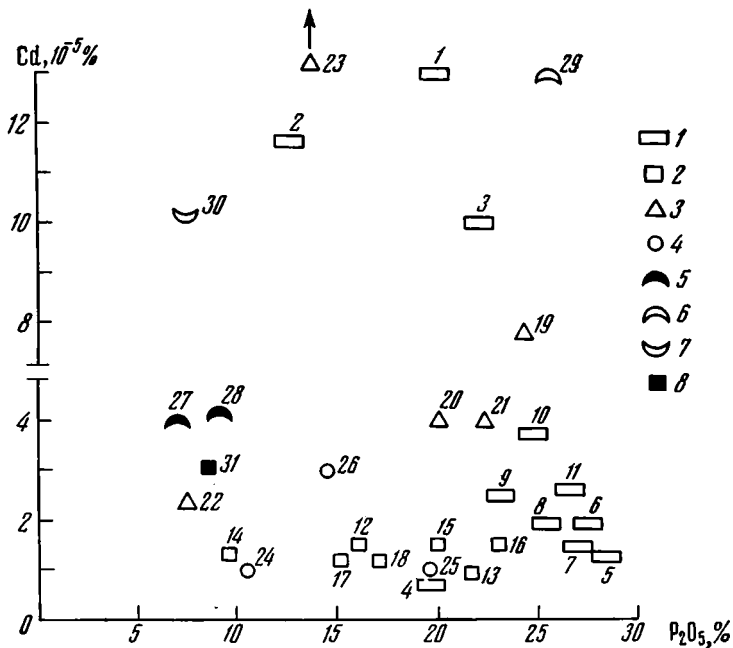
\* По микрофауне.

\*\* Спектральные анализы.

установлено ранее для современных шельфовых фосфоритов [3]. Концентрация кадмия в остальных обогащенных им образцах связана, по-видимому, с присутствием гидроокислов железа и марганца, которые обладают способностью накапливать этот элемент в морской среде [5, 6]. Черная фосфоритовая брекчия и фосфатизированная пемза содержат более 3% марганца, а фосфоритовая корка на базальте — более 10% железа.

Железомарганцево-фосфатные корки на фосфатизированных породах также обогащены железом и марганцем, но содержание в них кадмия составляет всего (4,0—4,2) · 10<sup>-5</sup>%. Вероятно, в данном случае отсутствие заметной концентрации кадмия в материале железомарганцевого состава связано с повышенной скоростью осаждения гидроокислов этих металлов, что лимитирует процесс накопления в них меди, никеля, а также редких и рассеянных элементов. Но действие этого эффекта проявляется дифференцированно по отношению к различным элементам. Так, две из трех последних проб с повышенным содержанием кадмия (обр. 23 и 30) обогащены также, судя по данным спектрального анализа, серебром (0,003%) и таллием (0,001—0,006%). Оба образца (27, 28) железомарганцево-фосфатных корок обогащены также серебром (0,001%), а один из них и таллием (0,006%), но при этом содержание в них кадмия лишь ненамного превышает типичный для фосфоритов с подводных гор фон, составляющий (2—3) · 10<sup>-5</sup>%. Приведенные данные показывают, что фосфориты с подводных гор отличаются значительно меньшим содержанием кадмия по сравнению с фосфоритами подводных окраин континентов, в которых кадмий концентрируется от 0,00л% и связан главным образом с органическим веществом [3]. Обоеднение кадмием этих пород соответствует низкому содержанию в них органического вещества, причем корреляция кадмия с органическим веществом, характерная для шельфовых фосфоритов, в данном случае отсутствует, равно как и корреляция с фосфором (фигура).

Превалирующим фактором относительно накопления кадмия в фосфоритах с подводных гор (в тех случаях, когда оно происходит) является повышенное содержание в них железа и марганца, но для реализации этого процесса необходимы дополнительные условия, одним из которых является, видимо, длительность времени контакта породы с морской водой. Благодаря этому медленно растущие пелагические железомарганцевые конкреции обогащены кадмием до (60—140) · 10<sup>-5</sup>% [5] при высокой степени его концентрации на гидроокислах. Если в железомарганцевых конкрециях величина Cd/Fe составляет (3—10) · 10<sup>-5</sup>, то в исследованных железомарганцево-фосфатных корках лишь (1—3) · 10<sup>-5</sup> и только в одном случае около 10 · 10<sup>-5</sup>. В то же время в вулканогенных эксгалитах оно составляет в среднем 0,03 [10], т. е. примерно в 1000 раз выше.



Соотношение между содержанием кадмия и фосфора  $P_2O_5$  в фосфоритах с подводных гор Тихого океана  
 1—3 — фосфатизированные породы (1 — известняки, 2 — гиалокластиты, 3 — брекчи);  
 4 — ядра железомарганцевых конкреций (фосфатсодержащие); 5 — железомарганцевые корки с фосфатом; 6 — фосфатная корка на базальте; 7 — фосфатизированная пемза; 8 — фосфатизированная глина

Следовательно, несмотря на исключительную вулканогенную специфичность кадмия, его абсолютные и относительные концентрации в исследованных породах в целом низки — значительно ниже по сравнению с шельфовыми биогенно-диагнетическими фосфоритами, так и с пелагическими седиментационно-диагенетическими железомарганцевыми конкрециями. Таким образом, в целом поведение кадмия в фосфоритах, фосфатизированных породах и железомарганцево-фосфатных корках с подводных гор показывает, что основные слагающие их компоненты — фосфор и гидрокислы железа и марганца имеют, видимо, не столько гидротермальное, сколько нормально-осадочное происхождение.

### Литература

1. Батурич Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 230 с.
2. Батурич Г. Н., Коченов А. В., Дубинчук В. Т. Уран в фосфоритах с подводных гор Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 1, с. 3—10.
3. Батурич Г. Н., Орешкин В. Н. Кадмий в процессе современного океанского фосфоритообразования.— Геохимия, 1981, № 11, с. 1727—1733.
4. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдма И. О., Скорнякова Н. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 4, с. 913—916.
5. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
6. Орешкин В. Н. Распределение кадмия в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанология, 1977, т. 17, № 4, с. 666—671.
7. Орешкин В. Н., Беляев Ю. И., Тацкий Ю. Г., Внуковская Г. Л. Прямое одновременное определение кадмия, свинца и серебра в морской, речной и золотой взвеси методом непламенного атомно-абсорбционного анализа.— Океанология, 1980, т. 20, вып. 6, с. 752—758.
8. Орешкин В. Н., Беляев Ю. И., Тацкий Ю. Г., Черногорова С. М. Метод прямого одновременного непламенного атомно-абсорбционного определения нескольких тяжелых металлов в объектах биосферы (препринт). Пушкино: Изд-во ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1981. 16 с.
9. Сафонов В. Г. О генезисе фосфоритов на подводных горах северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 2, с. 16—21.
10. Menyailov I. A., Nikitina L. P., Shapar V. N., Miklischansky A. Z. The role of active volcanism in enrichment of the atmosphere in chalcophile elements.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, № C13, p. 11.113—11.118.

## СООТНОШЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ЛИТОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОСАДКОВ БЕРИНГОВА МОРЯ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

ЛЕВИТАН М. А., МУРАВЬЕВ А. В., ГУРВИЧ Е. Г.

Под литологическими особенностями здесь понимаются состав, текстурно-структурные характеристики и степень диагенетического уплотнения осадков. В качестве литофизических свойств в данном случае рассматриваются теплопроводность  $\lambda$ , плотность натурального осадка  $\rho$  и влажность  $W$ .

Обычно коэффициент теплопроводности при океанологических исследованиях определяют для вычисления величины теплового потока. Плотность и влажность натурального осадка — необходимые параметры для вычисления абсолютных масс различных компонентов и решения целого ряда задач прикладного характера. В настоящем сообщении предпринята попытка выявления взаимной связи рассматриваемых литофизических свойств и влияния на них литологических особенностей донных осадков. Важной задачей является оценка возможности применения литофизических свойств для литостратиграфического расчленения верхних нескольких метров морских и океанских осадков и, следовательно, корреляция разрезов по литофизическим параметрам.

Исследование корреляции теплопроводности донных осадков с другими литофизическими свойствами проведено в целом ряде работ [1—6]. В частности, показано, что, исходя из рассчитанных корреляционных соотношений, можно по данным об абсолют-

**Расположение изученных колонок**

№ колонки	Район	Координаты		Глубина моря, м	Длина колонки, см
		широта	долгота		
2537	Северо-западный шельф Берингова моря	61°435' с. ш.	177°59,0' з. д.	140	350
6543	То же	62°42,0' с. ш.	177°53,0' з. д.	119	490
2542	»	61°55,0' с. ш.	177°14,0' з. д.	122	439
2587	Хр. Ширшова	58°51,7' с. ш.	170°35,4' в. д.	569	199
2594	То же	56°56,4' с. ш.	169°53,0' в. д.	1780	472
2597	Командорская котловина	56°43,0' с. ш.	169°31,6' в. д.	3840	546
2590	То же	57°10,0' с. ш.	166°57,9' в. д.	3735	514
2578	Алеутская котловина	60°39,6' с. ш.	177°28,0' в. д.	3280	498
2579	То же	60°13,4' с. ш.	177°52,7' в. д.	2895	462
2533	»	59°34,6' с. ш.	175°47,0' в. д.	3700	405
2609	Северо-Восточная котловина Тихого океана	45°28,0' с. ш.	139°02,8' з. д.	4340	237
2529	Зона Императорского разлома	45°43,7' с. ш.	174°13,6' в. д.	5765	630
2532	То же	45°29,2' с. ш.	173°45,1' в. д.	7250	565

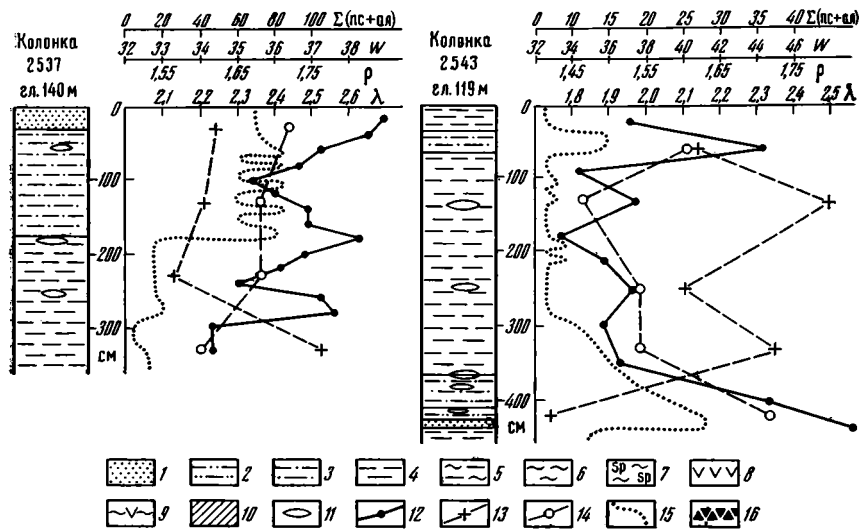
ной влажности оценить теплопроводность с точностью 5—10%. Некоторое несоответствие корреляционных кривых  $\lambda(W)$ ,  $\lambda(\rho)$  и  $\rho(W)$ , рассчитанных разными авторами, обусловлено как недостаточной представительностью использованного материала, так и своеобразием литофизических свойств осадков различных регионов. Отсюда вытекает необходимость проведения систематических исследований в этом направлении.

Данная статья основана на материалах обработки 13 колонок донных осадков, изученных в 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в северной части Тихого океана, в Командорской и Алеутской глубоководных котловинах, на хребте Ширшова и в пределах северо-западного шельфа Берингова моря (таблица).

Литологические особенности определялись на основе макроскопического описания колонок донных осадков и исследования под микроскопом мазков, взятых с интервалом в 10 см (иногда чаще). Измерения теплопроводности производились импульсным методом при помощи зонда фирмы «Фенвэл Электроник» (США) с инструментальной точностью 2%. Плотность и влажность определялись весовым способом, без поправки на соли.

Кратко опишем полученный фактический материал по основным структурам (от мелководных районов к глубоководным).

В колонках 2537, 2543 и 2542, взятых на северо-западном шельфе Берингова моря, переслаиваются обломочные и глинистые осадки (фиг. 1). Например, в колонке 2537 сверху выделяются три литостратиграфические единицы: горизонт полимиктового среднезернистого песка (0—25 см), пачка терригенно-обломочных алевроито-пелитовых илов (25—175 см) и пачка пелитовых глинистых илов (175—352 см). В осадках спорадически встречаются фрагменты раковин пелеципод, которыми особенно обогащены интервалы 175—185 и 260—270 см. В соответствии с уменьшением содержания обломочного материала сверху вниз уменьшаются плотность осадков, коэффициент теплопроводности и возрастает их влажность. Два резко



Фиг. 1. Литологические особенности и литофизические свойства осадков Наваринского шельфа

1 — пески; 2 — алевриты; 3—7 — илы (3 — алеврито-пелитовые, 4 — пелитовые глинистые, 5 — диатомово-глинистые, 6 — диатомовые, 7 — губково-диатомовые); 8 — вулканический пепел; 9 — кремнистые туффиты; 10 — горизонты «hard ground»; 11 — раковинный материал; 12 — теплопроводность  $\lambda$ , мкал/см·с·°C; 13 — влажность  $W$ , %; 14 — плотность  $\rho$ , г/см<sup>3</sup>; 15 — суммарное содержание песка и алеврита  $\Sigma$ (пс+ал), %; 16 — туфогенная дресва (с размером обломков до 5 мм)

выраженных максимума теплопроводности соответствуют скоплениям ракушки. К этим же горизонтам приурочены локальное уплотнение и снижение влажности.

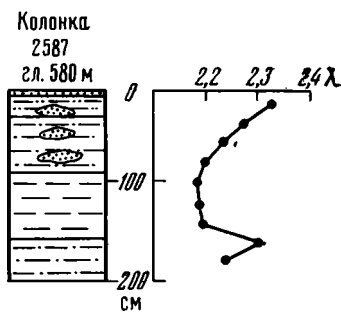
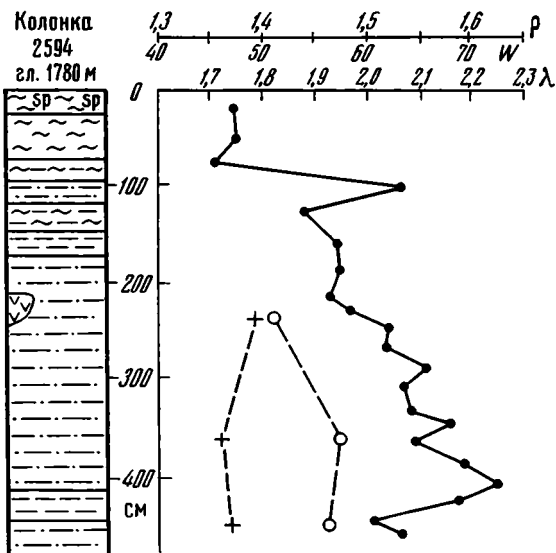
Расположенная в верхней части колонки 2542 пачка слабокремнистых диатомово-глинистых илов отличается от подстилающих бескремнистых илов более низкой плотностью, теплопроводностью и повышенной влажностью.

В литологически однородных пачках шельфовых осадков сверху вниз осуществляется диагенетическое уплотнение, фиксируемое взаимосвязанными возрастанием плотности и теплопроводности и снижением влажности.

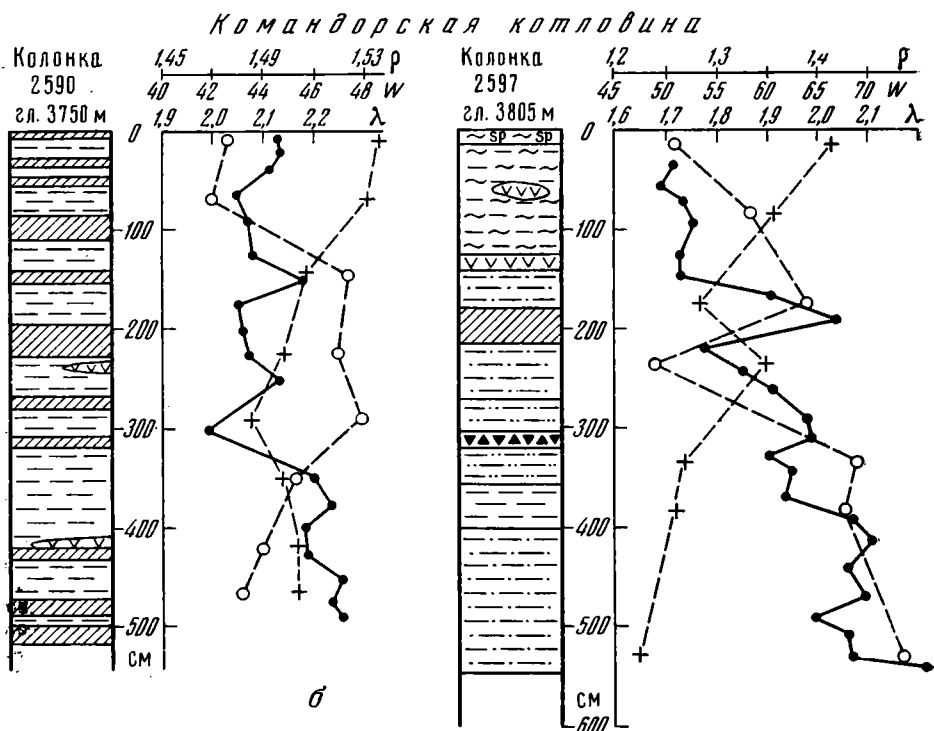
В колонках станций, выполненных в северной части хребта Ширшова, наблюдается регрессивный терригенный разрез (фиг. 2), напоминающий описанную выше последовательность отложений в колонке 2537. Типичным для средней части хр. Ширшова является разрез, вскрытый колонкой 2594. Здесь переслаиваются различные типы кремнистых илов (губково-диатомовые, диатомовые, слабокремнистые диатомово-глинистые) и бескремнистых алеврито-пелитовых и пелитовых илов. Изменения коэффициента теплопроводности прекрасно коррелируют с литологическими особенностями. Значения  $\lambda$ , составляющие 1,71—1,75 мкал/см·с·°C, резко возрастают до 2,19 мкал/см·с·°C в верхнем прослое алеврито-пелитовых илов, падают до 1,89 мкал/см·с·°C в слабокремнистых илах и затем постепенно возрастают до 2,29 мкал/см·с·°C в подошве пачки алеврито-пелитовых илов на уровне 400 см. Далее  $\lambda$  снижается до 2,03 мкал/см·с·°C в пелитах, а в нижнем горизонте алеврито-пелитовых илов составляет уже 2,19 мкал/см·с·°C (см. фиг. 2). Симбатно происходят изменения плотности и противоположно — влажности.

В зоне сочленения Командорской котловины с хр. Ширшова находится колонка 2597, где также вскрыто переслаивание кремнистых и бескремнистых отложений (см. фиг. 2). Обращает внимание присутствие горизонта полуконсолидированных отложений (170—210 см) в пачке алеврито-пелитовых терригенных илов. Для него характерен местный максимум коэффициента теплопроводности (2,04 мкал/см·с·°C) и минимум влажности (53,5%). Непосредственно под рассматриваемым горизонтом расположена зона разуплотнения, так как он служит водупором для иловых вод, поднимающихся вверх за счет выжимания при гравитационном уплотнении. Поэтому здесь влажность возрастает до 60%, теплопроводность падает до 1,77 мкал/см·с·°C, а плотность до 1,235 г/см<sup>3</sup>.

Существенный интерес представляют данные по колонке 2590, взятой из центральной части Командорской котловины. Здесь вскрыт конденсированный разрез, представленный частым переслаиванием мягких серых глинистых илов и горизонтов «hard ground», сложенных плотными комковатыми глинами. Графики изменения литофизических свойств с глубиной (см. фиг. 2), естественно, имеют зигзагообразную форму. Однако даже в этом случае удается уловить роль диагенетического уплотнения. Например, в глинистых илах влажность снижается от 48% на глубине 70 см до 45,4% на глубине 350—465 см; в горизонтах «hard ground» происходит возрастание плотности от 1,476 г/см<sup>3</sup> на глубине 10 см до 2,30 г/см<sup>3</sup> на глубине 290 см.



а



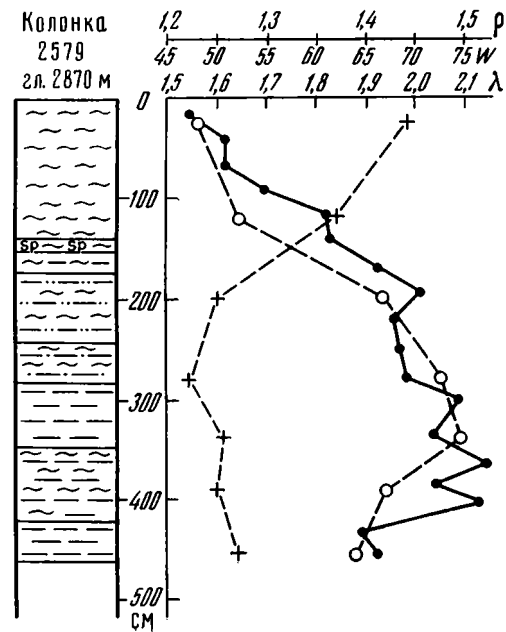
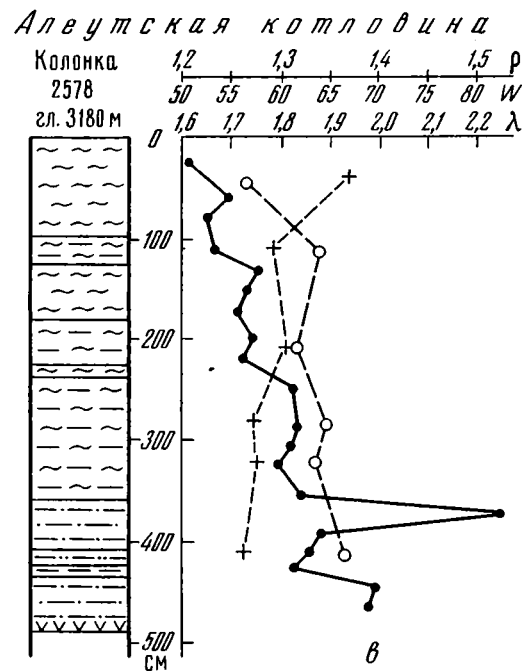
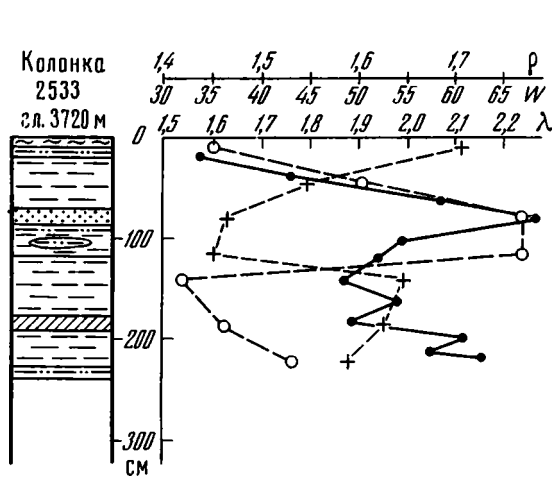
б

Фиг. 2. Литологические особенности и литофизические свойства осадков глубоководной части Берингова моря  
 а — хр. Ширшова, б — Командорская котловина, в — Алеутская котловина. Условные обозначения см. на фиг. 1

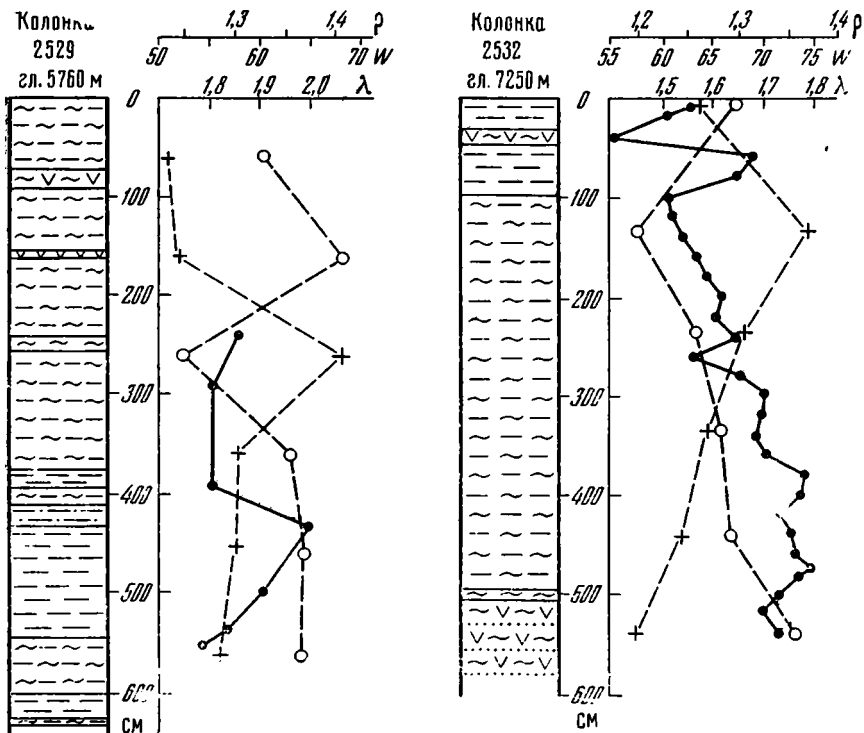
Во всех трех колонках из Алеутской котловины, для которых имеются данные определения литофизических свойств, илы, обогащенные биогенным кремнеземом, слагают верхнюю часть разреза, а бескремнистые терригенные отложения — нижнюю (см. фиг. 2). Такая смена литологического состава и диагнетическое уплотнение действуют в одном направлении, обуславливая резкое возрастание плотности и теплопроводности с глубиной и общее уменьшение влажности.

Например, в колонке 2578 от 0 до 360 см переслаиваются диатомовые и слабокремнистые диатомово-глинистые илы, а с 360 до 499 см расположена пачка алевроитопелитовых терригенных илов. Плотность возрастает от 1,27 (в диатомовых илах на глубине 40 см) до 1,37 г/см<sup>3</sup> (в алевроитопелитах на глубине 430 см), коэффициент





Фиг. 2, в



Фиг. 3. Литологические особенности и литофизические свойства осадков северной части Тихого океана (зона Императорского разлома).  
Условные обозначения см. на фиг. 1

теплопроводности — от 1,61 на глубине 25 см до 2,00 мкал/см·с·°С на глубине 450 см; влажность падает от 67,5% на глубине 40 см до 56,5% на глубине 430 см.

В Северо-Восточной котловине осадки колонки 2609 представлены очень тонкими гемипелагическими пелитовыми илами, вмещающими на глубине 120—157 см горизонт известковых пелитоморфных илов, содержащих до 35% CaCO<sub>3</sub>. Карбонат кальция представлен главным образом тончайшим (пелитовой размерности) шламом, видимо, остатками фораминифер. Отмечены розетки аутигенного карбоната (до нескольких процентов). В карбонатном горизонте значения  $\lambda$  составляют 2,30—2,45 мкал/см·с·°С, а в нижележащей глинистой пачке возрастают от 1,98 на глубине 170 см до 2,18 мкал/см·с·°С на глубине 145 см.

На северо-западе зоны Императорского разлома (45° с. ш.) изучены осадки двух колонок — 2529 и 2532 (фиг. 3), сложенных переслаивающимися гемипелагическими глинистыми, диатомовыми и диатомово-глинистыми илами, кремнисто-эдафогенными турбидитами с редкими прослоями вулканических пеплов. Литофизические свойства четко отражают как отличия в литологическом составе, так и диагенетическое уплотнение. Например, в колонке 2532 плотность 1,30 г/см<sup>3</sup> отмечена в гемипелагических глинах на глубине 5 см, а 1,295 г/см<sup>3</sup> — в диатомово-глинистых илах на глубине 440 см. В базальных турбидитах на глубине 540 см плотность составляет 1,365 г/см<sup>3</sup>. Коэффициент теплопроводности в слабокремнистых илах изменяется от 1,51 на глубине 100 см до 1,79 мкал/см·с·°С на глубине 475 см (см. фиг. 3).

Описанные колонки донных осадков (см. фиг. 1—3) принадлежат к сильно отличающимся друг от друга литолого-фаціальным зонам. Пестрота фаціальных условий отразилась в разнообразном составе донных отложений, их текстурно-структурных характеристиках, особенностях диагенетического уплотнения. Все это в свою очередь определяет литофизические свойства исследованных отложений.

Анализ графиков (фиг. 4), составленных по полученным данным, приводит к следующим выводами.

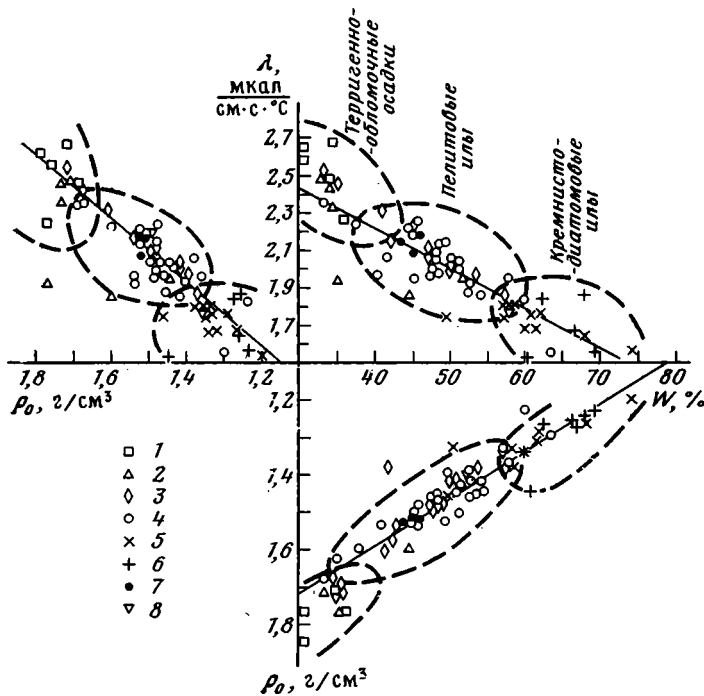
1. Подтверждается хорошая отрицательная корреляция между  $\lambda$  и  $W$ ,  $\rho$  и  $W$ , положительная — между  $\lambda$  и  $\rho$ . Эта корреляция справедлива и сохраняет свои особенности для всех типов донных отложений. Как уже отмечалось выше, эмпирические соотношения между влажностью и величиной теплового сопротивления ( $1/\lambda$ ) осадков получены различными авторами:

$$1/\lambda = (168 \pm 14) + (6,78 \pm 0,31) W \quad [6]; \quad (1)$$

$$1/\lambda = 95 + 7,41 W (\pm 5\%) \quad [5]; \quad (2)$$

$$1/\lambda = 112,6 + 7,08 W \quad [1]. \quad (3)$$

Нами проведен расчет аналогичной формулы по результатам измерения  $\lambda$  и  $W$



Фиг. 4. Корреляции литофизических свойств с составом осадков  
 1 — пески; 2 — алевриты; 3—6 — илы (3 — алеврито-пелитовые, 4 — глинистые, 5 — кремнисто-глинистые, 6 — диатомовые); 7 — глины, 8 — вулканические пеплы

для 64 образцов с диапазоном изменения  $\lambda$  от 1,5 до 2,66 мкал/см·с·°С и  $W$  от 32,9 до 69%. Коэффициент корреляции параметров  $\lambda$  и  $W$  равен  $-0,867$ , а параметров  $1/\lambda$  и  $W$  —  $0,872$ . Уравнение линейной регрессии имеет вид

$$1/\lambda = 235,2 + 5,48 W^1. \quad (4)$$

Для низких значений  $\lambda$  ( $< 2,0$  мкал/см·с·°С) и соответственно высоких значений  $W$  ( $> 50\%$ ) полученная зависимость с точностью до 10% совпадает с формулами (1) — (3). Отклонение кривой (4) при больших  $\lambda$  обусловлено, по-видимому, недостаточной представительностью исследованного нами массива данных. Хорошая обратная корреляция ( $r = -0,948$ ) наблюдается между влажностью и плотностью осадков. Уравнение регрессии, полученное в результате анализа 83 образцов, имеет вид

$$P = 2,10 - 0,137 W. \quad (5)$$

Несколько хуже корреляция между  $\rho$  и  $\lambda$  ( $r = 0,792$ ). Более тесная корреляция  $W$  и  $\rho$  обусловлена прежде всего методическими особенностями анализа.

2. Несмотря на то что на фиг. 4 не учтена степень диагенетического уплотнения, очевидно, что по литофизическим свойствам довольно четко выделяются кремнистые, глинистые и обломочные отложения.

В этом ряду возрастают  $\rho$  и  $\lambda$  и уменьшается  $W$  в верхних нескольких метрах морских и океанских осадков. Кремнистые отложения обычно характеризуются влажностью  $> 55\%$ , плотностью  $< 1,35$  г/см<sup>3</sup> и теплопроводностью  $< 1,85$  мкал/см·с·°С. Глинистые образования в основном обладают влажностью от 40 до 60%, плотностью от 1,40 до 1,55 г/см<sup>3</sup> и теплопроводностью от 1,85 до 2,30 мкал/см·с·°С. Обломочные отложения имеют влажность  $< 50\%$  (до 32%), плотность  $> 1,45$  г/см<sup>3</sup> и теплопроводность  $> 2,0$  мкал/см·с·°С.

В однородных по составу частях разрезов изменения литофизических свойств определяются главным образом диагенетическим уплотнением. Информация о скорости такого уплотнения может существенно облегчить расчленение и корреляцию разрезов морских и океанских отложений по литофизическим характеристикам.

Ниже приведены значения соответствующих литофизических свойств пачки диатомово-глинистых пелитовых илов (колонка 2532).

Горизонт, см	Влажность, %	Плотность натурального осадка, г/см <sup>3</sup>
132—137	74,4	1,20
232—237	68,0	1,26
332—337	64,8	1,028
437—422	62,0	1,29

<sup>1</sup> В формулах (1)—(4)  $1/\lambda$  выражено в см·с·°С/кал.

Согласно определениям диатомей, сделанным Г. Х. Казариной, кровля рассматриваемой пачки относится к зоне *Rhizosolenia curvirostris* (интервал 0,97—0,6 млн. лет), а подошва — к зоне *Actinocyclus oculatus* (интервал 1,5—0,97 млн. лет). Используя средние значения возраста для обоих интервалов, получаем, что  $\text{grad } \rho = 0,0002 \text{ г/см}^3 / \text{тыс. лет}$ , а  $\text{grad } W = 0,0267 \% / \text{тыс. лет}$ .

В терригенных алевроито-пелитовых илах шельфа Берингова моря градиенты уплотнения на два порядка выше:  $\text{grad } \rho = 0,02 \text{ г/см}^3 \text{ тыс. лет}$ , а  $\text{grad } W = 2,5 \% / \text{тыс. лет}$  (определения возраста по бентосным фораминиферам сделаны Х. М. Саидовой). Такое резкое отличие градиентов уплотнения объясняется, по-видимому, различием в скорости седиментации: в колонке 2532 она составляет  $\sim 8 \text{ мм/тыс. лет}$ , а в исследованном районе шельфа Берингова моря —  $500 \text{ мм/тыс. лет}$ .

Помимо скорости седиментации градиенты уплотнения зависят от состава осадков. Согласно нашим расчетам, сделанным по материалам глубоководного бурения, в плиоцен-четвертичных отложениях скорость уплотнения уменьшается в ряду терригенные глинистые илы → мергелистые илы → пелагические карбонатные осадки → кремнистые илы.

Помимо перечисленных выше факторов на литофизические свойства осадков оказывают влияние зоны разуплотнения, наличие скоплений раковинного детрита, грубо-обломочного материала, различных конкреций: присутствие поверхностей подводного выветривания, подводно-оползневых горизонтов и другие конкретные особенности строения осадочного чехла той или иной литолого-фациальной зоны.

Полученные результаты позволяют предположить возможность литостратиграфического расчленения колонок донных осадков по их литофизическим свойствам. Думается, что, изучив несколько опорных колонок в конкретной литолого-фациальной зоне с точки зрения литологических особенностей и литофизических свойств, можно при дальнейшем исследовании этой зоны ограничиться изучением тех или иных свойств в непрерывном варианте, например с помощью гамма-плотномера. Используя парные корреляции литофизических свойств и связь последних с литологическим составом, можно довольно быстро получить представление о строении поднятых колонок осадков.

### Литература

1. Попова А. К., Сувилов В. А., Хобарт М. Геотермические исследования в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. III. М.: Наука, 1974, с. 199—202.
2. Троцюк В. Я. Геотермический режим осадочного чехла морей и океанов. — В кн.: Генетические закономерности нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1980, с. 99—129.
3. Bullard E. C., Day A. The flow of heat through the floor of Atlantic ocean. — *Geophys. J.*, 1961, № 4, p. 282—292.
4. Horai K. Thermal conductivity of sediments and igneous rocks recovered during Deep-Sea Drilling Project Leg 60. — In: Initial reports of DSDP, 1982, v. 60, p. 807—834.
5. Lachenbruch A. H., Marshall B. V. Heat flow through the Arctic ocean floor: the Canada basin-Alpha Rise boundary. — *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, p. 1223—1248.
6. Ratcliff E. H. The thermal conductivities of ocean sediments. — *J. Geophys. Res.*, 1960, v. 65, p. 1535—1541.

Институт океанологии АН СССР,  
ГИН АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
20.V.1983

УДК 550.4 : 553.495

## ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ПРОЦЕССЕ КОНЦЕНТРАЦИИ УРАНА ПРИ ДРЕВНЕМ ПЛАСТОВОМ ОКИСЛЕНИИ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

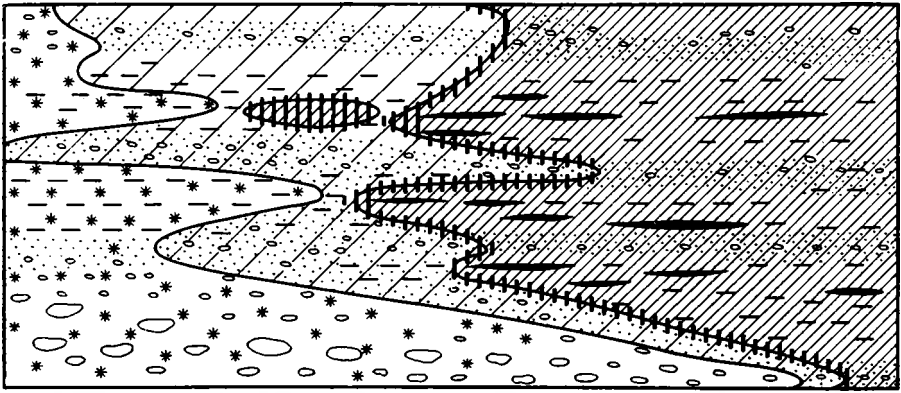
КРУГЛОВА В. Г., УСПЕНСКИЙ В. А., ДЕМЕНТЬЕВ П. К., КОЧЕНОВ А. В.

Как известно, сероцветные обогащенные углистым материалом породы и угли представляют собой благоприятную среду для локализации уранового оруденения, причем особую роль в накоплении урана играет органическое вещество [2]. Изменения органического вещества, сопровождающие процесс эпигенетического рудообразования, изучены на примере месторождения, локализованного в угленосной мелассовой толще мелового возраста.

Меловые отложения выполняют межгорную впадину и представлены разнообразными по литолого-фациальному составу комплексами пород — от конгломератов и гравелитов (пролювиальных фаший) до песчаников и углистых алевролитов (альвиальных и болотных фаший). Среди последних встречаются тонкие (до 10—15 см) прослойки и линзы углей. Общая мощность осадков в центре впадины, по-видимому, превышает 1500 м.

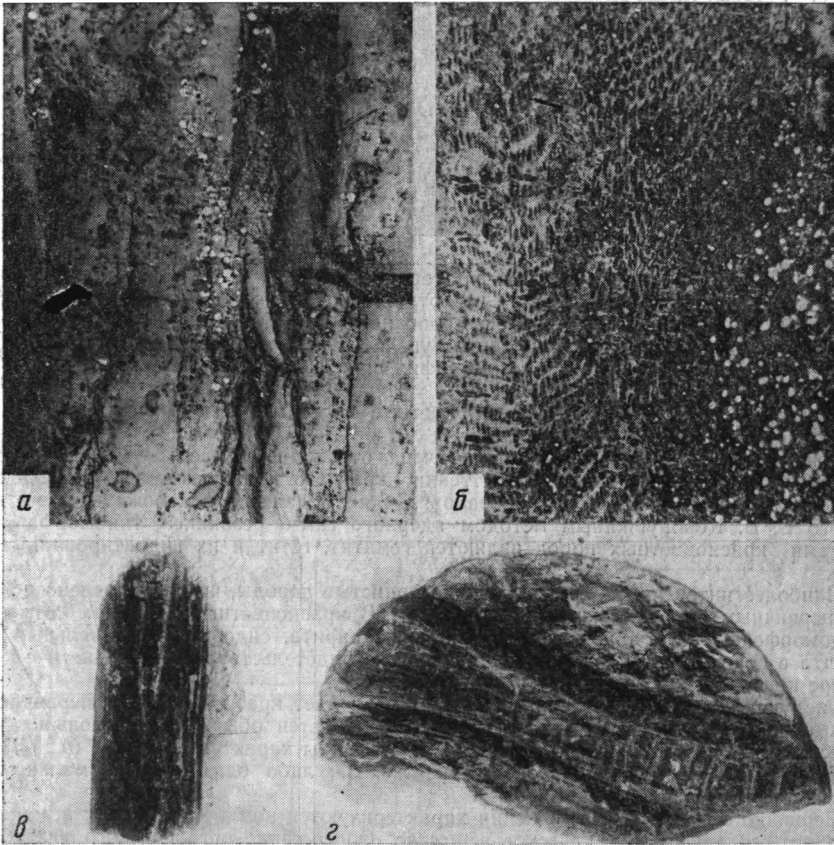
В обрамлении впадины широко развиты гранитоиды, характеризующиеся повышенной ураноносностью и послужившие основным источником обломочного материала и, по-видимому, урана.

В западной части впадины угленосные отложения сильно изменены наложенными процессами. В идеальном разрезе в направлении от бортов впадины к ее центру наблю-

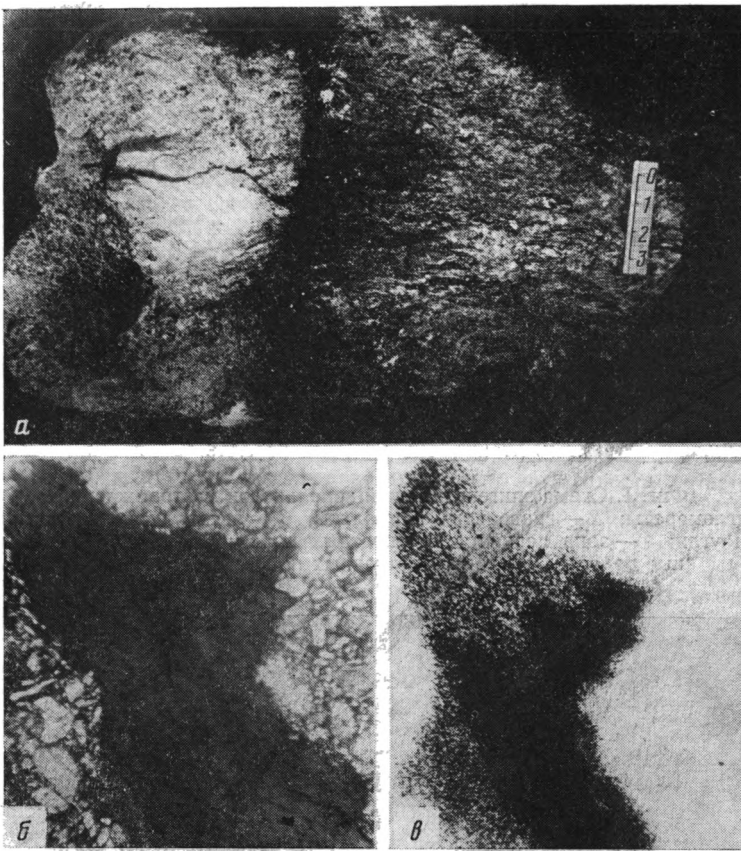


2 4 6 8 10м 1 2 3 4 5 \* \* 6 7 8

Фиг. 1. Схема эпигенетической зональности месторождения  
 1 — конгломераты; 2 — гравелиты, хлидолиты, 3 — алевролиты, песчаники; 4 — прослой угля; 5 — зона первично сероцветных пород; 6 — красноцветно-окисленные породы; 7 — зона осветленных пород; 8 — оруденение



Фиг. 2. Формы органического вещества на месторождении угля  
 а — витрен с глобулярным пиритом; б — фузен с глобулярным пиритом (увел. 37, отраженный свет); в — углефицированные растительные остатки (натур. вел.); г — углефицированные растительные остатки (натур. вел.)



Фиг. 3. *а* — контакт первично сероцветных пород и обеленных пород, подчеркнутый каймой переотложенного органического вещества (умен. в 4 раза); *б* — углефицированный растительный остаток, частично замещенный настураном (увел. 37, проходящий свет); *в* — радиография шлифа

дается следующая зональность: красноцветные породы → осветленные породы → первично сероцветные породы (фиг. 1).

Зона красноцветных пород представлена отложениями, содержащими минералы трехвалентного железа; различные оттенки красного цвета вызваны преобладанием или сочетанием различных его минералов. Судя по данным фазового анализа, выполненного В. В. Коровушкиным методом ядерного гамма-резонанса, типоморфными минералами красноцветных пород являются гематит, гётит и их гидратированные разновидности.

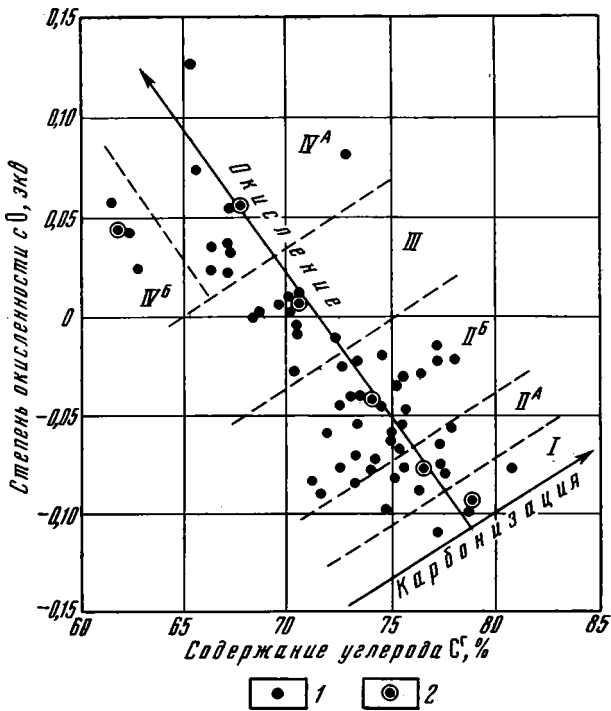
Наиболее интенсивно окрашены тонкозернистые породы, что обусловлено повышенным первичным содержанием в них железа. В красноцветных породах отмечаются псевдоморфозы окислов железа по стяжениям пирита, сидерита, растительным остаткам, что в совокупности с другими признаками свидетельствует об эпигенетическом характере красноцветности.

Следующая зона (осветленные породы) разделяет красноцветные и первично сероцветные породы. Протяженность этой зоны колеблется обычно от нескольких метров до нескольких десятков метров. Для пород этой зоны характерно низкое (0,2%) содержание углерода, пониженное содержание железа, либо близкое к нормальному для аналогичных неизмененных пород.

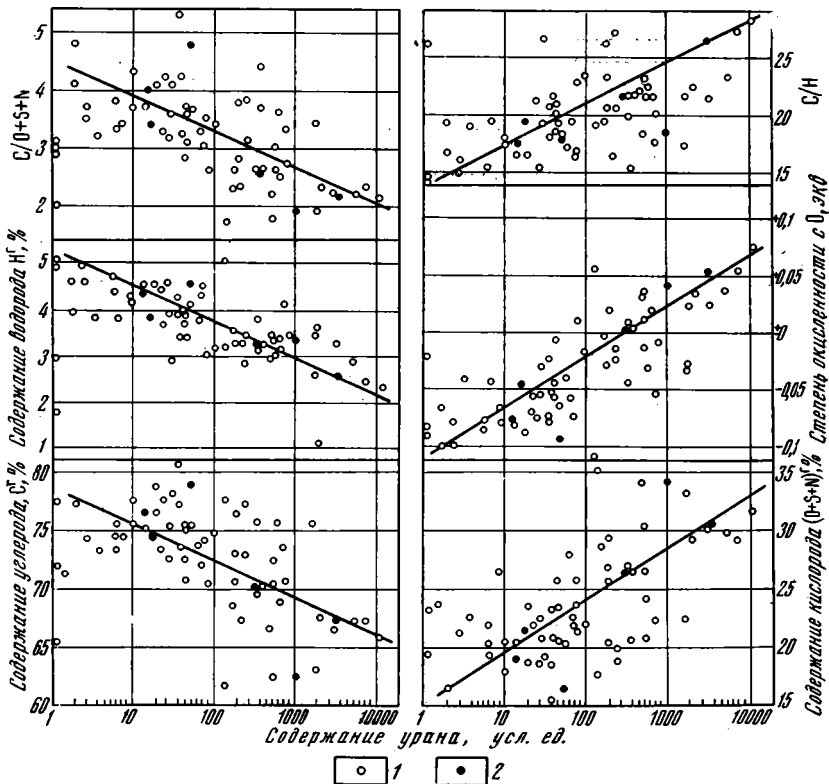
Первично сероцветные отложения характеризуются комплексом таких компонентов, как пирит, сидерит и органическое вещество. Содержание органического углерода изменяется в соответствии с гранулометрическим составом пород. Минимальные содержания (0,2—0,8%  $C_{орг}$ ) характерны для грубообломочных пород, максимальные (целые проценты) — для тонкозернистых разностей.

Часть органического вещества представлена тонко рассеянным растительным детритом, часть — уплотненными обломками углефицированной древесины, линзами угля (фиг. 2). Угли имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием блестящих ингредиентов (витренин) и матовых (фюзенин). Петрографическое изучение показало принадлежность их (по степени разложения) к пиреколлинитовому типу, формирование которого происходило в условиях неустойчивого обводнения в проточном режиме, периодически сменяющимся осушением.

При приближении к контакту с зоной осветления наблюдаются изменения макро-



Фиг. 4. Классификационная диаграмма органического вещества I—IV — степень изменения органического вещества (I — наименее измененное; II — слабоокисленное, III — окисленное, IV — сильноокисленное) 1 — рядовые пробы; 2 — среднее по зонам



Фиг. 5. Зависимость между параметрами химического состава органического вещества и содержанием урана 1 — рядовые пробы; 2 — среднее по зонам

## Химический состав органического вещества различной

Зона на диаграмме (см. фиг. 4)	Характеристика органического вещества	Число образцов	В образце				
			уран, усл. ед.	органическое вещество, %	зола, А	влага, Wг	углерод, Сг
I	Наименее измененное	3	6	53,9	5,5	5,4	79,03
IIa	Очень слабо окисленное	8	16	64,0	8,1	7,5	76,48
IIб	Слабо окисленное	28	18	46,5	15,4	9,7	74,45
III	Окисленное	10	370	12,1	14,8	7,2	70,29
IVa	Сильно окисленное	3	1000	17,4	43,6	9,3	62,37
IVб	Очень окисленное	9	3600	14,5	16,7	8,9	67,40

скопического характера углей: блестящие черные плотные разновидности сменяются матовыми черными менее плотными, переходящими далее в коричневатые бесструктурные угли, затем в землистые зеленовато-коричневые образования. Максимально разложенные зеленовато-серые и пепельно-серые землистые углистые остатки характерны для осветленных пород, примыкающих к сероцветной толще.

Уран концентрируется главным образом в сероцветных породах, вблизи зоны осветленных пород, на органических веществах (фиг. 3). Максимальная концентрация урана отмечается в выклинивающихся тонкозернистых углистых прослоях и в «останцах» — реликтах углистых прослоев в осветленных породах (см. фиг. 3). Повышенное содержание урана отмечается также в осветленных породах зеленовато-серого и пепельно-серого цвета, примыкающих к богатому оруденению в сероцветных породах.

В зоне красноцветных пород, как правило, органические вещества и урановые минералы отсутствуют. Лишь в некоторых участках этих пород встречаются реликты измененных, интенсивно ожелезненных растительных остатков, в которых иногда содержится небольшое количество урана.

В сероцветных породах внутри рудных тел высокие концентрации урана отмечаются также в углях и углистых алевролитах в зоне послонных срывов, широко распространенных среди углистых горизонтов. Трещины этих срывов выполнены перетертым углем и пиритом. Анализ показал, что наиболее обогащен ураном перетертый материал.

Для руд характерен комплекс сопутствующих урану микроэлементов: молибден, цинк, свинец, мышьяк, медь, иттрий, галлий, селен. Особенно высокие концентрации халькофильных элементов отмечаются в местах скопления эпигенетического пирита. Помимо этих элементов в углистом веществе всегда присутствуют бериллий и германий, не связанные с рудообразующим процессом и равномерно распределенные по всей площади развития сероцветных отложений.

Изучение особенностей органического вещества как основного компонента — носителя оруденения было проведено комплексом физических и химических методов. Изучено более 60 образцов различных видов углей и углистых растительных остатков, отобранных из пород различных геохимических зон. Углистые остатки и угли отбирались вручную, мелкодисперсное органическое вещество выделялось обработкой проб соляной и плавиковой кислотами по общепринятой методике [1]. Обобщенные результаты химических анализов приведены в таблице, в которой образцы сгруппированы по степени их эпигенетического окисления. Среднестатистический состав органического вещества сероцветных пород характеризуется следующими цифрами: углерод 73,3—76,6%, водород 4%, степень окисленности 0,05. Среднее содержание органической серы и азота невысоко (1—2%). Основная масса суммы гетероэлементов (O+S+N)<sup>г</sup> приходится на долю кислорода. При сухой перегонке угли выделяют (на горячую массу, %): газа 17—25, пирогенной воды 10—18, дегтя до 5 и порошкообразного кокса 60—70.

Содержание гуминовых кислот колеблется от десятых долей процента до 7%. Количество растворимой в хлороформе части варьирует от следов до 2,5%. Экстракт люминесцирует под ультрафиолетовым светом желтым, коричневым и оранжевым цветами.

По химическому составу все разновидности органического вещества в эпигенетически неизмененных сероцветных отложениях (угли, крупные обломки древесины, рассеянное органическое вещество) относятся к одному типу. Колебания химического состава наблюдаются для разных петрографических ингредиентов. Блестящие разновидности (витрен) содержат небольшие количества водорода, дегтя, гуминовых кислот в хлороформенной вытяжке. Фюзен отличается более высоким количеством углерода. Результаты химического анализа позволяют отнести органическое вещество к разряду карбонизованных бурых углей и свидетельствуют об отсутствии воздействия на него повышенных температур и давления.

Наиболее заметные колебания состава органического вещества связаны главным образом с положением пробы относительно контакта с зоной эпигенетически измененных осветленных пород и обусловлены окислительными процессами. Это иллюстрирует график (фиг. 4), составленный в координатах: содержание углерода в горючей массе, С<sup>г</sup> — степень окисленности СО. Последняя рассчитывается по формуле

$$CO = \frac{\frac{1}{8} (O + S + N)^g - H^g}{\frac{1}{3} C^g}$$



степени окисленности (средние данные)

В горючей массе, %						Степень окисленности, с O	C/H	C/O+S+N
водород, H <sup>г</sup>	кислород (O+S+N) <sup>г</sup>	газ, Г <sup>г</sup>	вода, H <sub>2</sub> O <sup>г</sup>	деготь, Д <sup>г</sup>	кокс, К <sup>г</sup>			
4,54	16,43	17,4	10,2	2,0	70,4	-0,095	17,8	4,8
4,35	19,17	19,3	10,7	4,6	65,4	-0,077	17,6	4,0
3,79	21,76	22,1	11,3	2,5	64,1	-0,043	19,6	3,4
3,20	26,51	24,8	12,1	0,6	62,5	+0,005	21,9	2,6
3,42	34,21	22,6	17,4	Сл.	60,0	+0,041	18,2	1,9
2,52	30,08	19,5	18,6	Сл.	61,9	+0,055	26,6	2,2

где O<sup>г</sup>, S<sup>г</sup>, N<sup>г</sup>, H<sup>г</sup>, C<sup>г</sup> — содержания кислорода, серы, азота, водорода и углерода в горючей массе.

I группа образцов, представленная наименее окисленными углями, отобрана из первично сероцветных отложений на максимальном удалении от зоны эпигенетически измененных пород. Органическое вещество этой группы характеризуется максимальными содержаниями углерода и водорода и минимальными — кислорода.

II группа, наиболее многочисленная, включает слабо измененное органическое вещество, III и IV группы представлены сильно окисленным органическим веществом. Максимально окисленное органическое вещество отмечается в углистых прослоях, выклинивающихся в зоне осветленных пород, а также в реликтах углистых остатков среди этой зоны.

По данным инфракрасной спектроскопии, проведенной Б. П. Солнцевым, все образцы характеризуются большим количеством кислородных групп C=O, COOH, C—O, OH, а также групп CH<sub>2</sub> и CH<sub>3</sub>.

В III и IV группах образцов резко уменьшается степень полимеризации вещества. Окислению подвергался как углерод, так и водород, что сопровождалось образованием карбонильных, карбоксильных и фенольных групп, а также вклиниванием кислорода в структуру. При более глубоком окислении происходило отщепление функциональных групп в форме углекислоты и воды, а иногда увеличение ароматизации колец.

Согласующиеся результаты были получены по данным рентгеноструктурного и термического анализов [5], проведенных на 22 образцах из 60, исследованию которых посвящена данная статья. Характер изменений органических веществ однозначно показывает, что они подвергались воздействию окисляющих растворов.

Одной из наиболее характерных особенностей рудной локализации на описываемом месторождении является четкая зависимость между концентрацией урана и степенью окисленности органического вещества. Увеличение концентрации урана в направлении от эпигенетически неизмененных сероцветных пород к контакту с зоной осветления сопровождается возрастанием содержания кислорода в углистом веществе и степени его окисленности; соответственно уменьшается содержание углерода и водорода (фиг. 5).

В то же время прямой корреляции между содержанием урана и органического вещества в рудах не наблюдается. В рудных участках уран более или менее равномерно концентрируется как в прослоях углей, так и в грубозернистых породах, содержащих не более 1% C<sub>орг</sub>. Лишь в безрудных разрезах, оторванных от зоны измененных пород, распределение низких содержаний урана в разрезе коррелируется с органическим веществом: все пики повышенных концентраций урана приурочены к прослоям углей и углистых алевролитов.

Интересные результаты получены при изучении углистого вещества под электронным микроскопом, проведенном В. Т. Дубинчуком [3]; установлено, что на контакте с урановыми минералами, заключенными в углях и растительных остатках, органическое вещество метаморфизовано до графита. Графит (определяемый методом электронной микродифракции) образует мельчайшие (несколько микрометров) чешуйки неправильной формы, окружающие урановые минералы в виде ореола. В безрудных углях графит не обнаружен. В заметном количестве он присутствует в прослоях осветленных пород на продолжении рудных углей. Было высказано предположение, что образование графита обусловлено радиационным воздействием рудных минералов на органическое вещество. На других ураноносных объектах в присутствии органического вещества возникает алмазная фаза [3].

Скопление чешуек графита в осветленных породах, очевидно, можно рассматривать как реликты, сохранившиеся ввиду своей химической стойкости после разрушения рудных слоев в ходе эпигенетических процессов.

Урановое оруденение накапливалось при инфильтрации кислородных ураноносных вод в сероцветную толщу в процессе формирования зоны пластового окисления. Осадителем урана являлось окисляющееся буроугольное вещество, обладающее максимальной сорбционной способностью из всех компонентов осадочных пород. Сорбция сопровождалась образованием собственных минералов урана (коффинита и настурана) в результате восстановления урана окисляющимся органическим веществом: эти явления изучались экспериментально [4].

Возраст основного рудообразующего процесса, по данным изотопии свинца, оценивается в 80—60 млн. лет, что подтверждает эпигенетический характер оруденения относительно вмещающих отложений, возраст которых составляет 120 млн. лет.

Невысокие аномальные содержания урана в углистых прослоях, широко распространенных в сероцветных отложениях на всей площади впадины, вне связи с зонами эпигенетического изменения, по-видимому, накапливались одновременно с образованием осадков в процессе диагенеза. Эти концентрации могли явиться одним из источников урана при формировании оруденения в эпигенетическом процессе.

Таким образом, рудообразующим процессом в рассмотренном месторождении является окислительный эпигенез, в ходе которого уран концентрировался на органическом веществе, пропорционально его окисленности.

### Литература

1. *Веселовский В. С.* Испытание горючих ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 407 с.
2. *Гидрогенные месторождения урана/Под ред. Перельмана А., И. М.*: Атомиздат, 1980. 270 с.
3. *Дубинчук В. Т., Коченов А. В., Пеньков В. Ф. и др.* О новообразованиях в органическом веществе осадочных пород под действием радиоактивного излучения.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4, с. 973—976.
4. *Коченов А. В., Дубинчук В. Т., Каширцева М. Ф. и др.* О формах выделения и условиях осаждения урана в экзогенных эпигенетических месторождениях.— Геохимия, 1981, № 5, с. 769—778.
5. *Урманова А. М., Круглова В. Г., Успенский В. А., Дементьев П. К.* Кристаллохимический анализ природных органических образований как средство решения генетических задач.— В кн.: Рентгенография минерального сырья и кристаллохимия минералов. М.: Препринт, ВИМС, 1979, с. 190—205.

Мингео СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
21.VI.1983

УДК 552.123 : 552.51

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА ФИЗИКО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД ПРИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКЕ ПЕСЧАНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

*ГУСЕЙНОВ А. А., ОСТРОВСКИЙ Б. М., ШИК Н. С., СУРЦУКОВ Г. В.*

Одним из важных резервов прироста запасов и увеличения добычи нефти и газа являются литологические, стратиграфические и комбинированные (ЛСК) ловушки, с которыми могут быть связаны крупные скопления углеводородов. Об этом свидетельствуют данные, полученные за последние годы во многих нефтедобывающих странах мира, а также результаты научно-исследовательских и опытно-методических работ, доказывающие перспективы поисков залежей нефти и газа в ловушках ЛСК-типов в различных нефтегазоносных провинциях СССР (Волго-Уральской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской).

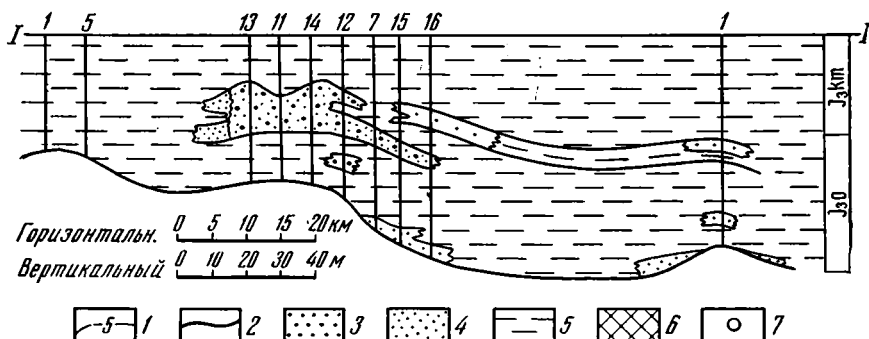
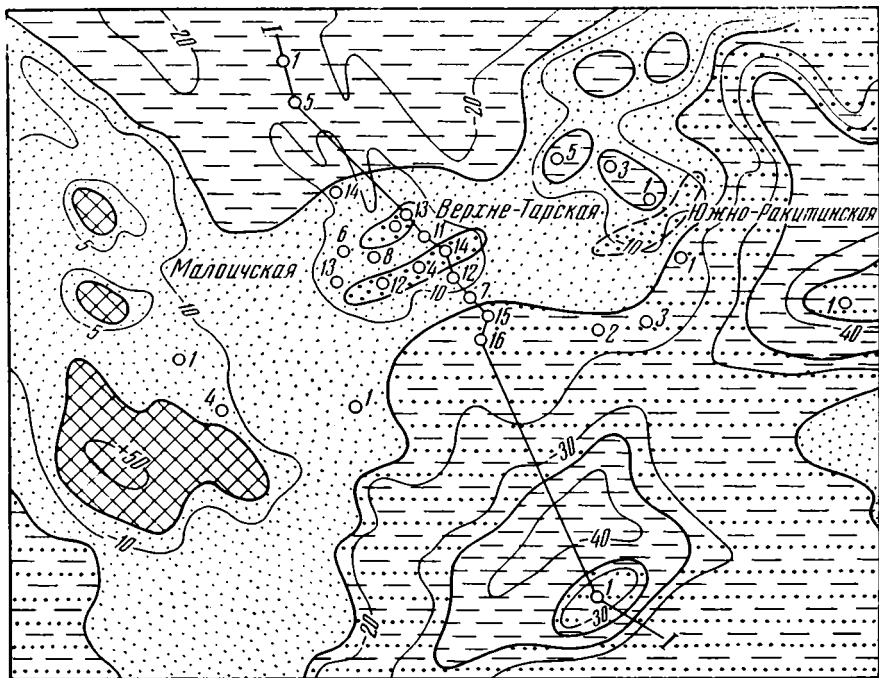
К одному из наиболее перспективных регионов с точки зрения поисков залежей нефти и газа в ловушках ЛСК-типов следует отнести Западную Сибирь, в пределах которой выявлены региональные и локальные зоны выклинивания, стратиграфических несогласий и фашиальных замещений продуктивных терригенных отложений юры и неокома. В частности, значительный интерес представляют верхнеюрские терригенные отложения юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, где по результатам региональных палеогеографических, палеогеоморфологических и палеотектонических исследований установлены благоприятные условия формирования зон распространения ЛСК-ловушек. Несмотря на то что в этом регионе открыты залежи углеводородов в ловушках, приуроченных преимущественно к антиклинальным поднятиям, имеются большие резервы выявления залежей в ловушках ЛСК-типов (в первую очередь в структурно-литологических), успешные поиски которых в определенной мере зависят от результатов исследований генетических особенностей отложений.

В свою очередь выявление генетической природы песчаных тел, с которыми связаны ЛСК-ловушки, представляет определенные трудности в условиях дефицита фактического материала, что должно компенсироваться комплексностью исследований и использованием известных закономерностей изменчивости литологических свойств отложений на тектонических структурах [3].

В последние годы для решения различных геологических задач широко применяются математические методы, в частности факторный анализ [1]. Последний может быть применен для генетической диагностики песчаных тел по результатам гранулометрического анализа отложений.

В статье на примере Малоичской и Верхнетарской площадей Новосибирской области рассмотрены результаты комплексного изучения терригенных отложений с целью выявления генетической природы песчаных тел на основе палеогеографического, детального литолого-фашиального и факторного анализов.

Район исследований расположен в окраинной юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, в пределах которой выделены следующие тектонические элементы: Межочский свод, Калгачский выступ и Лавровский вал. Юго-восточная периклиналь Лавровского вала осложнена Верхнетарским и Малоичским локальными поднятиями.



Фиг. 1. Литолого-фациальная карта отложений верхней юры (пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup>) и профиль по линии I—I  
 1 — изогипсы палеорельефа; 2 — границы литологических зон; 3 — аккумулятивные песчаные тела; 4 — песчаники; 5 — глинисто-алевритовые породы; 6 — участки отсутствия отложений верхней юры; 7 — скважина и ее номер

Практический интерес в нефтегазоносном отношении представляют терригенные отложения верхней части васоганской свиты верхнеюрского возраста, представленные переслаиванием песчаников, алевритов, аргиллитов и углей. В надугольной пачке верхне-васоганской подсвиты выделяются продуктивные пласты Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> и Ю<sub>1</sub><sup>2</sup>, сформированные в процессе оксфордской трансгрессии, что следует из региональных палеогеографических исследований. В позднем оксфорде на данной территории располагался морской залив эпиконтинентального бассейна, в краевых зонах которого происходило накопление песчаных образований пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup>. Зональность в распространении коллекторов связана с рельефом дна бассейна седиментации. Так, на пологих локальных поднятиях, находившихся над уровнем моря, в пределах берегового склона формировались пляжи. Одна из таких пляжевых зон и связанные с ней участки предполагаемого развития баров ориентирована на северо-восток по флексурному перегибу берегового склона морского залива. Зона развития баров отшнуровывала лагуну, что подчеркивается развитием в ней в основном глинистых забаровых фаций. Ниже пляжевой зоны по падению берегового склона отмечена глинизация отдельных прослоев песчаников.

Местным источником сноса терригенного материала, транспортируемого в северо-восточном направлении вдольбереговыми и донными течениями [4], являлся гранитный массив Межовского свода.

В результате детального литолого-фациального анализа отложений продуктивного пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> на Верхнетарском и Малочском локальных поднятиях выявлено единое песчаное тело, представляющее собой погребенный прибрежный бар (фиг. 1). Вывод о баровом генезисе песчаного образования сделан на основании изучения его морфологических и литологических особенностей и характера фациальных взаимоотношений.

Песчаное тело мощностью 15—18 м сложено хорошо отсортированными мелкозернистыми песчаниками, переходящими вверх по разрезу в среднезернистые разности. Глинистость пород не превышает 10%. Коллекторские свойства песчаников характеризуются относительно высокими значениями: пористость составляет 15—19%, проницаемость достигает 250 мД. Увеличение зернистости отложений вверх по разрезу отражено в характерной конфигурации кривой *ПС*.

В северо-западном направлении мощность баровых песчаников сокращается до 5 м и они постепенно сменяются лагунными отложениями. Последние представлены преимущественно мелкозернистыми алевроитовыми песчаниками и песчано-глинистыми алевролитами с пористостью 8—15% и проницаемостью до 1 мД.

В юго-восточном направлении мощность отложений увеличивается и песчаный пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> частично замещается практически непроницаемыми глинисто-алевролитовыми породами.

Предбаровые отложения представлены мелко- и среднезернистыми глинистыми песчаниками, алевролитами и глинами. Пористость песчаников изменяется от 4 до 20%, проницаемость варьирует в пределах 0,01—50 мД.

Начальный этап детальных исследований особенностей песчаных отложений верхней юры проведен на основе литолого-фациального анализа, без использования ранее предложенных генетических диаграмм, основанных на результатах интерпретации гранулометрического анализа.

Генетическая интерпретация (построение генетических диаграмм) данных гранулометрического анализа базируется на совместном изучении различных характеристик кривой распределения, например максимального диаметра зерен и медианы, или медианы и коэффициента отсортированности и т. д. Однако единого мнения об эффективности их использования нет. Кроме того, различные способы вычисления одной и той же величины приводят к несопоставимым результатам. Точки опробования либо не попадают ни в одно из эталонных полей генетических диаграмм, либо перекрывают одновременно несколько из них.

Ввиду большой наглядности графических построений задача поисков эффективных способов построения генетических диаграмм остается актуальной. В связи с этим целесообразно сформулировать основные принципы генетического анализа песчаников:

— литологические признаки, используемые при графических построениях, должны отвечать требованиям максимальной информативности и предполагать возможности выделения на диаграммах определенных зон (полей);

— диаграммы, построенные по различным группам данных, должны быть сопоставимы между собой;

— новые методы генетического анализа должны включать результаты сопоставления с данными, полученными ранее.

При соблюдении этих принципов можно выявить гидродинамические условия осадконакопления. В дальнейшем сопоставление определенных зон (полей), фиксируемых на диаграммах, с морфологией песчаного тела и его изображением в плане, а также с генетическим типом кривых *ПС* позволит более достоверно определить генезис песчаного тела.

Требованиям оптимального выбора информативных литологических признаков и сопоставления различных их групп отвечают методы собственно факторного анализа, при котором данные, наблюдаемые на множестве *P* признаков в *N* образцах (точках наблюдений) сводятся в таблицу с *N* рядами и *P* столбцами. Такими признаками могут быть содержание отдельных фракций, статистические коэффициенты — асимметрия, эксцесс, коэффициент отсортированности и т. д.

При собственно факторном анализе предполагается, что на *P* признаков действуют *K* общих факторов и (*P*—*K*) специфических, не коррелирующих с общими факторами и между собой.

Исследование матрицы корреляций между признаками проводится с помощью *R*-модификации факторного анализа; исследование матрицы корреляций между точками наблюдений — с помощью *Q*-модификации.

Применительно к изучению гранулометрического состава песчаников целевыми особенностями факторного преобразования являются:

а) для *R*-модификации — выделение групп фракций, имеющих тесную корреляцию внутри групп и слабую корреляцию между группами;

б) для *Q*-модификации — выделение групп фракций, позволяющих наилучшим образом классифицировать точки наблюдений.

Применение факторного анализа на заключительном этапе комплексного изучения верхнеюрских отложений позволяло на основе интерпретации данных о гранулометрическом и минеральном составе пород с учетом их коллекторских свойств подтвердить вывод о баровом генезисе песчаников на Верхнетарском и Малоничском поднятиях.

При факторном анализе использованы 11 признаков по 200 образцам керна: содержание гранулометрических фракций (шесть), коэффициенты пористости  $K_p$  и проницаемости  $K_{пр}$ , содержание минералов легкой фракции (кварц, полевые шпаты) и обломков пород.

Результаты парного корреляционного анализа физико-литологических свойств продуктивных отложений верхней юры приведены в табл. 1.

Максимальная корреляционная связь отмечена между содержанием крупно- и мелкоалевритовой фракций (коэффициент корреляции  $r=0,85$ ), коэффициентом пористости и фракцией менее 0,01 мм ( $r=-0,63$ ), а также между проницаемостью и глинистой фракцией ( $r=-0,50$ ).

Минеральный состав отличается не только корреляционной связью кварц — поле-

Матрица корреляции между физико-литологическими параметрами

Физико-литологический параметр		Гранулометрическая фракция, мм						K <sub>п</sub>	ln K <sub>пр</sub>	Минерал легкой фракции			
		>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01			кварц	полевые шпаты	обломки пород	
		Номер гранулометрической фракции											
		1	2	3	4	5	6						
Минералы легкой фракции	Обломки пород	-0,29	-0,37	0,46	0,07	0,05	-0,11	-0,05	-0,27	-0,70	-0,10	1	
	Полевые шпаты	-0,33	-0,53	0,14	0,55	0,49	-0,01	-0,01	-0,31	-0,64	1		
	Кварц	0,46	0,68	-0,45	-0,47	-0,42	0,08	0,05	0,44	1			
ln K <sub>пр</sub>		0,43	0,58	-0,14	-0,41	-0,37	-0,50	0,70	1				
K <sub>п</sub>		0,15	0,21	0,06	-0,06	-0,08	-0,63	1					
Гранулометрические фракции, мм	Номер гранулометрической фракции	6	-0,103	-0,17	-0,19	-0,01	-0,02	1					
		5	-0,24	-0,52	-0,23	0,85	1						
		4	-0,31	-0,63	-0,17	1							
		3	-0,49	-0,55	1								
		2	0,48	1									
		1	1										

Примечание. Коэффициенты корреляции вычислены Б. М. Островским по общепринятой методике парного корреляционного анализа [2].

Матрица факторных нагрузок

Общность переменной*	Физико-литологический параметр	Факторный коэффициент		
		$R_1$	$R_2$	$R_3$
0,49	>0,5 мм	0,61	-0,21	0,29
0,80	0,5—0,25	0,61	-0,25	0,60
0,82	0,25—0,1	-0,89	-0,11	0,15
0,88	0,1—0,05	-0,02	0,07	-0,93
0,83	0,05—0,01	0,06	0,06	-0,91
0,77	<0,01 мм	0,12	0,87	0,04
0,83	$K_{п}$	0,04	-0,91	0,00
0,85	$\ln K_{пр}$	0,34	-0,77	0,38
0,83	кварц	0,74	0,00	0,54
0,59	полевые шпаты	-0,19	0,00	-0,75
0,60	обломки пород	-0,78	0,00	0,02
Дисперсия, учитываемая фактором, %		26	21	29

\* Общность переменной равна сумме квадратов факторных нагрузок на данную переменную и показывает долю дисперсии данного признака, учитываемой всеми факторами.

вые шпаты ( $r = -0,64$ ), но и связью кварца с содержанием обломков пород ( $r = -0,70$ ).

Проведение факторного анализа с нормированием собственных векторов и вращением факторов [2] показало, что все вышеописанные связи учитываются тремя факторными коэффициентами, включающими 75% дисперсии и сходных признаков. Матрица факторных нагрузок (табл. 2) содержит в основном не перекрывающиеся по признакам факторы.

Учитывая, что в этой модификации факторные нагрузки являются коэффициентами корреляции факторов и исходных признаков, можно дать следующую интерпретацию факторов.

Фактор  $R_1$  имеет большую отрицательную нагрузку на содержание мелкопесчаной фракции и обломков пород, и положительную — на содержание крупно- и среднетонкопесчаной фракций, а также кварца. Увеличение этого фактора будет соответствовать «подавлению» мелкопесчаной фракции за счет более крупных и возрастанию содержания кварца за счет обломков пород.

Фактор  $R_2$  соответствует увеличению глинистости пород при одновременном уменьшении  $K_{п}$  и  $K_{пр}$ .

Фактор  $R_3$  отражает уменьшение содержания крупно- и мелкоалевритовой фракций при увеличении среднетонкопесчаной фракции и величины отношения кварца к полевым шпатам.

Анализ связи минерального и гранулометрического состава пород позволяет предполагать существование трех независимых процессов накопления осадков.

Один из них, описываемый фактором  $R_1$ , приводит к изменению содержания крупно- и среднетонкопесчаной фракций и взаимному замещению кварца и обломков пород, что связано, вероятно, с гидродинамической активностью среды осадконакопления.

Другой процесс, описываемый фактором  $R_2$ , обуславливает осаждение глинистого материала, запечатывающего поровое пространство коллекторов.

Процесс, описываемый фактором  $R_3$ , приводит к изменению содержания крупно- и мелкоалевритовой фракций и соотношения кварца и полевых шпатов. Этот процесс, возможно, связан с длительностью переработки обломочного материала волновыми движениями в прибрежной зоне.

Построение графика точек наблюдения в осях  $R_3$  и  $R_1$  позволяет определить степень влияния названных процессов в разрезе каждой скважины. На факторной диаграмме (фиг. 2) выделены две обособленные группы точек, отличающиеся значениями факторов и направлением их изменчивости.

Так, значение фактора  $R_3$ , характеризующего изменчивость содержания крупно- и мелкоалевритовой фракций и соотношения кварц — полевые шпаты, для разрезов скв. 3, 13 Малоичской, скв. 3, 6, 10, 12 и др. Верхнетарской площадей остается практически постоянным (от  $-0,5$  до  $-0,8$ ). При этом содержание крупноалевритовой фракции, например, в разрезе скв. 10 Верхнетарской площади изменяется в незначительных пределах (0—5%). В то же время значение фактора  $R_1$ , характеризующего изменчивость содержания крупно-, средне- и мелкопесчаной фракций, а также содержания кварца и обломков пород, меняется в широких пределах (от  $-1,4$  до  $+1,6$ ). При этом, например, в разрезах скв. 3 на Малоичской и скв. 10 на Верхнетарской площадях содержание мелкопесчаной фракции изменяется соответственно от 19 до 60 и от 3 до 79%, а среднетонкопесчаной фракции — от 33 до 70 и от 0 до 74%.

Низкие значения, слабая изменчивость содержания крупно- и мелкоалевритовой фракций, а также сильная изменчивость в содержании крупно-, средне- и мелкопесчаной фракций характерны для разрезов этой группы скважин.

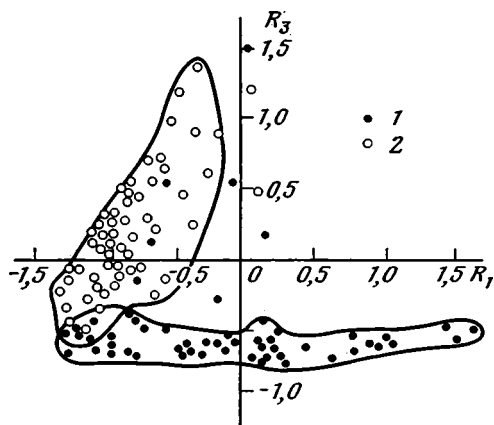
Для другой группы точек (скв. 4, 5, 6 Малоничской площади) значение фактора  $R_1$  изменяется незначительно (от  $-0,4$  до  $-1,3$ ), фактор  $R_3$  варьирует в широких пределах (от  $-0,6$  до  $+1,5$ ), что соответствует слабой изменчивости содержания крупной, средне- и мелкопесчаной фракций и изменчивости в широких пределах содержания крупно- и мелкоалевритовой фракций.

Различные значения и характер изменчивости факторов  $R_1$  и  $R_3$  связаны с особенностями условий осадконакопления. Породы, характеризующиеся высокими постоянными значениями фактора  $R_3$  и изменчивостью фактора  $R_1$  (первая группа точек), являются отложениями прибрежного бара.

Вторая группа точек, характеризующаяся низкими значениями и сильной изменчивостью фактора  $R_3$ , соответствует забаровым и лагунным отложениям.

Фиг. 2. Факторная диаграмма физико-литологических свойств коллекторов верхнеюрских отложений Верхнетарской и Малоничской площадей

1 — исследованные образцы скв. 3, 13 Малоничской площади и скв. 3, 4, 6, 7, 10, 11, 12 Верхнетарской площади; 2 — то же, скв. 4, 5, 6 Малоничской площади



Следовательно, к флексуобразному перегибу подводного берегового склона, контролируемого разломом фундамента, приурочена зона развития баров, где выявлен прибрежный бар, пересекающий Малоничское и Верхнетарское локальные поднятия. Аналогичное песчаное тело предполагается на Южно-Ракитинской структуре, приуроченной к той же структурно-фациальной зоне. Северо-западнее Южно-Ракитинского поднятия пласт  $Ю_1^1$  сложен практически непроницаемыми мелкозернистыми глинистыми песчаниками и алевролитами, идентичными забаровым фациям Верхнетарской и Малоничской площадей. К юго-востоку от предполагаемого бара развиты разрезы, аналогичные разрезам предбаровых фаций изученных площадей.

В песчаниках бара на Верхнетарском месторождении установлена залежь нефти, что позволяет прогнозировать залежь и на Южно-Ракитинской площади.

Таким образом, комплексное изучение верхнеюрских отложений позволило выявить песчаный бар, приуроченный к Малоничскому и Верхнетарскому локальным поднятиям, высказать предположение о распространении баровых песчаников на Южно-Ракитинской площади и доказать правомерность использования факторного анализа физико-литологических свойств пород-коллекторов при генетической диагностике песчаных образований.

#### Литература

1. Белонин М. Д., Голубева В. А., Скублов Г. Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982. 269 с.
2. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 572 с.
3. Каледа Г. А. Изменчивость отложения на тектонических структурах и ее значение для нефтяной геологии: Автореф. докт. дис. М.: МИНХи ГП, 1980. 33 с.
4. Потлова М. М. Сравнительная характеристика юрских коллекторов Шаимского, Березовского и Межовского нефтегазоносных районов (Западная Сибирь).— Тр. СНИИГГИМС, 1972, вып. 179, с. 32—37.

ВНИГНИ  
Москва

Поступила в редакцию  
4.V.1983

УДК 553.411.071 (571.1)

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ ОДНОГО ИЗ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВЛАСОВ В. С.

Вопросу геологии изучаемого золото-сурьмяного месторождения посвящен ряд работ [1—4]. В них, а также во всех геологических отчетах производственников-геологов в качестве рудовмещающих пород месторождения рассматривались сланцы хлоритового, хлорит-серицитового, кварц-серицитового составов. Некоторые исследователи [1]

отмечали, что незначительная часть вмещающих пород принадлежит карбонатно-глинистым сланцам.

Автор на протяжении нескольких лет детально изучал рудовмещающую толщу, что позволило ему выявить ряд особенностей, имеющих важное значение для понимания условий локализации руд.

Сурьмяные рудные тела месторождения представляют собой антимонитовые, кварц-антимонитовые жилы с рудоносными зальбандами. Простирание жил северо-восточное, падение северо-западное. Пространственная ориентировка и морфология сурьмяных руд подчинены трещинной тектонике; их контролируют зоны повышенной трещиноватости и расщепления, прослеживающиеся через все месторождение в обе стороны. Сурьмяные рудные тела образовались путем выполнения открытых полостей и трещин.

Золотое оруденение, большая часть которого несколько обособлена от сурьмяных руд, приурочено к интенсивно сульфидизированным сланцам, пронизанным частой сетью кварцевых жил и прожилков. Сами кварцевые жилы менее рудоносны, чем вмещающие породы, и содержат повышенные содержания металла в том случае, если содержат большое количество сульфидизированных реликтов сланцев. Золото тонкодисперсное; сульфидизация на 99% представлена пиритом и арсенопиритом, реже отмечается антимонит, и только под микроскопом обнаруживаются блеклые руды, сфалерит, халькопирит, галенит. Наблюдается прямая зависимость между содержаниями золота и интенсивностью пирит-арсенопиритовой минерализации. Морфология золотоносной зоны, сульфидизации и тонкопрожилкового окварцевания в общих чертах, по-видимому, повторяет общую складчатость вмещающих пород. В образовании золото-сульфидной минерализации главная роль принадлежит процессам метасоматоза.

Детальное петрографическое изучение рудовмещающей толщи месторождения показало, что в пределах рудного поля месторождения чистых серицитовых, хлорит-серицитовых сланцев без карбоната практически нет. Все они содержат карбонатный материал в количествах от нескольких единиц до 70%. Несмотря на поразительную монотонность вмещающей толщи, в которой полностью отсутствуют маркирующие горизонты, нам удалось макроскопически выделить и микроскопически подтвердить наличие двух основных разновидностей сланцев, распространенных примерно в равных количествах.

Первая разновидность представлена сланцами темного, темно-серого цветов, сравнительно однородными, массивно-зернистой текстуры с плохо выраженной слоистостью. Под микроскопом порода состоит из основной массы и порфириобласт. Основная масса представлена мелкочешуйчатыми агрегатами серицита (40—60%) и хлорита (20—30%), углистым веществом (0—5%), редкими зернами кварца (0—3%), рутилом, лейкоксеном и рудными минералами (доли процента). Наличие слоев существенно серицитового и существенно хлоритового состава обуславливает слоистость породы. Чешуйки слюд ориентированы параллельно наложившейся сланцеватости, которая располагается под углом к слоистости, присутствующий в незначительных количествах кварц, как правило, слагает основную ткань в виде зернистой вкрапленности. Углистое вещество также рассеяно в основной массе в виде хлопьевидных неправильных скоплений, зачастую концентрируясь около участков повышенной сланцеватости, а порой заполняя микротрещинки.

Порфириобласты карбоната, определенные как сидерит, равномерно рассеяны по всей породе. Заметна их приуроченность к участкам интенсивной сланцеватости. Размеры порфириобластов варьируют в пределах 0,05—0,2 мм. Форма чаще всего ромбовидная со сглаженными углами, овальная. Около овальных порфириобласт, как правило, имеются регенерационные каемки из поздних образований — карбоната (кальцита?), кварца, хлорита или серицита. Центральная часть порфириобластов часто замещается пиритом. Длинной своей осью порфириобласты подчеркивают сланцеватость породы. Присутствие многочисленных включений карбоната (порой до 50% площади шлифа) придает породе очковую структуру и кристаллически-зернистый макроскопический облик под микроскопом.

Описанные выше сланцы массивно-зернистой текстуры в большинстве случаев являются вмещающими породами для сурьмяных руд и особенно антимонитовых жил. В подземных горных выработках такие сланцы разбиты редкими (одна трещина на 1,0—1,5 м), но протяженными и зачастую зияющими (1,0 см и более) трещинами. Поэтому развитые в них кварцевые и антимонитовые жилы характеризуются протяженными (до 100 м) прямолинейными и резкими контактами, что свидетельствует об их образовании путем выполнения открытых трещин. В кварцевых и кварц-карбонатных образованиях отмечаются халькопирит, галенит, антимонит, сфалерит-сульфиды.

Вторая разновидность рудовмещающих пород представлена сланцами серого, светло-серого цвета, пелитоморфными, четкослоистыми, легко раскалывающимися при ударе на плитки, параллельные слоистости. Под микроскопом в них отмечается тот же набор минералов, в тех же количественных соотношениях. Главным отличием являются форма проявления карбоната и в меньшей мере характер распределения углистого вещества.

Порфириобласты карбонатов в этой разновидности пород либо отсутствуют, либо присутствуют в незначительных количествах. Здесь более типичны карбонатные линзочки, залегающие в основной массе породы в виде мелкозернистой (0,01—0,03 мм) вкрапленности. В большинстве случаев заметна их слабая концентрация в слое, где содержание карбонатных компонентов достигает 90%. В целом толща представляет собой чередование карбонатных и бескарбонатных слоев. Углистое вещество в подавляющей массе также подчеркивает слоистость, причем наблюдается частая приуроченность его к верхним частям слоев, что придает им более темную окраску и под-



черкивает резкость контактов. Такой характер поведения карбоната и углистого вещества свидетельствует, на наш взгляд, о терригенно-осадочном происхождении карбоната и биогенно-осадочном — углистого вещества.

В сланцах этой разновидности в рудном поле месторождения повсеместно отмечаются прослои окремненных, массивных, очень плотных пород серого цвета мощностью от нескольких миллиметров до 20 см. Под микроскопом они состоят из зерен карбоната (60—70%) размером 0,02—0,06 мм, кварца (20—40%), а также незначительной примеси хлорита и серицита. Эти прослои интенсивно импрегнированы среднезернистым пиритом (до 10%) и строго перпендикулярно к контактам рассеяны тонкими прямолинейными линзочками и прожилками кварц-кальцитового и кварцевого состава. В зонах интенсивного смятия кремнисто-карбонатные прослои, особенно мощностью до 2 см, растрескиваются, местами происходит растаскивание этих обломков по слою и завальцевание в округлые образования, чем придает породе будиная структура. Под воздействием метаморфизма по этим кварц-карбонатным будинам возникают широко распространенные и столь характерные для месторождения пиритовые линзы, желваки, конкреции.

Подавляющая масса кварцевых, кварц-карбонатных жил, прожилков и в особенности золотоносные зоны тонкопрожилкового окварцевания и сульфидизации приурочены к сланцам второй разновидности, причем прожилки, в отличие от прожилков в сланцах первой разновидности, характеризуются извилистой причудливой формой, многочисленными разветвлениями, раздувами, не совсем четкими контактами. В этой системе кварцевых жил и прожилков поздние сульфиды (халькопирит, антимонит, блеклые руды, сфалерит) не отмечаются, а в тесной связи с ними находятся пирит, арсенопирит и золото.

Необходимо отметить, что рудовмещающая толща месторождения представляет собой переслаивание пород обеих разновидностей, причем мощность прослоев в ней изменяется от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. В зонах особенно частого и тонкого переслаивания нередко возникают промежуточные разновидности пород, которые несут черты той и другой разновидности.

Таким образом, на основании изложенного материала можно сделать следующие выводы:

1) минеральный состав пород обеих разновидностей, вмещающих золото и сурьмяное оруденение, практически одинаков;

2) различие выделенных разновидностей пород заключается в форме проявления в них карбонатного и углистого материала; в одном случае в них больше черт, указывающих на осадочно-сингенетичное происхождение, в другом они претерпевают, по-видимому, мобилизацию и перетолжение вдоль сланцеватости, одновременно концентрируясь и укрупняясь в размерах частиц;

3) приуроченность золотого оруденения и сурьмяных руд к различным разновидностям сланцев свидетельствует о широком проявившемся на месторождении литологическом факторе контроля оруденения.

Выявленная впервые на месторождении разновидность сланцев с первично-осадочными прослоями карбоната и установленная тесная связь с ними золото-сульфидного оруденения позволили в корне изменить представление о механизме образования изучаемого месторождения и существенно перестроить методику поисков месторождений подобного типа.

#### Литература

1. Дистанов Э. Г., Стеблева А. Т., Оболенский А. А., Кочеткова К. В. Удережское сурьмяное месторождение в Енисейском кряже.— В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—31.
2. Сазонов А. М., Ананьев А. А., Ильенко С. С. Условия формирования руд Удережского золото-сурьмяного месторождения и геохимическая зональность рудного поля.— В кн.: Полевые шпаты в процессе породообразования. Элиста, 1980, с. 21—46.
3. Стеблева А. Т. Удережское месторождение сурьмы.— Тр. СНИИГГИМС, 1971, вып. 114, с. 81—83.
4. Стеблева А. Т. Сурьмяные месторождения Енисейского кряжа.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1975, с. 89—93.

ПГО «Красноярскгеология»,  
п. Мотыгино

Поступила в редакцию  
31.III.1983.

## ХРОНИКА

УДК 552.58

ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР ПО БИОГЕОХИМИЧЕСКИМ АСПЕКТАМ  
ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД

ГОЛОВЕНОК В. К.

1—3 ноября 1983 г. в пос. Ольгино под Ленинградом состоялся Всесоюзный семинар «Биогеохимические аспекты формирования осадочных пород и руд», посвященный 120-летию со дня рождения акад. В. И. Вернадского. Семинар был организован ВСЕГЕИ совместно с Центральным правлением НТГО. На семинаре рассматривался следующий круг вопросов: глобальные биогеохимические циклы и их роль в осадко-накоплении и рудогенезе; минерало- и породообразующая роль живых организмов; биогеохимические факторы процессов гипергенеза, карбонато-, кремне- и фосфатонакопления, накопления руд цветных металлов; влияние эндогенного вещества на биогеохимические процессы.

В работе семинара (председатель оргкомитета проф. А. А. Смыслов) приняло участие 120 специалистов из 48 научно-исследовательских и производственных организаций Министерства СССР и УССР, АН СССР и академий наук УССР, БССР, ЭССР, Киргизской ССР, министерство высшего образования СССР и РСФСР, министерств газовой промышленности и рыбной промышленности СССР. На четырех пленарных и двух секционных (рудная и литологическая секции) заседаниях было заслушано и обсуждено 37 докладов, в которых в той или иной мере был затронут весь перечисленный выше круг вопросов. Специальное заседание было посвящено памяти основоположника биогеохимии В. И. Вернадского. На этом заседании *А. В. Лапо* и *А. А. Смыслов* сделали доклад «В. И. Вернадский и становление биогеохимии», с воспоминаниями о В. И. Вернадском выступили *М. Г. Валяшко*, *Н. В. Садикова*, *Н. И. Толстихин* и *И. И. Шафрановский*.

В докладе *А. И. Перельмана* (ИГЕМ АН СССР) отмечалась глубокая связь между процессами формирования состава природных вод и литогенезом, обусловленная тем, что главные геохимические особенности вод биосферы, илов и осадочных пород определяются работой живого вещества. Это положение, высказанное В. И. Вернадским, *А. И. Перельман* предложил именовать законом Вернадского.

*А. И. Бурдэ* (ВСЕГЕИ) рассмотрел некоторые общие закономерности биогеохимических процессов при образовании осадочных полезных ископаемых. Он подчеркнул, что в рудонакоплении важную роль играли геохимические барьеры различного типа и их сочетания.

Живой интерес и много вопросов вызвал доклад *И. Н. Крылова* (ГИН АН СССР), охарактеризовавшего органический мир докембрия, его эволюцию во времени и влияние на процессы докембрийского выветривания и осадконакопления, в том числе и накопление осадочных полезных ископаемых. По его мнению, современное соотношение атмосферы, биосферы и литосферы установилось на самых ранних стадиях развития земной коры.

*А. Г. Назаров* (Ин-т почвоведения и фотосинтеза АН СССР) указал на важную роль биолитов, образующихся в живых организмах, в биосферной миграции ряда элементов — кальция, фосфора, железа, марганца, алюминия, кремния, серы и др.

Ряд докладов на пленарных заседаниях был посвящен различным аспектам накопления органического вещества в углеродистых и горючих сланцах и других осадочных отложениях (*Н. С. Бескровный* и *Э. А. Анфилатова* — ВНИГРИ; *В. М. Бекетов* и *С. Г. Неручев* — ВНИГРИ; *В. А. Ковалев* — ИГГ АН БССР), условиям его захоронения (*Р. Э. Вески* — Ин-т химии АН ЭССР), преобразованию его под воздействием микроорганизмов (*А. Ю. Леин* и *О. В. Шишкина* — Ин-т биохимии и физиологии микроорганизмов АН СССР; *Р. Э. Вески*, *И. Р. Клеммент* и *К. Э. Уров* — Ин-т химии АН ЭССР; *В. Е. Динисенко* и *Е. В. Стадник* — ВНИИЯГГ). *Л. Э. Юдович* (Коми фил. АН СССР) рассмотрел некоторые вопросы биогеохимии ископаемых углей.

*Е. М. Гурвич* (ИЛС АН СССР) рассмотрела вопросы биогеохимии марганца в современной биосфере и отметила, что организмы и органическое вещество, возникающее в результате их жизнедеятельности и разложения, играют важную роль в преобразовании соединений марганца, его миграции и формировании марганцевистых пород и руд. Участие микроорганизмов в образовании железомарганцевых конкреций океанов был посвящен доклад *Г. Н. Батурина* (Ин-т океанологии АН СССР).

Важная роль бактерий в разложении горных пород и формировании кор выветривания, в миграции и аккумуляции многих рудных элементов, различные механизмы биогеохимического разложения горных пород и рудных минералов были рассмотрены в докладах *Л. К. Яхонтовой* с соавторами (МГУ) и *Н. Н. Алексеевой* и *Л. Е. Крамаренко* (ВСЕГЕИ). Специальный доклад *Е. А. Бойченко* (ГЕОХИ АН СССР) был пос-

вящен концентрационной функции живых организмов, т. е. способности живых клеток накапливать отдельные элементы из окружающей среды. Было показано, что в ходе эволюции биосферы на разных этапах ее развития отдельные группы водорослей и высших растений характеризовались различиями в концентрации металлов.

Вопрос об участии микроорганизмов в образовании бокситов затрагивался в ряде докладов. Специально он был рассмотрен *Т. В. Аристовской и Л. В. Зыкиной* (Центральный музей почвоведения). На основе изучения роли микроорганизмов в разложении алюмосиликатов, образовании алюмоорганических соединений и при последующей минерализации последних авторы доклада делают предположение, что гидроокись алюминия накапливалась не в качестве остаточного продукта при разрушении алюмосиликатов, а в результате минерализации образующихся при этом алюмоорганических соединений.

В докладе *В. Г. Прохорова* (Красноярское отд. СНИИГИМС) высказывалась мысль о том, что на возникновение и развитие жизни важнейшее влияние оказывали электромагнитные поля. Это в свою очередь неизбежно должно было сказываться и на особенностях биогеохимической миграции элементов и рудообразования.

На литологической секции семинара было заслушано 10 докладов. В докладе *С. И. Шуменко* (ХГУ) отмечалось, что биогенное карбонатакопление было доминирующим, по-видимому, уже с раннего палеозоя. Изучение кремнистых отложений показывает, что вулканогенная поставка кремнезема и абиогенное его осаждение не были главными по крайней мере с мезозоя. С этого времени платформенные кремнистые отложения несут признаки либо органогенной природы, либо вторичного перераспределения биогенного кремнезема. По его мнению, в мезозое и кайнозое перевод кремнезема в осадки происходил исключительно биогенным путем.

*Л. А. Дорофеева и М. А. Минаева* (ВСЕГЕИ) показали возможность использования знака и величины электрокинетического потенциала пород для выяснения их генезиса. Установлено, что чистые хемогенные карбонатные породы характеризуются положительными, а биогенные — отрицательными значениями электрокинетического потенциала.

В ряде докладов на литологической секции была рассмотрена роль живого вещества и биогеохимических факторов в целом в современном и древнем фосфатонакоплении. *Г. Н. Батурин* (Ин-т океанологии АН СССР) рассмотрел особенности современного фосфоритообразования на шельфах океанов. Большая роль в поставке фосфора была отведена водам авеллинга. Этот доклад вызвал большой интерес и много вопросов. Древним фосфоритам различных районов СССР были посвящены доклады *Я. Я Малдре* (ВСЕГЕИ), *Р. К. Пауль* (ГИХС), *Г. М. Кренцеля* и *Г. П. Асланова* (Азербайджанский отд. ЦНИГРИ).

*Е. М. Ривкина* с соавторами (ИБФМ АН СССР) характеризовали биогеохимические процессы, идущие в донных осадках Прикуриинского района Каспийского моря, а *А. Л. Жуховицкая и В. А. Генералова* (ИГГ АН БССР) на примере малых озер Белоруссии рассмотрели специфику озерного осадконакопления и роль в этом процессе жизнедеятельности организмов и органического вещества. Отмечалось, что организмы и органическое вещество контролируют все этапы накопления осадков, определяя их генетическое разнообразие.

На рудной секции было заслушано шесть докладов. *В. Е. Попов* (ВСЕГЕИ) сделал разбор различных функций живого вещества в осадочном и вулканогенно-осадочном рудообразовании — энергетической, деструктивной, концентрационной, средообразующей и транспортной (эти функции были намечены ранее *А. В. Лапо*). Докладчик указал на существование кроме экзогенного живого вещества эндогенного органического вещества, сложные взаимоотношения между которыми обуславливают каталитическое воздействие на металлоносные растворы. Для осадочного и в значительной мере отдаленного вулканогенно-осадочного рудогенеза докладчиком отмечена эволюция от хемогенного накопления в докембри на преобладающему биогенному — в фанерозое.

*Н. Н. Ляликowa* (Ин-т микробиологии АН СССР) рассмотрела окислительную деятельность микроорганизмов на месторождениях сульфидных руд и возможную роль сульфатредуцирующих бактерий в образовании осадочных месторождений сульфидных руд.

Достаточно критически, судя по вопросам и некоторым замечаниям участников секции, был воспринят доклад *Н. С. Бескровного* с соавторами (ВНИГРИ) об эндогенных рудообразующих гидротермальных системах в рифтовых зонах. Авторы считают, что в рифтах источник всего вещества (рудных элементов, кремнезема и даже нефти) — эндогенный, мантийный. *Л. Н. Овчинников* отметил, что приведенные данные по содержанию ряда металлов говорят не в пользу выхода источников, тем более рудообразующих систем. Некоторые из присутствующих скептически отнеслись к представлению об эндогенном происхождении нефти в кальдере Узон на Камчатке и в Байкальской рифтовой зоне.

В ряде докладов обсуждались геологические и биогеохимические аспекты образования осадочных месторождений цветных металлов (*А. Е. Мирошников* — Красноярское отд. СНИИГИМС; *Н. Н. Ляликowa* — Ин-т микробиологии АН СССР и *И. П. Дружинин* — Ин-т литосферы АН СССР).

*Л. И. Сахадзе и Н. Д. Керкадзе* (КавИМС) изложили результаты лабораторных исследований по бактериальному выщелачиванию марганца из бедных карбонатных руд и шламов Чнатурского месторождения и объединения «Чнатурмарганец» и дали оценку возможности промышленного применения этого способа.

На заключительном пленарном заседании *Н. Н. Верзилин* (ИЗК ЛГУ) остановился в своем докладе на некоторых вопросах энергетики и эволюции геохимических циклов в истории развития Земли. По его мнению, на ранних стадиях ее развития энергетиче-

ской основой геохимических циклов была энергия гравитационного сжатия и радиоактивного распада. С появлением на Земле фотосинтезирующих организмов в энергетическом балансе геохимических циклов начала неуклонно расти доля энергии химических связей, которая создавалась живым веществом путем трансформации лучистой энергии Солнца и передачи ее осадочным породам.

*И. Н. Крылов* (ГИН АН СССР) поделился с участниками семинара личными впечатлениями о состоявшемся в 1982 г. в г. Мехико (Мексика) совещании на тему «Развитие и взаимоотношения докембрийской литосферы, биосферы и атмосферы». В обсуждении работы семинара приняли участие Л. Н. Овчинников, У. Г. Дистанов, А. А. Смыслов.

Заслушав и обсудив современное состояние биогеохимических исследований и учитывая их важность для решения прикладных вопросов геологии и научных проблем естествознания, участники семинара в принятом решении рекомендовали:

1) усилить биогеохимические исследования с целью изучения условий формирования и эволюции осадочной оболочки Земли и образования месторождений полезных ископаемых;

2) просить ГКНТ, Секцию наук о Земле АН СССР, Мингео СССР и Минвуз СССР предусмотреть в следующей пятилетке разработку специальных программ, посвященных этой тематике;

3) считать первоочередными задачами дальнейших исследований в области биогеохимии следующие:

— изучение геохимической деятельности современного живого вещества в целях реконструкции биогеохимических процессов геологического прошлого, в том числе процессов рудообразования;

— развитие работ по реконструкции биогеохимических процессов докембрия и в первую очередь его бактериальной биоты, определившей специфику рудоотложения;

— геомикробиологические и биогеохимические исследования современных руд в Мировом океане;

— геомикробиологические и биогеохимические исследования процессов, происходящих в зоне гипергенеза рудных месторождений;

— разработку специальных биогеохимических методик изучения экзогенных и эндогенных месторождений и включение их в общий рациональный комплекс геологоразведочных работ;

4) составить специальные программы геохимических дисциплин вузов, включающих в полной мере биогеохимические вопросы на основе трудов В. И. Вернадского с учетом современных достижений в этих областях знаний;

5) считать целесообразным периодическое проведение семинаров по различным аспектам биогеохимии;

6) для ознакомления широких кругов исследователей с вопросами, обсуждавшимися на семинаре, считать целесообразным опубликовать труды семинара.

ВСЕГЕЦ  
Ленинград

Поступила в редакцию  
1.11.1984

УДК 552.124.4

#### **IV ВСЕСОЮЗНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «КОНКРЕЦИИ И КОНКРЕЦИОННЫЙ АНАЛИЗ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ»**

**ЗАРИЦКИЙ П. В., МАКЕДОНОВ А. В., СИДОРЕНКОВ А. И., ВЫСОЦКИЙ В. Н.**

IV Всесоюзная научная конференция «Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций», организованная под руководством Междуведомственного литологического комитета АН СССР, ЗапСибНИГНИ и Харьковским государственным университетом при участии Тюменского отделения Всесоюзного минералогического общества АН СССР и Тюменского областного правления научно-технического горного общества, проходила 11—13 октября 1983 г. в г. Тюмени. Председатель Оргкомитета проф. П. В. Зарицкий (ХГУ), заместители председателя — А. В. Македонов (ВСЕГЕИ) и А. И. Сидоренков (ЗапСибНИГНИ), ученый секретарь В. Н. Высоцкий (ЗапСибНИГНИ).

К началу конференции были опубликованы тезисы 103 докладов, представленных специалистами 47 научных учреждений и производственных организаций АН СССР и ряда союзных республик, Мингео СССР, Минуглепрома СССР, Миннефтепрома СССР, Минвуза СССР и других министерств и ведомств из 33 городов страны.

В дни работы была организована выставка современных и ископаемых конкреций, а также выставка научной литературы по тематике конференции.

На конференции были заслушаны и обсуждены доклады по следующим направлениям: 1) теоретические вопросы конкрециеобразования и процессы литогенеза; 2) изучение конкреций и применение конкреционного анализа для решения вопросов нефтегазовой геологии и литологии в целом; 3) конкрециеобразование и стадийность литогенеза; 4) терминология, классификация и систематика конкреций.

Во вступительном слове *П. В. Зарицкий* проанализировал тематику трех специальных всесоюзных научных конференций, проведенных в стране в течение 1970—1976 гг. по проблеме «Конкреции и конкреционный анализ», имеющиеся достижения в этой области и отметил, что к настоящему времени существенно увеличился поток публикаций по конкрециям у нас и за рубежом, вышли из печати первые монографии, защищены кандидатские и докторские диссертации, сделаны многие доклады на различных совещаниях в стране и международных конгрессах, опубликован сборник докладов Второй научной конференции «Конкреции в конкреционный анализ», ожидается выход из печати сборника докладов Третьей конференции: «Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций», а также большого коллективного труда «Атлас конкреций». Выполнено решение предыдущих конференций о необходимости создания постоянно действующего научно-методического центра в стране, который бы направлял и координировал работу по изучению конкреций, и обеспечивал широкое внедрение ее в практику. Создана секция «Конкреционный анализ и проблемы диагенеза» при Междудеятельном литологическом комитете. Приоритет советской геологической науки в области изучения конкреций, разработке и применении конкреционного анализа признается за рубежом. Вместе с тем была отмечена недостаточность усилий по внедрению результатов изучения конкреций и конкреционного анализа в геологическую практику.

Член-кор. АН СССР *И. И. Нестеров* в докладе «Нефтегазоносные формации» изложил современные представления об этих формациях, представляющих собой комплекс геохимических фаций, органическое вещество которых находится на определенной стадии измененности, предопределяющей фазовое состояние и физико-химические свойства продуктов преобразования органического вещества. Основными параметрами, характеризующими нефтегазоносные формации, являются тип органического вещества и степень его катагенеза, а также параметрические особенности изменения вмещающих пород. Докладчик предложил уделить внимание детальному изучению генезиса конкреций нефтегазоносных формаций и разработать надежные критерии диагностики различных генераций конкреций.

В докладе проф. *А. В. Македонова* и проф. *П. В. Зарицкого* «Конкреционный анализ: современное состояние, терминология, проблемы классификации» основное внимание уделено новым перспективным направлениям применения конкреций для решения научных и практических задач, уточнению понимания условий образования конкреций как особого уровня организации вещества, промежуточного между минеральным и породным уровнями, и конкреционных комплексов как парагенетических ассоциаций типов и групп конкреций, соответствующих парагенезисам вмещающих их пород. Предложен перечень основных рекомендуемых терминов с целью унификации номенклатуры и намечены основы единой систематики конкреций и конкреционных комплексов с учетом ведущих признаков и особенностей.

Подведением итогов изучения распространения, условий залегания, вещественного состава конкреций нефтегазоносных терригенных отложений региона были посвящены доклады *А. И. Сидоренкова* «Диагенетическое карбонатообразование в мезозое Западной Сибири» и *А. И. Сидоренкова* и *В. Н. Высоцкого* «Применение конкреционного анализа в газонефтяной геологии». Учет выявленных особенностей распространения конкреционных тел в ловушках выклинивания дает возможность на стадии поисково-разведочных работ прогнозировать линии замещения пород-коллекторов.

Во втором докладе *П. В. Зарицкого* «Конкреционный анализ и его роль при решении некоторых теоретических и практических вопросов литологии и геологии» обосновано положение, согласно которому конкреционный анализ ставится необходимым и даже обязательным элементом не только литолого-геохимических исследований осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, но и поисковых, разведочных и эксплуатационных работ.

*А. В. Македоновым* был представлен доклад «Конкреции как индикаторы различных типов, форм залегания и концентрации органического вещества», в котором показано, что подавляющая масса конкреций в осадочных и гидротермально-осадочных формациях образовалась при прямом или косвенном влиянии органического вещества. Выявлены конкретные парагенезисы различных конкреций и конкреционных комплексов с разными по форме, условиям залегания и концентрации органическими веществами.

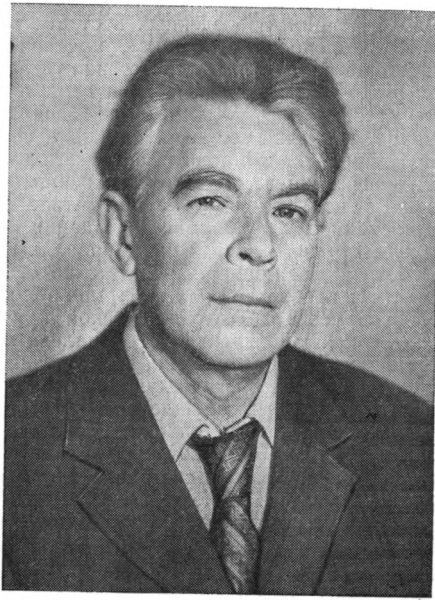
Ряд докладов был посвящен рудным и нерудным конкрециям угленосных и других осадочных и метасадочных формаций, а также применению конкреционного анализа для решения общегеологических и других специальных задач. Специальное время было отведено стендовым сообщениям.

В заключительной дискуссии приняли участие *В. А. Гроссгейм* (ВНИГРИ, г. Ленинград), *В. И. Сиротин* (ВГУ, г. Воронеж), *И. Д. Данилов* (ТСХА, г. Москва), *И. Н. Ушатинский* (ЗапСибНИГНИ, г. Тюмень), *Ю. Г. Чугунов* (ИГН АН СССР, г. Киев), *П. В. Зарицкий* (ХГУ, г. Харьков).

В принятом решении конференция рекомендовала направления дальнейших работ и практические мероприятия по изучению конкреций и развитию конкреционного анализа. Оргкомитету поручено подготовить к опубликованию основные доклады в трудах ЗапСибНИГНИ. Решено провести очередную (пятую) конференцию, посвятив ее актуальным вопросам изучения конкреций и применения конкреционного анализа к метаморфическим толщам докембрия.

Харьковский государственный  
университет, ВСЕГЕИ  
Ленинград,  
ЗапСибНИГНИ

Поступила в редакцию  
19.XII.1982



### К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ Н. В. ЛОГВИНЕНКО

14 октября 1984 г. исполняется 70 лет крупному советскому литологу, профессору Ленинградского университета, лауреату Государственной премии СССР Николаю Васильевичу Логвиненко.

Начальный период его научной деятельности связан с Харьковским университетом. После окончания в 1937 г. геологического факультета Н. В. Логвиненко начинает изучение угленосных отложений Донецкого карбона и в 1941 г., закончив аспирантуру, защищает одну из первых кандидатских диссертаций по литологии на Украине.

В годы Великой Отечественной войны он занимается инженерно-геологическими изысканиями для строительства и монтажа промышленных предприятий на Урале, а после окончания войны возвращается к педагогической, общественной и научной деятельности в Харьковском университете.

В 1947 г. Н. В. Логвиненко защищает докторскую диссертацию, посвященную литологии и палеогеографии продуктивной толщи Донецкого карбона, которая представляет собой пример использования минералогии осадочных пород для стратиграфии и фашиально-циклического анализа.

С 1947 по 1954 г. Н. В. Логвиненко руководит кафедрой геологии Харьковского горного института, а с 1954 по 1964 г. — кафедрой минералогии и петрографии Харьковского университета. За эти годы он вовлекает в орбиту своих научных интересов молодых геологов и создает ныне широко известную харьковскую литологическую школу. Под его руководством ведутся работы по изучению нижнекаменноугольных карбонатных, верхнекаменноугольных красноцветных и нижнепермских доломитовых отложений Донбасса; организуется Крымская экспедиция, результаты работ изложены в коллективной монографии «Литология и генезис таврической формации Крыма»; начинается исследование современного осадкообразования в условиях морской литологии на примере Черного и Азовского морей; появляются первые работы по постдиагенетическим изменениям осадочных пород. На кафедре минералогии и петрографии им была создана первая на Украине современная лаборатория методов исследования осадочных пород и введен специальный курс по методам исследования.

Научные интересы Н. В. Логвиненко очень разнообразны. Им опубликовано 195 научных работ, в том числе 12 монографий и учебников. Наиболее широкую известность получили: «Постдиагенетические изменения осадочных пород», «Периодические процессы в геологии», «Петрография осадочных пород», «Морская геология».

Его формирование как ученого началось под влиянием идей Д. Н. Соболева о специфической структуре межплатформенного Донецкого бассейна и его угле- и нефтеносности. Интересы Н. В. Логвиненко в литологии всегда сосредоточиваются на самых актуальных проблемах, что объясняет его сотрудничество с такими учеными, как акад. Н. М. Страхов, член-кор. АН СССР Ю. А. Жемчужников. При всей широте его научной деятельности можно уверенно говорить о двух главных научных направлениях, которым он остается верен по сей день. Это прежде всего вопросы по изучению вещества осадков и связанных с ними пород — осадочная минералогия. Описанные им аллотигенные и аутигенные минералы Донецкого карбона дали возможность использовать их для корреляции угленосных отложений и характеристики фаций. Впервые на материале терригенного триасового флиша Крыма было установлено явление поликомпонентного члзморфизма Са, Мо, Fe и Mn в карбонатах осадочного генезиса. Совместно с В. А. Франк-Каменецким и В. А. Дрицем им был открыт новый глинистый минерал — тосудит.

Второй круг научных интересов Н. В. Логвиненко касается важнейших проблем литогенеза и осадочных формаций. Им выяснены условия образования песчаных осадков литоральной зоны современного океана, рассмотрена модель современного глауконитообразования, охарактеризованы условия формирования угленосных, флишевых и молдасовых формаций, предложена новая модель формирования флиша, исследованы разнообразные явления периодичности осадконакопления при формировании осадочных формаций.

В 1976 г. за учебник «Петрография осадочных пород» Н. В. Логвиненко была присуждена Государственная премия СССР.

В 1964 г. Н. В. Логвиненко переезжает в Ленинград и принимает на себя руководство отделом геологии угля ВСЕГЕИ. В 1976 г. в Ленинградском университете открывается новая кафедра литологии и морской геологии — одна из первых кафедр подобного профиля в Советском Союзе. Руководителем ее избирается Н. В. Логвиненко. Кафедра быстро становится одним из крупнейших центров современного литологического образования в нашей стране, а также приобретает широкую известность за рубежом.

Учениками Николая Васильевича Логвиненко являются несколько сотен геологов и литологов — выпускников Харьковского и Ленинградского университетов; среди них 22 кандидата и пять докторов геолого-минералогических наук.

Научно-общественная деятельность Н. В. Логвиненко многогранна. Он является членом Межведомственного литологического комитета, а также Комиссии по инженерно-геологическому изучению шельфа и океанов АН СССР. Многие годы Николай Васильевич работал в редколлегиях всесоюзных (Известия вузов, Литология и полезные ископаемые) и республиканских журналов.

Н. В. Логвиненко организовал и провел несколько всесоюзных конференций, в том числе I и II совещания по новым физическим методам изучения осадочных пород, IV литологическое совещание, Совещание по осадочным формациям Большого Донбасса. Неоднократно участвовал в работах международных геологических и седиментологических конгрессов. Читал курсы лекций в Варшавском и Белградском университетах.

Свое семидесятилетие Николай Васильевич Логвиненко встречает в расцвете творческих сил. Ему свойственны работоспособность, энергия, любопытство, оптимизм, чувство юмора и доброжелательное отношение к окружающим.

Друзья и коллеги желают ему сохранить на долгие годы эти человеческие качества, здоровья и новых творческих успехов.

Межведомственный  
литологический комитет

Редколлегия

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

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

**EDITORIAL BOARD:**

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

**Адрес редакции:**

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

телефон 230-81-77

Зав. редакцией **В. Д. Компанец**

Технический редактор **Е. И. Гришина**

---

Сдано в набор 01.06.84	Подписано к печати 27.07.84	Т-14621	Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup>	
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отг. 13,2 тыс.	Уч.-изд. л. 15,9	Бум. л. 4,5
	Тираж 1029 экз.	Зак. 4073		

---

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10



Цена 1 р. 80 к.  
Индекс 70493

## В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» имеются в продаже:

### **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА. 1979. 207 с. 3 р. 30 к.**

Сборник посвящен осадочным формациям, различающимся по литологическим признакам и возрасту.

Состав, стратиграфическое положение и распространение их описывается на основании материалов глубоководного бурения. Приводятся новые представления о составе и генезисе некоторых типов осадков. Выявлена металлоносность меловой формации черных глин в районе Бермудского массива. Показано, как главные этапы геологической истории Североамериканской океанской котловины отражены в накоплении различных формаций.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, в особенности литологов, специалистов по морской геологии и палеогеографии океанов.

### **ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА. 1976. 302 с. 2 р. 76 к.**

В книге рассмотрены фациальная обстановка формирования конкреций, закономерности их количественного распространения, стратиграфическое положение, петрография, минеральный состав, текстуры, геохимия конкреций и вмещающих их осадков. На основе анализа всех материалов освещены вопросы происхождения конкреций в Тихом океане.

Работа рассчитана на геологов, литологов, петрографов, геохимиков, океанологов и географов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13;  
320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина,  
95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев,  
проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск Донецкой области, ул. Марата, 1;  
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;  
220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 118192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12;  
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск,  
ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59,  
ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.